

GIS-basierte Analyse der känozoischen Geodynamik und Mineralisationsgeschichte der östlichen Syntaxis des Himalaya (NW-Yunnan/ VR China)

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematischen-Naturwissenschaftlichen Fakultäten
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von
Bianca Wagner
aus Zwickau

Göttingen 2003

D 7

Referentin/Referent: Prof. Dr. D. Helmcke

Koreferentin/Koreferent: Prof. Dr. B. Lehmann

Tag der mündlichen Prüfung: 6. Mai 2003

Inhalt

Inhalt	3
Kurzfassung	5
Danksagung	6
Abbildungsverzeichnis	7
1 Einleitung	9
2 Das Untersuchungsgebiet	10
2.1 Geographischer Überblick	10
2.2 Geologischer Bau	10
Yangtze-Plattform (im engeren Sinn)	15
Sanjiang-Faltengürtel	16
Longmen Shan-Überschiebungsgürtel	20
Songpan-Ganzi-Faltengürtel	20
3 Methodik	22
3.1 GIS-Projekt	22
Datenintegration in einem GIS-Projekt	22
Aufbau des GIS-Projektes	22
Datengrundlage	24
3.2 Geologischer Untersuchungen	28
4 Basisdaten	29
4.1 Kartographische Basiskarte	29
Layer Infrastruktur	29
Layer Hydrographie	29
4.2 Karte Satellitenbilddauswertung	30
Layer Satellitenbild	30
Layer Lineamentanalyse	30
Layer Quartärbeckenanalyse	42
Layer Rundstrukturanalyse	57

4.3 Erdbebenkarte	64
Layer Erdbebenpunkte	64
Layer Herdlösungen	64
4.4 Lithologische Karten	68
Karte der quartären Gesteine	68
Karte der tertiären Gesteine	69
Layer Tertiäre Magmatite	77
4.5 Lagerstättenkarte	83
Arsen (As)	85
Gold (Au)	85
Yao'an	87
Kupfer (Cu)	88
Kupfer-Molybdän (Cu-Mo)	90
Quecksilber (Hg)	93
Blei-Zink (Pb-Zn)	95
Polymetallisch (Pb+/-Cu+/-Zn+/-Ag)	97
Platin (Pt)	97
Antimon (Sb)	97
Bijiashan	97
Ma'anshan	98
Zinn (Sn)	98
Wolfram (W)	98
5 Strukturanalyse	99
5.1 Karte Quartärstressfeld	99
5.2 Karte Tertiärstressfeld	103
Rekonstruiertes tektonisches Regime im ausgehenden Paläogen	103
Rekonstruktion der Entwicklung seit der Kollision bis rezent	103
6 Potentialauswertung	108
6.1 Geotektonische Phasen	108
6.2 Mineralisationsphasen	108
6.3 Potentielle Mineralisationszonen	111
Literatur	115

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit stellt das Ergebnis einer komplexen Analyse der geologischen Entwicklung von NW-Yunnan im Känozoikum dar. Im Gegensatz zu den bisherigen Untersuchungen, die entweder die tertiäre oder die quartäre Historie des Gebietes zum Inhalt hatten, wurden diese beiden Zeiträume im Rahmen der Untersuchungen gemeinsam betrachtet. Dabei standen die sedimentären, magmatischen und tektonischen Veränderungen im Arbeitsgebiet und ihre zeitliche Gegenüberstellung im Mittelpunkt. Die Grundlage für die Analyse der rezenten Tektonik bildete die Auswertung von Störungen und Quartärbecken auf Landsat-Satellitenbildern.

Diese Informationen über die geologische Entwicklungsgeschichte des Arbeitsgebietes vom ausgehenden Mesozoikum bis in die heutige Zeit dienten als Basis

für Rekonstruktion der jeweiligen tektonischen Streiffelder. Darauf aufbauend konnten mehrere geotektonische Intervalle und Mineralisationsphasen im Zusammenhang mit der Indien-Asien-Kollision abgegrenzt werden. Dies ermöglichte die Einschätzung der tertiären Gesteine und tektonischen Strukturen in Hinblick auf ihre Vererzungswürdigkeit und die Abgrenzung von Gebieten mit erhöhtem Lagerstättenpotential.

Die Bearbeitung der großen Datenmenge erfolgte u. a. mit Hilfe der Software ArcView. Das Ergebnis ist ein Geographisches Informationssystem (GIS), in dem alle verwendeten Informationen lagegenau und abrufbar niedergelegt wurden. Diese „Kartensammlung mit Datenbank“ steht zur zukünftigen Bearbeitung und Erweiterung im Rahmen weiterer Projekte zur Verfügung.

Danksagung

Mein großer Dank gilt Herrn Prof. Helmcke für die Anregung dieser Arbeit, die fachliche Betreuung im Gelände, die ständige Diskussionsbereitschaft und die Vermittlung vielfältiger geologischer Arbeits- und Denkweisen. Herrn Prof. Lehmann von der TU Clausthal danke ich für die ausgezeichnete Vorlesung über Lagerstätten, die Hilfsbereitschaft bei Fragen zur Lagerstätten-thematik und die Übernahme des Korreferates. Ebenso möchte ich einen Dankesgruß zu Herrn Dr. Gierth nach Clausthal schicken, der viel Zeit und Geduld für die Erzprobenansprache aufgebracht hat.

Weiterhin möchte der BGR Hannover für die Vergabe des Projektes und der Bereitstellung des finanziellen Rahmens danken. Mein besonderer Dank gilt dabei Herrn Prof. Bannert und Herrn Dr. Leifeld, die die Durchführung und den Fortgang des Projektes entscheidend unterstützt haben.

Herrn Prof. Zhang, Dr. Li, Dr. Liu, Dr. Wang und Dr. Zhang vom Geologischen Dienst der Provinz Yunnan (Yunnan Bureau for Geology and Mineral

Resources, Kunming) danke ich vielfach für die fachliche Führung während der Geländeaufenthalte und die ständige Bereitschaft zum wissenschaftlichen Austausch.

Ein Dankeschön für die interessante und anspruchsvolle Zusammenarbeit, sowie die fachliche Beratung richte ich auch an Herrn Prof. Feng von der Universität Wuhan.

Ich möchte mich außerdem bei Frau Ingavat-Helmcke, Herrn Dr. Vollbrecht, Herrn Dr. Hein und Herrn Dr. van den Kerkhof (Universität Göttingen) für die wissenschaftliche Unterstützung bedanken. Ein weiteres Dankeschön für das „kommunikative Umfeld“ gilt meine Mitsreitern aus der Abteilung für Angewandte Geologie: Herrn Röhring, Frau Maibaum und Herrn Heppe.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mir immer hilfsbereit und anspornend zur Seite gestanden haben. Herrn Dr. Pielow danke ich von Herzen für den Glaube an meine Fähigkeiten und die endlose Geduld.

Abbildungsverzeichnis

Ganzseitige Karten

- Map 1 Topography, hydrology and infrastructure
- Map 2 Geotectonic blocks and boundaries
- Map 3 Outline of image mosaic; orientation and number of satellite images and radar scene
- Map 4 Geology of NW-Yunnan and SW-Sichuan
- Map 5 Satellite image mosaic
- Map 6 General structural interpretation and rose diagrams A - H
- Map 7 Main active faults and recent tectonic stress field
- Map 8 Quaternary basins
- Map 9 Types of Quaternary basins
- Map 10 Radar scene of the Yongping-Weishan area
- Map 11 Distribution of circular features
- Map 12 Circular features and magmatics of Tertiary age
- Map 13 Earthquakes (1960 - 2002) after: CNSS Catalogue
- Map 14 CMT-solutions of selected earthquakes
- Map 15 Paleogene sediments
- Map 16 Neogene sediments
- Map 17 Magmatic rocks of Tertiary age
- Map 18 Mineral deposits and occurrences
- Map 19 Recent block rotation and relative mass transport
- Map 20 Models of tectonic regimes
- Map 21 Reconstructed tectonic stressfield of the late Paleogene
- Map 22 Reconstructed tectonic stressfield of the Neogene
- Map 23 Lithological types of potential hostrock
- Map 24 Potential zones of mineralization

Abbildungen im Text

- Abb. 1 Mind Map
- Abb. 2 Geologische Gliederung
- Abb. 3 Geologische Übersichtskarte (aus Leloup et al., 1995, verändert)
- Abb. 4 Blockdiagramm der geologischen Entwicklung (aus Yano et al., 1994)
- Abb. 5 Flußdiagramm des GIS-Projektes
- Abb. 6 Blockmodell einer Abschiebung
- Abb. 7 Blockmodell einer Aufschiebung
- Abb. 8 Blockmodell einer Strike-slip-Störung
- Abb. 9 Blockmodell einer transtensionalen Strike-slip-Störung
- Abb. 10 Strukturen in transpressiven und transtensionalen Strike-slip-Störungen (aus Hancock, 1994)
- Abb. 11 Strukturen in extensionalen und kompressiven Segmenten einer Strike-slip-Störung (aus Berger, 1994)
- Abb. 12 Blockmodell einer Überschiebung
- Abb. 13 Häufige Strukturen in Falten- und Überschiebungsgürteln (aus Berger, 1994)
- Abb. 14 Schematisches Blockbild einer Grabenstruktur (aus Berger, 1994)
- Abb. 15 Idealisierendes Modell der Öffnung eines Pull-apart-Beckens (aus van der Puijijm & Marshak, 1997)
- Abb. 16 Aufsicht und Blockmodell eines modifizierten Pull-apart-Beckens (aus Twiss, 1992)
- Abb. 17 Profil durch das Jinyuan- und Yongsheng-Becken (aus Wang et al., 1998)
- Abb. 18 Genese von radialen Störungen (aus Best & Christiansen, 2001)

- Abb. 19 Genese von „cone sheets“ (aus Best & Christiansen, 2001)
Abb. 20 Blockmodell einer Caldera- und „ring dyke“ - Struktur (aus Best & Christiansen, 2001)
Abb. 21 Modell des Ningi-Burra Ring-Komplexes (aus Best & Christiansen, 2001)
Abb. 22 Seismizität in Zentralasien im Zeitraum 1977 bis 1997 (aus USGS, 2002)
Abb. 23 Modell einer Strike-slip-Störung und zugehörige Herdflächenlösung
Abb. 24 Modell einer Abschiebung und zugehörige Herdflächenlösung
Abb. 25 Modell einer transtensionalen Strike-slip-Störung und zugehörige Herdflächenlösung
Abb. 26 Blockmodell eines aktiven Halbgrabens (aus Leeder, 1999)
Abb. 27 Blockmodell eines typischen Playa-Beckens (aus Leeder, 1999)
Abb. 28 Blockmodell eines „stream-flow“-dominierten, alluvialen Schuttfächers (aus Leeder, 1999)
Abb. 29 Blockmodell eines „debris-flow“-dominierten, alluvialen Schuttfächers (aus Leeder, 1999)
Abb. 30 Neogenprofil Jianchuan (aus YBGMR, 1995)
Abb. 31 Auftreten und Alter tertiärer Intrusionen (aus Zhang & Xie, 1997)
Abb. 32 Räumlicher Zusammenhang zwischen kontinentaler Subduktion und Strike-slip-Störungen (aus Mattauer, 1986)
Abb. 33 Blockmodelle der Möglichkeiten kontinentaler Krustenverkürzung (aus Mattauer, 1986, verändert)
Abb. 34 Beziehungen zwischen Strike-slip-Störungen und kontinentaler Subduktion (aus Mattauer, 1986, verändert)
Abb. 35 Geologische Übersichtskarte der Au-Lagerstätte Yao'an (aus Bi et al., 2001.)
Abb. 36 Geologische Übersichtskarte der Cu-Mo-Lagerstätte Machangqing (aus Peng et al., 1998)
Abb. 37 Profil durch die Cu-Mo-Lagerstätte Machangqing (aus Peng et al., 1998)
Abb. 38 Geologische Übersichtskarte der Pb-Zn-Lagerstätte Jinding (aus Kyle & Li, in review)
Abb. 39 Genesemodell der Pb-Zn-Lagerstätte Jinding (aus Kyle & Li, in review)
Abb. 40 Aufschlußskizze der Pb-Zn-Lagerstätte Jinding
Abb. 41 Interpretation des rezenten Stressfeldes an der östlichen Syntaxis des Himalaya (aus Holt et al., 1991, ergänzt)
Abb. 42 Interpretation des rezenten Stressfeldes an der östlichen Syntaxis des Himalaya (aus Leloup et al., 1995, ergänzt)
Abb. 43 Interpretation des rezenten Stressfeldes an der östlichen Syntaxis des Himalaya (aus Wang et al., 1998, ergänzt)
Abb. 44 Orientierung der rezenten Hauptspannungen in Zentral- und Südost-Asien (aus Mattauer et al., 1999, verändert)
Abb. 45 Modell der geotektonischen Entwicklung im Känozoikum an der östl. Syntaxis des Himalaya
Abb. 46 Modell der Klüftentstehung (aus Hancock, 1991)
Abb. 47 Transformation von Störungstypen (aus Hancock, 1995)
Abb. 48 Aufschlußskizze in gestörten triassischen Sedimenten bei Songgui
Abb. 49 Fluidfluß in kompressiven und extensionellen Zonen (Sibson, 1994)

Tabellen

- Tab. 1 Übersicht der Datenquellen
Tab. 2 Übersicht der Landsat-Kanäle
Tab. 3 Typen der Störungslinien (zusammengestellt nach Berger, 1994)
Tab. 4 Zeitliche Einordnung bedeutender sedimentärer, magmatischer und tektonischer Ereignisse im Arbeitsgebiet
Tab. 5 K-Ar-Alter alkali-reicher Intrusiva und vergesellschafteter Gesteine im Ailaoshan-Jinshajiang-Belt
Tab. 6 Gegenüberstellung der Au- und Au-Cu-Porphry-Lagerstätten in Yunnan und der Merkmale alkalischer Porphyrys
Tab. 7 Stratigraphische Übersichtstabelle der kontinentalen Sedimentabfolge
Tab. 8 Gegenüberstellung der Cu- und Cu-Mo-Porphry-Lagerstätten in NW-Yunnan, E-Tibet, SW-Sichuan und der Merkmale kalkalkalischer Porphyrys
Tab. 9 Tertiäre Mineralisationsphasen in NW-Yunnan

1 Einleitung

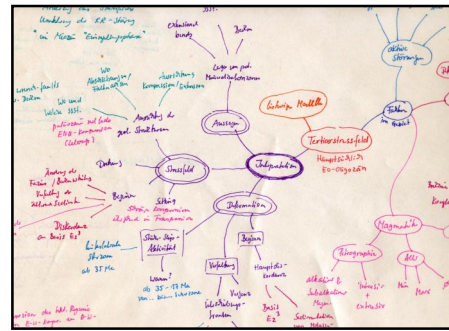


Abb. 1
Ausschnitt aus einer der zahlreichen Mind Maps, ohne die die Bearbeitung des komplexen Themas nicht möglich gewesen wäre.

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des BGR-Hochschulvergabeprojektes „Lagerstättenpotential von West-Yunnan“ verfaßt. Dieses internationale Kooperationsprojekt der BGR Hannover, dem GZG Göttingen (bis 2000 IGDL Göttingen) und dem YBGM (Yunnan Bureau for Geology and Mineral Resources) Kunming wurde in den Jahren 1996 bis 2001 durchgeführt. Es beschäftigte sich mit einem breiten Spektrum geologischer Aspekte, die für das Verständnis der spätpaläozoischen bis känozoischen Entwicklung des Westens der Provinz Yunnan und dem damit verbundenen Lagerstättenpotentials von Bedeutung sind.

Die Arbeiten entstanden während mehrerer Geländebegehungen vor Ort und weiterführender Untersuchungen im Institut. Während der Geländearbeit war aufgrund der Größe des bearbeiteten Gebietes von über 8000 km², sowie des begrenzten zeitlichen und finanziellen Rahmens nur eine punktuelle Aufnahme und Bearbeitung der wichtigsten Aufschlüsse möglich. Erschwerend hinzu kamen vorher kaum abschätzbare Parameter vor Ort, wie Wetter, Verfügbarkeit der Transportmittel, lokale Behörden und die fachliche Interessenslage der jeweiligen chinesischen Begleiter. Das alles resultierte in einer jährlichen Verschiebung des räumlichen Bearbeitungsschwerpunktes und der geologischen Fragestellung. In den ersten Jahren standen die Frage nach der Suture der Paläotethys und einer möglichen permischen Orogenese in W-Yunnan im Vordergrund. Die folgenden Arbeiten konzentrierten sich auf die mesozoische Entwicklung, sowie die Einordnung bekannter Lagerstätten in NW-Yunnan. Die letzten Geländekampagnen wurden hauptsächlich in SW-Yunnan durchgeführt und hatten die Untersuchung permo-triassischer Vulkanite und spätpaläozoischer Diskordanzen, sowie assoziierter Lagerstätten zum Ziel. Die Ergebnisse und Zusammenfassungen wurden in den jährlichen Zwischenberichten (Helmcke, 1996; Helmcke & Wagner, 1997, 1998; Helmcke et al., 1999; Helmcke & Wagner, 1999, 2000) und in einem Abschlußbericht (Helmcke & Wagner, 2001) dargestellt und in mehreren Artikeln und Tagungsbeiträgen (Helmcke et al., 1999,

Feng & Helmcke 2000, Steinbach et al., 1997; Wagner et al. 1999A, 1999B, 2000A, 2000B, 2001) veröffentlicht.

Die hier vorgestellten Arbeiten und Ergebnisse beziehen sich auf die 6841 km² große Region Dali / Lijiang im Nordwesten der Provinz Yunnan. Ein Untersuchungsschwerpunkt dieses Teilprojektes lag auf der Auswertung von Satellitenbildern des Gebietes in bezug auf die jüngere strukturelle Entwicklung und der Rekonstruktion der regionalen Stressfelder im Känozoikum. Das Quartärstressfeld wurde aus der Verknüpfung von Lineamentanalyse, Beckensedimenten, Erdbebendaten und bekannten Bewegungen an Störungen rekonstruiert. Darauf aufbauend wurde die Lineamentanalyse mit der Auswertung der tertiären Sedimente und Magmatite kombiniert, um das spätpaläogene und frühneogene Stressfeld nachzustellen. Der andere Schwerpunkt der Arbeit zielte auf die Analyse der bekannten Lagerstätten bzw. Erzvorkommen und der geotektonischen Einordnung der känozoischen Vererzungen. Ein Teil der Lagerstätten konnte während der zwei Geländekampagnen in diesem Gebiet besucht werden. Die Verknüpfung der strukturellen und lagerstättenkundlichen Untersuchungsergebnisse, sowie die Einbindung zusätzlicher geologischer Daten ermöglichte Aussagen zum Vorkommen bedeutender Vererzungsstrukturen und zum zukünftigen Lagerstättenpotential. Die Vielzahl der punktuellen und flächenhaften Daten wurden koordinatengenau in einem GIS-Programm integriert, um die räumliche Auswertung, die Verfügbarkeit und die Weiterbearbeitung zu gewährleisten.

Die Ergebnisse sollen nach Abschluß des Projektes Geologen zur Aushaltung prospektionswürdiger Zone, zur Fokussierung der bisherigen Explorationsarbeiten in diesem Gebiet und als Basis für zukünftige geotektonische Analysen unter Einbeziehung weiterer Daten zur Verfügung stehen.

2 Das Untersuchungsgebiet

2.1 Geographischer Überblick

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im Nordwesten der Provinz Yunnan zwischen 99° und 102° östlicher Länge, sowie 24° und 28° nördlicher Breite. Das Gebiet erstreckt sich von Yongping am Ostufer des Lancang Jiang bis nach Dayao im Osten und vom nördlich gelegenen Zhongdian bis nach Jingdong im Süden.

Die morphologisch vielgestaltige Region wird durch annähernd NNW-SSE-streichende Gebirgszüge des Nu Shan, Qingshuilang Shan, Yunling, Xue Shan, Mianmian Shan, Wuliang Shan und Ailao Shan gegliedert. Diese Ausläufer des tibetanischen Hochlandes greifen unter allmählicher Verflachung in südöstliche Richtung aus. Die höchsten Erhebungen bilden die im Nordwesten und im Zentrum des Untersuchungsgebietes gelegenen Gipfel Yulongxue Shan (5596 m), Habaxue Shan (5396 m), Baimaxue Shan (4401 m), Diancang Shan (4122 m) und Guangmao Shan (4023 m). Im Südwesten des Arbeitsgebietes um die Städte Weishan und Yunxian erreichen die Berge noch Höhen zwischen 2300 und 3000 m. Die Bergketten werden durch die tief eingeschnittenen Flußtäler des Jinsha Jiang, des Lancang Jiang, sowie des Hong He getrennt. Der Jinsha Jiang fließt, aus Tibet kommend, ab Shigu in weiten Bögen nach Osten bis in das ostchinesische Meer; in seinem Unterlauf trägt er den Namen Yangtze Jiang. Der Lancang Jiang entspringt wie der Jinsha Jiang in Tibet. Er verläuft am Westrand des Untersuchungsgebietes bis Yongping in N-S-Richtung und fließt ebenfalls in weiten Bögen in südsüdöstliche Richtung durch Laos, Thailand und Kambodscha bis nach Vietnam, um dort unter dem Namen Mekong dem südchinesischen Meer zuzufließen. Der Hong He oder Red River entspringt in der Gegend um Midu und fließt in nahezu gleichbleibender Südostrichtung bis nach Vietnam in den Golf von Tonking.

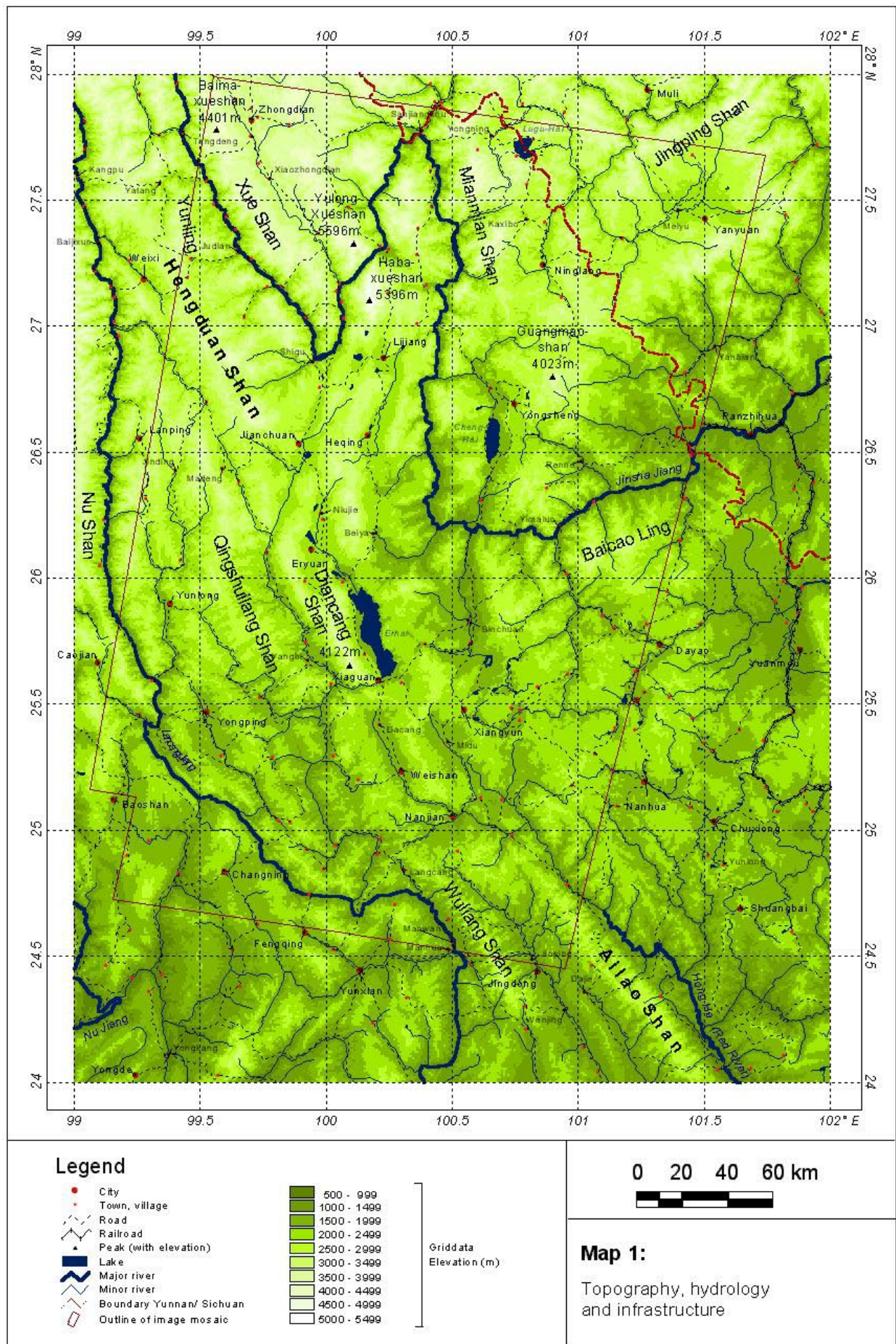
Der Höhenunterschied zwischen den Bergketten und den Flußtalern beträgt oft mehrere hundert Meter. Die Hutiao-Schlucht nördlich von Lijiang weist mit mehr als 3000 m den größten Kontrast zwischen dem Flußbett des Jinsha Jiang und den umgebenden Bergen Yulongxue Shan und Habaxue Shan auf. Am östlichen Rand des Arbeitsgebietes deutet sich die Hochebene von Yunnan an, die eine ausgeglichene Morphologie mit einer durchschnittlichen Höhe von 2000 bis 3000 m aufweist.

2.2 Geologischer Bau

Das Untersuchungsgebiet stellt einen kleinen und wichtigen Ausschnitt aus einem großräumigen Gebiet in SW-China dar, das eine äußerst komplexe und mehrphasige Entwicklungsgeschichte aufzuweisen hat. Die jüngste und bedeutende Phase, die dieses Gebiet durchgreifend verändert hat, stellt die himalayische Orogenese aufgrund der Indien-Asien-Kollision dar. In Bezug darauf läßt sich das Gebiet am treffendsten als östliche Syntaxis des Himalaya bezeichnen. Damit ist der Bereich gemeint, der zwischen Yangtze-Plattform und Indischer Platte „eingeklemmt“ und am stärksten „ausgedünnt“ wurde.

Der ursprüngliche geologische Bau dieses ehemaligen Kontinentalrandes von Laurasia, wie er vor dem Tertiär vorlag, gilt jedoch schon als komplex und vielgestaltig aus zahlreichen Blöcken und geologischen Trennlinien. Außerhalb der Yunnan-NE-Myanmar-Region, die die Kernzone der „östlichen Syntaxis des Himalaya“ darstellt, finden diese geotektonischen Blöcke und Strukturen ihre nördliche und nordwestliche Fortsetzung in Ost-Tibet und West-Sichuan, sowie die südliche und südwestliche Verlängerung in Vietnam, Laos, Thailand und SE-Myanmar.

Das Verständnis des geologischen Baus und dessen nachvollziehbare Darstellung wird durch die Vielzahl an Bearbeitern erschwert. Daraus resultieren einerseits eine große Menge an Daten und Informationen, andererseits aber auch zahlreiche geologischen Bezeichnungen, Untergliederungen und lokalen Namen, deren Definitionen häufig auf Grundlage verschiedener geologischer Zeitstufen und meist noch ungenau entstand. Daneben liegen zahlreiche chinesische und internationale Arbeiten vor, in denen auf Grundlage schwankender Datengenauigkeiten die unterschiedlichsten Interpretationen der geologischen Geschichte veröffentlicht wurden. Dabei stand meistens die paläogeographische und geotektonische Einordnung der einzelnen Blöcke, Suturen und magmatischen Gürtel, sowie die Rekonstruktion mesozoisch-paläozoischer Events im Vordergrund. Umfassende Rekonstruktionen zu diesen entwicklungsgeschichtlichen Phasen der Yunnan/Tibet-Region sind in den Veröffentlichungen von Hsü (1997), Sengör (1981), Wu et al. (1997), Ren et al. (1987), Metcalfe (1999), Chang (1996), Helmcke et al. (2001) nachzulesen.



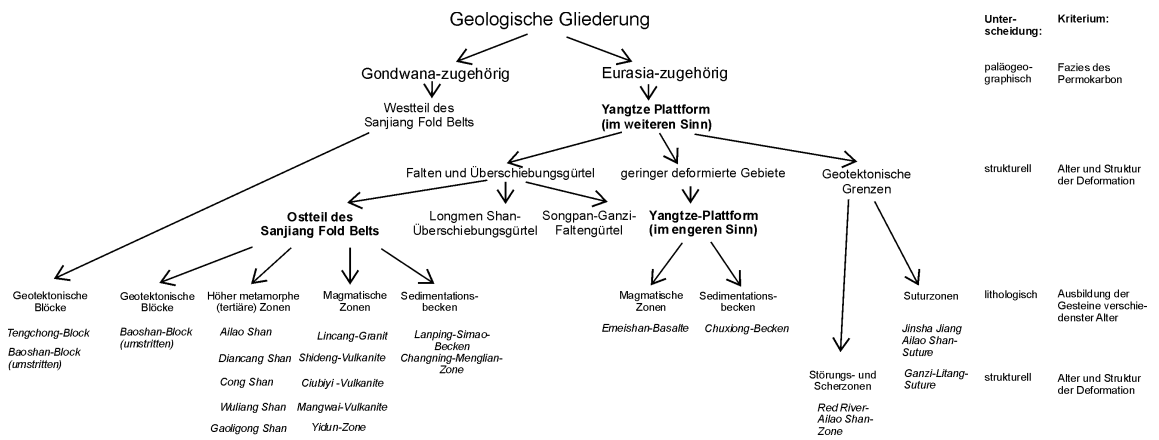


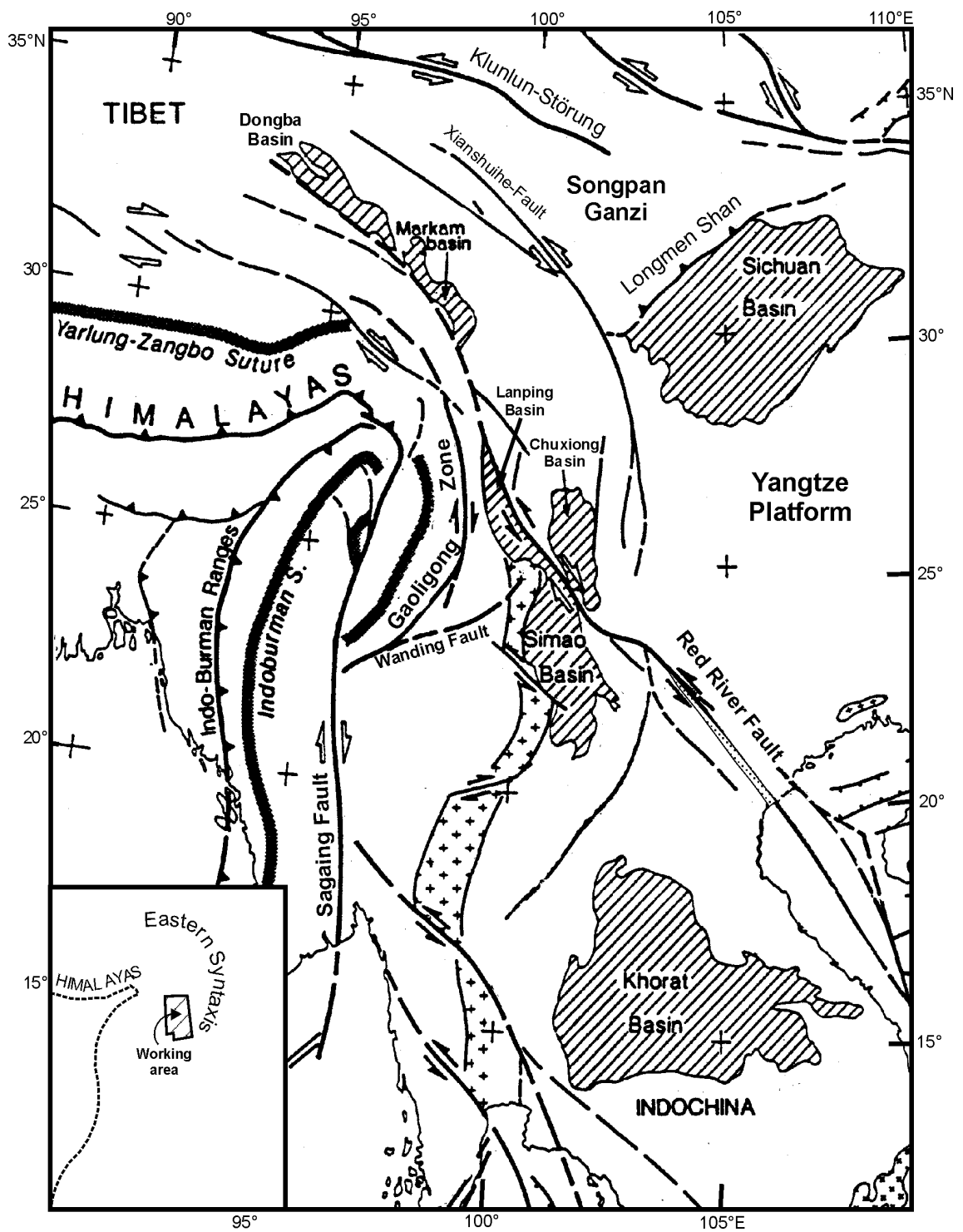
Abb. 2: Gliederung und paläogeographische Einordnung der zahlreichen geologischen Einheiten, die in den Arbeiten zu NW-Yunnan, E-Tibet und SW-Sichuan häufig verwendet werden (Referenzen siehe Text).

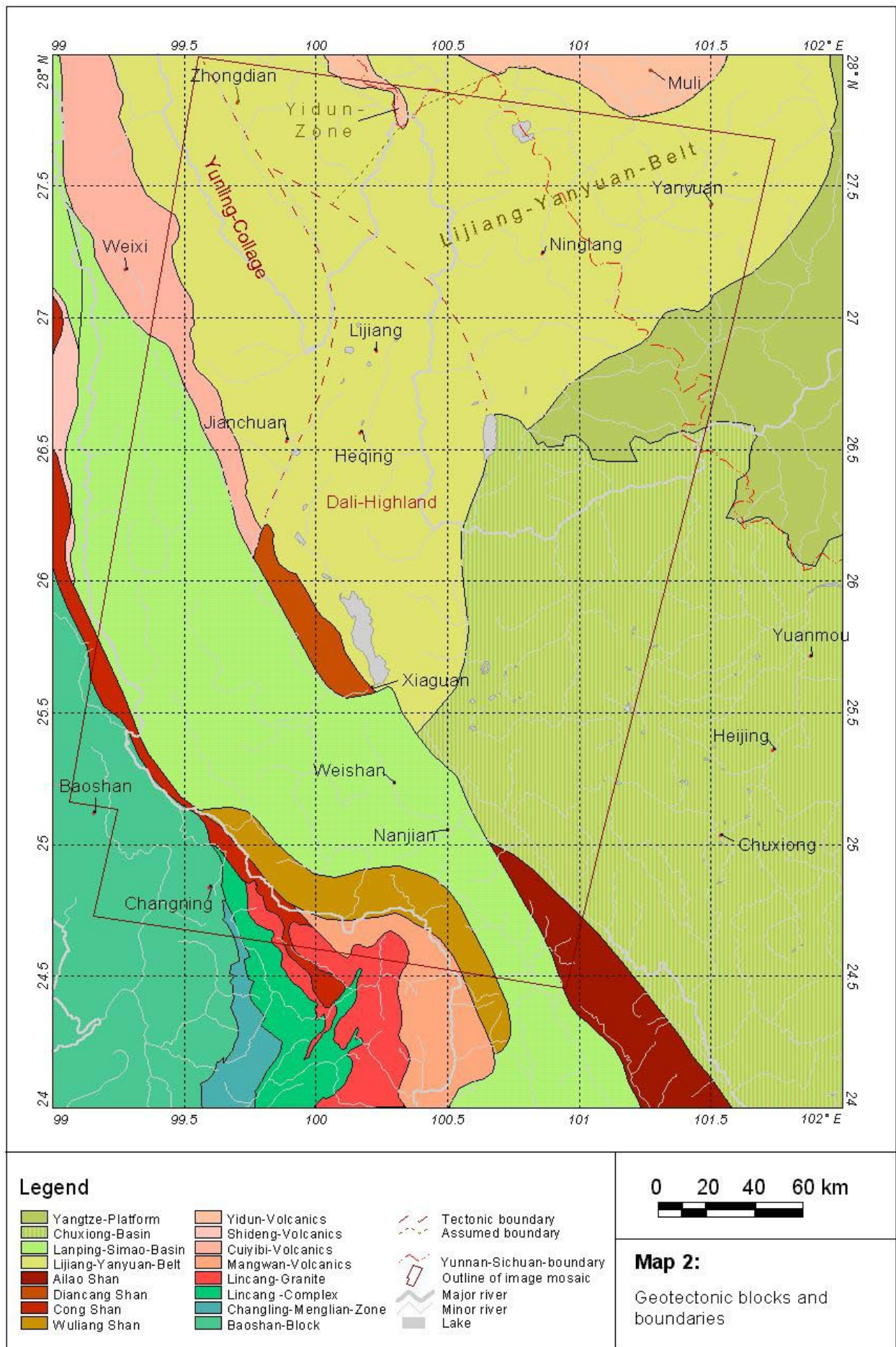
Die Gliederung des Arbeitsgebietes und den umgebenden Regionen nach strukturellen und entwicklungsgeschichtlichen Gesichtspunkten ist auf dem Flußdiagramm (Abb. 2) dargestellt. Das Verständnis dieses geologischen Baus der östlichen Syntaxis basiert auf der grundlegenden Unterteilung der jeweiligen Gebiete in Eurasia-zugehörig und Gondwana-zugehörig auf Grundlage der Fazies der permo-karbonen Gesteine. Dabei werden bei Betrachtungen ab dem mittleren Paläozoikum die Yangtze-Plattform als Teil von Eurasia und ± stabiler Kraton und exotische, im Mesozoikum amalgamierte Terranes unterschieden. Auf diese Unterteilung bezieht sich die Bezeichnung „Yangtze-Plattform im engeren Sinn“ (Helmcke, 1996, Helmcke & Wagner, 1997). Zwischen diesen beiden Bereichen finden sich der Yangtze-Plattform zugehörige „mobile Blöcke“, die durch bedeutende Störungen und Suturen voneinander getrennt sind und eine stärkere Deformation als die Yangtze-Plattform aufweisen. Zu dieser Gruppe zählen weite Teile des Arbeitsgebietes. Sie werden als ein spätpaläozoischer-mesozoischer aktiver Streifen am Rand der Yangtze-Plattform angesprochen (Helmcke, Berichte), der durch mehrere Rifting- und Kollisionsphasen verbunden mit Lateralverschiebungen der Blöcke parallel zum Kontinentalrand geprägt wurde. Darauf bezieht sich die Bezeichnung „Yangtze-Plattform im weiteren Sinn“. Zusammen mit den „eingewanderten“ Terranes im Westen wird diese Zone als Sanjiang-Faltengürtel bezeichnet. Zusätzlich dazu wurden zwei weitere Faltengürtel (Longmen Shan-Überschiebungsgürtel und Songpan-Ganzi-Faltengürtel) am

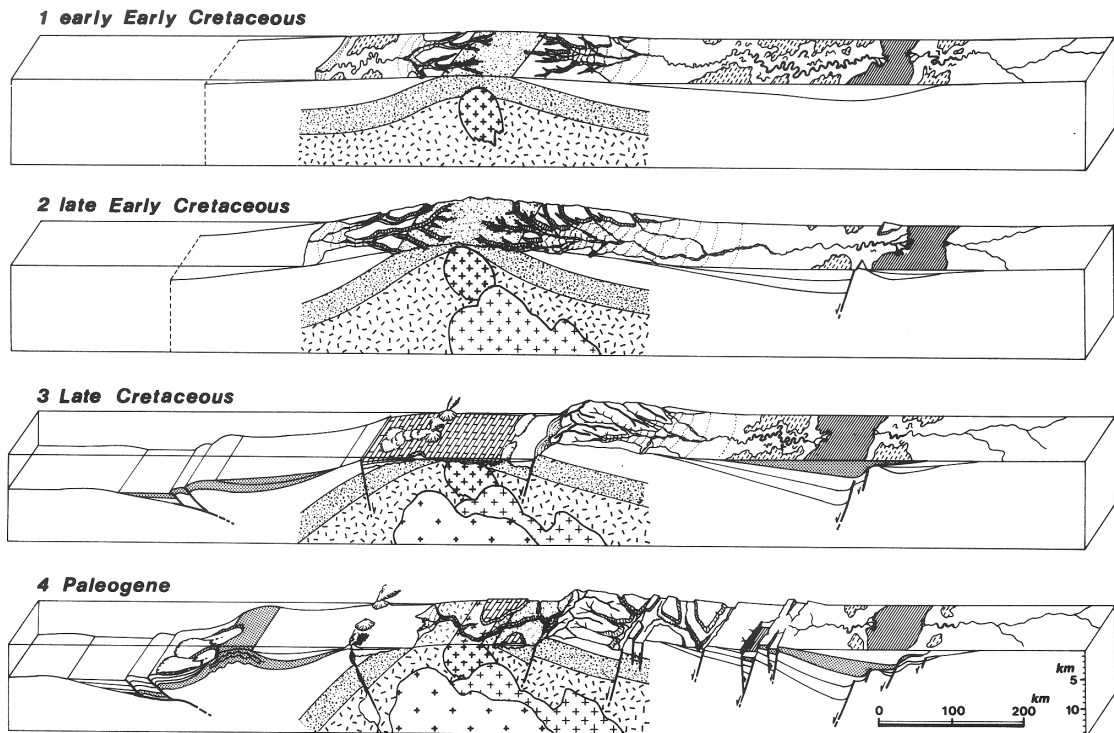
Nordwestrand der Yangtze-Plattform (im engeren Sinn) in die Übersicht aufgenommen. Die Kenntnisse über den Aufbau dieser Regionen sind für die geologische Zuordnung des nördlichsten Arbeitsgebietes (Lijiang-Yanyuan-Ninglang) essentiell, da diese geologisch in die erwähnten Faltengürtel überleiten.

Der Hauptschwerpunkt der Untersuchungen im Rahmen der vorliegenden Arbeit war auf Rekonstruktion der känozoischen Entwicklung und das damit verbundene Lagerstättenpotential gerichtet. Die Einordnung der einzelnen geotektonischen Blöcke und geologischen Trennlinien erfolgte dabei aufgrund der Eignung der jeweiligen Gesteinsabfolge bzw. -suite als Hostrock, Quelle von Metallen oder Komplexbildnern oder Eignung als Transport- und Aufstiegsweg. Daraus resultiert die weitere Gliederung des Arbeitsgebietes und benachbarten, relevanten Regionen in dem bereits erwähnten Flußdiagramm in großräumige Sedimentbecken, magmatische Gürtel, höher metamorphe Zonen und geotektonische Grenzen. Nachfolgend sind die einzelnen „geologischen Einheiten“ auf Grundlage dieser Einteilung zum Verständnis der Bezeichnungen und Namen in den weiteren Kapiteln aufgelistet und erläutert. Des Weiteren wurden einige „Lokalnamen“ nach Wang et al. (1998) verwendet, die Gebiete bezeichnen, deren Abgrenzung entlang junger Störungen verläuft. Der Begriff „Dali-Bergland“ bezeichnet die Region im zentralen Arbeitsgebiet zwischen Chenghai-, Jianchuan- und Lijiang-Störung. Die daran westlich anschließende „Yunling-Kollage“ wird von der Jianchuan-, Zhongdian- und Qiaohou-Störung begrenzt.

Abb. 3:
Geologische Übersichtskarte
der östlichen Himalayaregion
und der umliegenden Regionen
von SE-Asien (aus Leloup et
al., 1995, ergänzt).







FOREARC		CONTINENTAL			ARC	BACKARC	
FLYSCH	BASIN	FORESLOPE	GRANITIC BELT	BACKSLOPE	CONTINENTAL	BASIN	
Arakan Coast	Indo-Burma Ranges	Burman Central Basin	Tenasserim-Gaoligong Belt	Shan-Baoshan Block	Western Yunnan Basin	Central Yunnan Basin	

Abb. 4:
Geologische Entwicklung der Myanmar-Yunnan-Region von der Kreide bis in das frühe Tertiär (aus Yano et al, 1994).

Yangtze-Plattform (im engeren Sinn)

Die Yangtze-Plattform ist ein ausgedehnter Kraton, der weite Teile Südchinas umfaßt und sich von Yunnan bis nach Jiangsu und zum südlichen Teil der gelben See erstreckt. Der Großteil des kristallinen Basements wurde im Zeitraum spätes Archaikum/frühes Proterozoikum bis mittleres Proterozoikum gebildet. Diese älteste Abfolge setzt sich aus vulkanischen und sedimentären, schwachmetamorphen Formationen zusammen. Die Regionalmetamorphose wird allgemein auf das bedeutende tektonisch-thermale Jinning-Event im jüngeren Proterozoikum zurückgeführt (Wan & Zeng, 2002). Danach setzte die „stabile Phase“ der Yangtze-Plattform ein. Die nachfolgende Sedimentation begann mit flachmarinen Ablagerungen, die von frühsinischen glazigenen Bildungen, sowie frühpaläozoischen Flachwasserkarbonaten und – klastiten mit Warmwasserfauna überlagert wurden. Darauf folgen oberordovizisch-silurische Graptolithenschiefer, deren Sedimentation durch eine Uplift abgelöst wurde. Nach dem Hiatus setzte im mittleren Devon die Sedimentation klastischer Sedimente und Karbonate ein, die bis ins untere Perm anhielt. Im obe-

ren Perm kamen überwiegend kontinentale, kohleführende Littoralsedimente zur Ablagerung, in die im Bereich der westlichen Yangtze-Plattform die mächtigen Emeishan-Basalte eingeschaltet sind. Die auflagernde mesozoische Sedimentabfolge umfaßt unter- und mitteltriassische Flachwasserkarbonate, obertriassische graue Sandsteine und Mergel, sowie mächtige jurassisch-kretazische, terrestrische Klastika, sogenannte „Red beds“. Nur in den jurassischen Sedimenten treten vereinzelt Einschaltungen marin gebildeter Gesteine auf. Die Sedimentation in diesem großen kontinentalen Becken setzte sich bis in das frühe Tertiär fort (Chang, 1996). Die Mächtigkeit der sedimentären Abfolge beläuft sich auf mehr als zehn Kilometer (Leloup et al., 1995).

Die wiederholte Deformation der Plattform im Gebiet von Yunnan und Südsichuan resultierte in einem weiträumigen Falten- und zum Teil sogar Deckenbau, so daß Wang et al. (1997) die Yangtze-Plattform in diesem Bereich als „South China fold and thrust belts“ ansprechen. Ren et al. (1987) postulieren eine indosinische Überprägung am Westrand der Plattform,

eine yanshanische Faltung in weiten Bereichen und eine himalayaische Deformation am Westrand der Plattform mit einer finalen Bildung der Decken im Longmen Shan.

Der westliche Rand der Yangtze-Plattform, der einen großen Teil des Arbeitsgebietes einnimmt, wird weiterhin in das Chuxiong-Becken, als mesozoisch-frühkänozoischer Ablagerungsraum und Gebiete mit überwiegend prämesozoischen Abfolgen untergliedert.

Emeishan-Basalte

Die Emeishan-Basalte eruptierten im oberen Perm und in der untersten Trias am Westrand der Yangtze-Plattform. Sie erstrecken sich über weite Bereiche von Sichuan und Yunnan mit einer Ausdehnung in N-S-Richtung von 1000 km und in E-W-Richtung mehr als 900 km. Sie bedecken insgesamt ein Gebiet von mehr als 5×10^5 km² (Boven et al., 2000). Die mächtige Abfolge umfaßt typische Flutbasalte und Tufflagen, die überwiegend in den oberen Zonen der Basaltsequenz auftreten. Die Vulkanitprovinz wird von Thompson et al. (2000) auf Basis von Alter, Petrographie und Eruptionsmerkmalen in 4 Regionen unterteilt, von der die Yanyuan-Lijiang-Zone sich bis in die NE-Ecke des Arbeitsgebietes erstreckt. Neueste Ar/Ar-Datierungen weisen Alter von 246 bis 254 Ma für den Entstehungszeitraum der Vulkanite auf. Thompson et al. (2000) ordnen jedoch den Großteil der Flutbasalte als oberpermisch (259-253 Ma) und die Basalte in der Yanyuan-Lijiang-Region als untertriassisch ein.

Das gesamte Vulkanitvorkommen wird als „Permo-Triassic Emeishan Volcanic Province (EVP)“ bezeichnet und als „large Igneous Province“ zeitgleich mit den Sibirischen Flutbasalten eingestuft. Ihre Entstehung resultierte aus Riftingprozessen zwischen dem Qiangtang-Block in Tibet und der Songpan-Ganzi-Region und stand übergeordnet mit dem Fragmentieren von Pangäa in Zusammenhang. Thompson et al. (2000) vermuten aufgrund des relativ schnellen Magmenausstoßes und der regionalen Hebung im Vorfeld der Eruption einen damals aktiven Mantelplume unter dieser Zone.

Chuxiong-Becken

Der Begriff „Chuxiong-Becken“ bezeichnet ein Gebiet am westlichen Rand der Yangtze-Plattform, daß in

der Trias als flachmarines Becken und im Zeitraum Jura bis unteres Tertiär als kontinentales Ablagerungsbecken fungierte. Die mächtige Sedimentabfolge setzt sich aus unter- und mitteltriassischen Flachwasserkarbonaten, obertriassischen Sandsteinen und Mergeln, sowie aus mächtigen Red beds zusammen, die bis in das untere Tertiär sedimentiert wurden. Nur in den jurassischen Sedimenten treten vereinzelt Einschaltungen marin gebildeter Gesteine auf.

Sanjiang-Faltengürtel

Lanping-Simao-Becken

Das langgestreckte, am nördlichen Ende spitz zulaufende Lanping-Simao-Becken erstreckt sich zwischen der Red River-Ailao Shan-Zone und dem Lincang-Granit bzw. der nördlich anschließenden Cong Shan-Zone von NW- bis SW-Yunnan. Der nördliche Abschnitt wird als Lanping-Becken bezeichnet. Er nimmt einen großen Teil des Arbeitsgebietes ein. Die Bezeichnung „Becken“ beruht auf der Einstufung dieses Raums als langanhaltend aktives Sedimentationsbecken. Die Basis der Sedimente bilden paläozoische Gesteine, die in einzelnen Antiklinen aufgeschlossen sind. Sie ähneln in ihrer Ausbildung denen der Yangtze-Plattform (Chang, 1996). Die Sedimentation setzte im Lanping-Becken in der oberen Trias mit klastischen und karbonatischen, marinen Flachwasserablagerungen ein, in die Tuffe zwischengelagert wurden. Diese werden mit triassischen Vulkaniten (Shideng-Vulkanite, Ciubiyi-Vulkanite, Mangwai-Vulkanite) korreliert, die an den Rändern des Lanping-Beckens aufgeschlossen sind. Die Sedimente gehen in die kontinentalen, jurassisch bis paläogenen Sedimente über. Diese Redbeds weisen Mächtigkeiten von bis zu 7500 m auf. Die Mächtigkeit der gesamten mesozoischen bis frühkänozoischen Sedimentabfolge beläuft sich auf 8000 bis 10000 m (Chang, 1996).

Die Verfaltung der mesozoischen bis frühkänozoischen Sedimente erfolgte im mittleren Känozoikum infolge einer frühen E-W- und einer späteren NE-SW-Einengung. Einige flachwinkelige Diskordanzen treten zwischen Unter- und Oberkreide, sowie an der Basis des Paläozäns auf (Wang & Burchfiel, 1997, Yano et al., 1994).

Changning Menglian-Zone

Die Changning-Menglian-Zone schließt sich im Osten an den Baoshan-Block an. Am Südrand des Untersuchungsgebietes ist nur der nördlichste Zipfel dieser Zone aufgeschlossen. Das Basement der Changning-Menglian-Zone bilden präkambrische flyschartige und vulkanitische Formationen. Frühpaläozoische, schwachmetamorphe Siliziklastika und Karbonate sind auf den Südwest-Bereich beschränkt. Es folgen, möglicherweise diskordant auflagernd, mächtige devonische Sedimente aus graptolithenführenden Feinklastika, Kieselschiefer und Radiolariten. Im Oberdevon einsetzende Riftbewegungen verstärkten sich im Permo-Karbon. Sie führten zur zunehmenden Beckenvertiefung und Faziesdifferenzierung. In den randlichen Bereichen kamen Feinklastika und Radiolarite, in tieferen Zone Radiolarite und fossilführende Kalke abgelagert. Aufgrund dieser devonisch bis mitteltriassischen, marinen Sedimentabfolge wird die Changning-Menglian-Zone als Tiefwasserbereich oder Trog betrachtet und in dieser Aufzählung als Sedimentbecken eingestuft. In den randlichen Gebieten drangen Basalte auf. Jüngste Untersuchungen von Feng (2002) an diesen Vulkaniten belegen, daß es sich um oberdevonisch bis oberpermische Basalte mit „Ocean Island-Basalt“-Signatur handelt. Anhand dieser Vulkanite und der marinen Sedimentabfolge wird die Changning-Menglian-Zone von zahlreichen Autoren als Spur der Paleotethys interpretiert (Wu, Feng). Die obertriassischen bis mitteljurassischen Sedimente umfassen lakustrine bis fluviatile Ablagerungen mit Redbeds und Evaporiteinschaltungen (Jin, 1996).

Lincang-Granit

Die nördlichsten Ausläufer des unregelmäßig geformten Lincang-Granites sind an der Südgrenze des Untersuchungsgebietes aufgeschlossen. Sie trennen die triassischen Mangwai-Vulkanite im Osten von den paläozoisch bis mesozoischen Sedimentabfolgen der Changning-Menglian-Zone im Westen. Am nordwestlichen Ende läuft der Granit in Richtung Cong Shan-Zone aus. Eine weiter nördlich in dieser Zone eingeschaltete, deformierte Granitlinse ist möglicherweise dem Lincang-Granit zuzurechnen. Der Lincang-Gr-

anit wird im Osten von präkambrischen Metavulkaniten und im Westen von proterozoischen Metasedimenten und -vulkaniten umgeben an. In einem weiteren Teilbereich des BGR-Hochschulvergabeprojektes werden von Heppe und Helmcke die metamorphe Hülle und der Granitkörper strukturell untersucht, um eine mögliche Entstehung als „metamorphic core complex“ nachzuweisen.

Genetisch handelt es sich um einen Intrusionskomplex aus K-reichen Biotit- und monzonitischen S-Typ-Graniten mit permo-triassischen Intrusionsaltern. Seine Entstehung ist auf anatektisches Schmelzen infolge der Krustenverdickung nach einer spätpaläozoischen Orogenese zurückzuführen. Er wird mit den Graniten des Main Range Granitgürtels nach Cobbing et al. (1992) korreliert. Diese Biotit- und Muskowitgranite triassischen Alters weisen meta-sedimentäre Edukte auf und werden als S-type-Granite interpretiert. Nach geochemischen Untersuchungen zeigen sie syn-bis postkollisionale bzw. „within-plate“-Signatur. Nach Khin (1990) grenzen sowohl der Lincang-Granit, als auch die Granite im westlicher gelegenen Tengchong-Block an den kaum bearbeiteten „Eastern Granitoid Belt“ in Burma, der als nördliche Fortsetzung des bereits erwähnten Main Range Granitgürtel anzusehen ist.

Ciubiyi-Vulkanite

Ein schmaler Streifen triassischer Vulkanite zieht sich vom Nordende des Diancang Shan zwischen Lanping-Becken und Red River-Jinsha Jiang-Sutur bis zur Grenze von Yunnan und von dort bis nach Ost-Tibet. Die Bezeichnung Ciubiyi-Vulkanite für diese Zone wurde der Arbeit von Wu et al. (1997) entnommen. Die Abfolge setzt sich aus sauren bis intermediären, alkalinen und subalkalinen Vulkaniten, Brekzien und Tuffen zusammen. Sie werden als kontinentale Riftvulkanite interpretiert (Helmcke & Wagner, 1999; Wu et al., 1997).

Das Entstehungsalter der vulkanischen Gesteine wird von Wu et al. (1997) als mittel- bis obertriassisch angegeben. Im Hangenden der Vulkanitabfolgen lagern obertriassische flachmarine klastische und karbonatische Sedimente.

Shideng-Vulkanite

Am nordwestlichen Rand des Lanping-Beckens erstrecken sich eine langgezogene Zone magmatischer Gesteine, die nach Wu et al. (1997) als Shideng-Vulkanite bezeichnet werden. Es handelt sich um alkaline und subalkaline Rhyolithe, Andesite und Basalte.

Mangwai-Vulkanite

Die Mangwai-Vulkanite sind zwischen dem südlichen Lanpingbecken und dem Lincang-Granit „eingeklemmt“. Die vulkanische Abfolge setzt sich aus Basalten, Andesiten und Rhyolithen zusammen, die nach Feng (freundl. mündl. Mitt.) einem permokarbonen und einem mittel- bis obertriassischen, magmatischen Zyklus zugeordnet werden. Der Chemismus der Vulkanite zeigt einen Übergangstrend von kalkalkalinen Inselbogen- zu Intraplattenvulkaniten auf (Chang, 1996). Der nördlichste Abschnitt dieser Vulkanite ragt in das südliche Arbeitsgebiet hinein.

Yidun-Zone

Der Begriff „Yidun-Zone“ bezeichnet ein Gebiet am südwestlichen Rand des Songpan-Ganzi-Faltengürtels, in dem eine Vielzahl magmatischer Gesteine unterschiedlichen Alters aufgeschlossen sind. Die Yidun-Zone wird nach Chang (1996) mit dem Zhongzan-Block zum Yidun-Block zusammengefaßt, der vom eigentlichen Songpan-Ganzi-Gebiet durch die Ganzi-Litang-Sutur getrennt ist. Die altpaläozoischen Abfolgen des Yidun-Blockes ähneln den Gesteinen der Yangtze-Plattform.

In der Yidun-Zone treten kalkalkaline Vulkanite und Plutonite auf, die in kambrische bis permische Karbonatabfolgen intrudierten. Die Magmatite werden einer spätpermischen (244-253 Mio a) vulkanischen Phase und einer triassischen-unterjurassischen Phase (177-226 Mio a) zugeordnet (Chang, 1996). Als jüngstes Ereignis intrudierten tertiäre Porphyrys.

Die südlichsten Zipfel dieser Yidun-Zone reichen in der Grenzregion von Yunnan und Sichuan bis in das nördliche Arbeitsgebiet.

Baoshan-Block

Westlich des Cong Shan und der Changning-Menglian-Zone schließt sich der Baoshan-Block an. Er nimmt die SW-Ecke des Arbeitsgebietes ein. Das Basement bilden

mittelproterozoische Metamorphite, die nur an der West- und Nordwestgrenze des Blockes aufgeschlossen sind. Die ältesten Gesteine stellen im Großteil des Gebietes sinische bis mittelkambrische, schwachmetamorphe siliziklastische Abfolgen dar. Die darauf folgende marine Sedimentation setzte im Mittelkambrium ein. Sie endete mit der Emerision des Gebietes im Unterkarbon. Die oberkarbonischen Sedimente lagern diskordant auf Unterkarbon oder älteren Gesteinen auf. Es handelt sich um flachmarine Sand- und Siltsteine, die von gröberen Sedimenten der Dingjiazhai Formation überlagert werden. Die Einordnung dieser Formation ist umstritten. Sie wird von einigen Autoren als glaziomarine Sedimentabfolge interpretiert, womit eine Gondwana-Zugehörigkeit des Baoshan-Blockes abgeleitet wird (Xin, Wopfner). Untersuchungen der Arbeitsgruppe um Helmcke konnten jedoch zeigen, daß im südlichen Baoshan-Block unterpermische Sequenzen vorliegen, die unter warmen klimatischen Bedingungen gebildet wurden (Helmcke et al. 1999). Damit ist eine Zuordnung des Baoshan-Blockes zu einer Region mit permo-karboner Vereisung fraglich.

Im Hangenden dieser Formation stehen Schiefer, die erwähnten Kalke und unterpermische Woniushi-Basalte, sowie unterpermische Redbed-Sedimente und unter- bis mitteltriassische Karbonate (Chang, 1996). Sie werden diskordant von mitteljurassischen marinen und nichtmarinen Sedimenten überlagert werden. Obereozäne bis oligozäne, ~1500 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinabfolgen überlagern diskordant ältere Gesteine (Wang & Burchfiel, 1997).

Tengchong-Block

Der Tengchong-Block schließt sich westlich des Arbeitsgebietes an den Baoshan-Block an. Er zählt aufgrund seiner karbonen glazimarin Ablagerungen zu den Gondwana-zugehörigen Terranes, die im Laufe des Mesozoikums mit dem eurasischen Kontinentalrand kollidierten. Im östlichen Tengchong-Block treten pliozäne und quartäre Vulkanite auf, die aufgrund der jüngsten Extensionsphase entstanden sind.

Ailao Shan

Das metamorphe Ailao Shan-Massiv ist mehr als 300 km lang und maximal 20 km breit und erstreckt sich von der Gegend um Nanjian bis an die chinesisch-vietnamesische Grenze. Der nördlichste Ausläufer des Ailao Shan zieht sich bis in die Südost-Ecke des Arbeitsgebietes.

Es setzt sich aus zwei Gürteln mit Gesteinen unterschiedlicher metamorpher Fazies zusammen. Leloup et al. (1995) unterscheiden die eigentlichen hochmetamorphen Gneise im nordöstlichen Bereich des Massives von den niedriger metamorphen Schiefern, die den Gneisgürtel im Südwesten flankieren. Die Schiefer enthalten kleine, unzusammenhängende ultrabasische Körper. Die beiden metamorphen Gürtel werden durch die Ailao Shan-Störung voneinander getrennt. Die bereits erwähnte rezente Red River-Störung trennt Gneisgürtel von der östlich anschließenden Yangtze-Plattform. Hu et al. (1998) zählen die westlich des Schiefergürtels anstehenden Gesteine noch zum Ailao Shan-Massiv dazu. Es handelt sich dabei um einen Streifen triassischer Sedimente und Vulkanite, sowie eine Schuppe paläozoischer Gesteine im Gebiet des Bezirkes Jinping nahe der chinesisch-vietnamesischen Grenze. Westlich dieses Streifens schließt sich ein weiterer Gürtel paläozoischer Gesteine an, die nach Hu et al. (1998) durch die Amojiang-Störung vom eigentlichen Simao-Becken getrennt sind. Die durchgreifende Deformation und Mylonitisierung, die zur Bildung dieses metamorphes Massivs führte, fand nach umfangreichen Untersuchungen von Leloup et al. (1995) im oberen Paläogen (25 bis 17 Ma) statt und resultierte aus der linkslateralen Bewegung der gesamten Red River-Ailao Shan-Scherzone. Im Gneis-Komplex des Ailao Shan-Massives konnten von Leloup et al. (1995) amphibolit-fazielle P-T-Bedingungen während der linkslateralen Verschiebung von 3-7 kb und 550 bis 780 °C nachgewiesen werden. Aufgrund der hochtemperierten Scherung und Mylonitisierung kam es zur Bildung leukokrater Schmelzen. Weiterhin ermöglichte die extreme Tiefe der Scherzone bis in den oberen Mantel den Aufstieg von Mantel-generierten Porphyries und Lamprophyren in Bereichen erhöhter Extention (Burnard et al. 1999), sowie die Zirkulation thermaler Fluide.

Diancang Shan

Im Zentrum des Arbeitsgebietes erhebt sich zwischen dem Lanping-Becken und dem Dali-Hochlang das horstartige Diancang Shan-Massiv. Es ist aus hochmetamorphen Ortho- und Paragneisen, Glimmerschiefern und Marmoren, sowie eingeschalteten Lagen von leukokraten Schmelzen aufgebaut.

Die Abfolge zeigt eine intensive duktile Deformation, die Leloup et al. (1995) auf eine linkslaterale Scherung im Tertiär zurückführen. Sie interpretieren den Diancang Shan als hochmetamorphe Zone, die nördlich des Ailao Shans in die Red River-Ailao Shan-Zone eingeschaltet ist und im Zusammenhang mit deren Aktivität als „Mega-Scherzone“ entstanden ist.

Cong Shan

Am Westrand des Lanping-Becken erstreckt sich eine langgestreckte Zone mylonitischer Gesteine, die auf meisten Karten als proterozoisch eingestuft wird. Das Alter des Protolithen ist unklar. Die Zone und der dazugehörige Höhenzug tragen die Bezeichnung Cong Shan. Am nördlichen Ende geht die metamorphe Cong Shan-Zone in die N-S-streichende Gaoligong-Zone über. Das Südende geht in die metamorphen Hüllgesteine des Lincang-Granites über.

Wang & Burchfiel (1997) vermuten ein deutlich jüngeres Alter der Metamorphose. Sie deuten den Cong Shan als Teil des Lanping-Simao-Beckens, der im Känozoikum als linkslaterale Scherzone höher deformiert und teilweise ostvergent auf die mesozoischen Gesteine des Lanping-Beckens überschoben wurde.

Wuliang Shan

Ein bogenförmiger Gebirgszug an der Westseite des verengten Übergangsbereiches vom Lanping- in das Simao-Becken trägt den Namen „Wuliang Shan“. In diesem Gebiet formen metamorphe oberpermische detritische Abfolgen einen komplexen Bogen, der an der Nordost- und Südwestseite von obertriassischen Metakarbonaten und klastischen Metasedimenten flankiert wird. Wang & Burchfiel (1997) ordnen die ursprünglichen Sedimentabfolgen dem Lanping-Simao-Becken zu. Sie gehen von einer känozoischen Einengung dieses Bereiches um 50 bis 60 km aus, der zur Metamorphose der Sedimente führte.

Jinsha Jiang-Ailao Shan-Sutur

Die Jinsha Jiang-Ailao Shan-Sutur verläuft von SW-Yunnan durch das Arbeitsgebiet in NW-Yunnan bis nach Ost-Tibet. Sie trennt im südlichen Abschnitt die Yangtze-Plattform (im engeren Sinn) vom Lanping-Simao-Becken. Im nördlichen Bereich begrenzt sie den Yidun-Block vom westlich anschließenden Chaya-Makang Block (Wu et al., 1997). Entlang der Zone sind bei Benzilan an der Grenze von Yunnan und Sichuan Ophiolithsequenzen aus Gabbros, mafischen Vulkaniten, Kalken und Radiolariten aufgeschlossen. An den Flanken des Ailao Shan stehen metamorphe Peridotite und basische bis ultrabasischen Magmatite (Pyroxenite, Gabbro, Diabas) mit Einschaltungen von Radiolariten an. Jüngste Datierungen an diesen Ophiolithsequenzen ergaben Daten zwischen 328 und 362 Ma und damit oberdevonische bis oberkarbonische Alter (Jiang et al., 1998). Die Jinsha Jiang-Ailao Shan-Sutur ist demzufolge als bedeutende Suturzone eines im späten Paläozoikum geschlossenen oberdevonischen bis oberkarbonischen Beckens mit ozeanischer Kruste anzusprechen.

Red River-Ailao Shan-Zone

Der Name „Red River-Ailao Shan-Zone“ bezieht sich auf eine im Tertiär aktiv gewesene, tiefreichende Scherzone, die sich in der Spur der Jinsha Jiang-Ailao Shan-Sutur herausbildete. Sie ist eine der bedeutendsten geologischen Diskontinuitäten in Yunnan und den im Südosten anschließenden Gebiete. Sie trennt die Yangtze-Plattform (im engeren Sinn) im Osten vom westlich anschließenden Sanjiang-Faltengürtel, d.h. in Nord-Yunnan vom Lanping-Becken.

Innerhalb der Zone sind mehrere hochmetamorphe Gneiskomplexe aufgereiht. Das sind von Nordwesten nach Südosten der Xuelong Shan und der Diancang Shan in NW-Yunnan, der Ailao Shan in SW-Yunnan, sowie der Gneiskomplex Day Nui Con Voi, der als Fortsetzung des Ailao Shan in Vietnam anzusehen ist.

Die Aktivität der Scherzone wurde von Leloup et al. (1995) mit 35 bis 17 Ma angegeben. In diesem Zeitraum trat ein linkslateraler Versatz von bis zu 800 km und die intensive Mylonitisierung und duktile Deformation auf, die zur Bildung der Gneiskomplexe führte. Seit dem Pliozän ist zumindestens der südliche Teil der

Zone ab Midu als rechtslaterale Strike-slip-Störung aktiv, die die Bezeichnung Red River-Störung trägt (Leloup et al., 1995).

Longmen Shan-Überschiebungsgürtel

Der nordweststreichende Longmen Shan-Überschiebungsgürtel bildet die südöstliche Begrenzung des Songpan-Ganzi-Faltengürtels und trennt diesen von der eigentlichen Yangtze-Plattform. Er erstreckt sich nach Wang et al. (1998) von Zentralsichuan mit einem Versatz an der linkslateralen Xianshuihe-Störung bis nach Nord-Yunnan. Ren et al. (1987) unterteilen ihn in einen nordöstlich der Störung liegenden Longmen-Daba Plattformrand-Faltengürtel und einen südwestlich der Störung verlaufenden Yanyuan-Lijiang-Plattformrand-Faltengürtel. Die ostvergente Überschiebungen im Longmen-Daba-Gürtel wurden nach Wang et al. (1998) im frühen Mesozoikum angelegt. Die jüngsten Deformationen in dieser Zonen erfaßten obereozäne bis oligozäne Sedimente und sind im Zusammenhang mit der himalayischen Orogenese aufgetreten. Die paläozoischen bis triassischen Gesteine des Yanyuan-Lijiang-Gürtels erstreckte sich bis in die Nordostecke des Untersuchungsgebietes. Nach Ren et al. (1987) wurden sie seit dem Mesozoikum mehrmals deformiert und bilden eine Übergangszone zwischen der Yangtze-Plattform im Südosten und den südlichen Ausläufern des Songpan-Ganzi-Faltengürtels im Nordwesten.

Songpan-Ganzi-Faltengürtel

Der ausgedehnte Songpan-Ganzi-Faltengürtel spannt sich in Form eines auf der Spitze stehenden Dreiecks zwischen dem Longmen Shan-Überschiebungsgürtel im Südosten, der Jinsha Jiang-Red River-Zone im Südwesten und der östlichen Kunlun-Zone im Norden auf. Seine südlichste Spitze erstreckt sich bis an die Nordgrenze des Untersuchungsgebietes.

Das Basement ist aus oberproterozoischen Vulkaniten und Flyschsequenzen aufgebaut. Darauf lagern kambro-ordovizische Flachwasserkarbonate, die zeitgleichen Gesteinen der Yangtze-Plattform ähneln. Im Hangenden stehen permische Karbonatabfolgen und im obersten Abschnitt Emeishan-Basalte an. Die Region wird oberflächlich überwiegend durch die mäch-

tigen, triassischen Flyschabfolgen geprägt, die aufgrund der Beckenschließung in der höheren Trias intensiv verfault wurden. Es intrudierten spätorogene Granite, die zwei Zyklen (100-190 Mio a und 180-200 Mio a) zugeordnet werden. Eine weitere magmatische Phase im Tertiär (16 Mio) ist mit der Bewegung entlang der tertiären, intrakontinentalen Xianshuihe-Störung verbunden, die eine bedeutende Strike-slip-Störung darstellt (Chang, 1996)

Ganzi-Litang-Sutur

Die Ganzi-Litang-Sutur läßt sich über mehrere 100 km von Muli über Litang, Ganzi bis nach Yushu verfolgen. Sie trennt den Yidun-Block vom Songpan-Ganzi und von der Yangtze-Plattform. Es handelt sich um eine ophiolithische Melange in Grünschieferfazies, die Harzburgite, Gabbros, Pillowlaven und Radiolarite umfaßt. Daneben treten exotische Blöcke aus permischen, karbonischen und silurischen Kalken, Radiolariten und Basalten auf. Die gesamte Melange ruht in einer Matrix aus triassischen Klastika und Flysch. Die Ophiolithe werden als oberpermisch-untertriassisch eingestuft (Chang, 1996).

3 Methodik

3.1 GIS-Projekt

Datenintegration in einem GIS-Projekt

Im Laufe der Untersuchungen häufte sich eine stets zunehmende Menge thematisch unterschiedlicher Daten über den geologischen und strukturellen Bau des Untersuchungsgebietes, sowie seine Vererzungsgeschichte an. Ein Teil der Daten lag bereits in verschiedensten Formaten (Tabellen-, Text- oder Kartenform) sowohl digital, als auch analog in Form von Veröffentlichungen (an der jeweiligen Stelle zitiert oder als freizugängliche Online-Kataloge vor (Tab. 1). Der andere Teil wurde während der Gelände- und Laborarbeiten aufgenommen.

Um diese umfangreiche und vielgestaltige Datenmenge verwerten und gleichzeitig die ermittelten Daten koordinatengetreu darstellen zu können, wurden sie in ein GIS-Projekt (Geographisches Informationssystem) integriert. Damit wurde ein Arbeitsmittel erschlossen, mit dem die vielfältig gewonnenen Daten in ihren komplexen Zusammenhängen erfaßt, verwaltet und ausgewertet, zum andern aber auch die gesamte oder auch ein Teil der Datenmenge in bezug auf räumliche Muster und Beziehungen analysiert werden konnten. Das Diagramm der Abb. 2 zeigt diesen Informationsfluß und dessen Verarbeitung auf.

Das wachsende Interesse und die Erfolge dieser Technologie beweisen etwa deren erfolgreichen Einsatz im lagerstättenkundlichen Umfeld in Yunnan und darauf basierende Projekte im Gebiet von Yuanjiang südlich Kunming von Chi & Wu (1998) und Chi & Zhao (1998).

In diesen GIS-gestützten Forschungsarbeiten wurden geochemische, geophysikalische, lithologische und strukturelle Daten kombiniert, um am Beispiel der Kupfervererzungen des „Dahongshan-Typen“ das Vererzungspotential zu analysieren. Einen ähnlichen Ansatz verwandten Cao & Hu (1999) bei der Untersuchung der Blei- und Zinkvererzungen in Yunnan und Chi et al. (1997), an Kupfervererzungen der Kunyuan-Formation in Zentral-Yunnan. Chi (1999) wertete in seinem „ore-forming intensity and extensity“ Modell (OFIE) Vererzungen in geologischen Einheiten und einzelne Mineralisationsphasen im Bereich des oberen Lancang Jiang statistisch aus. Er erstellte mittels dieser Methode einen Index über die Vererzungsintensität und -extensität der einzelnen geologischen Einheiten.

Im vergangenen Jahr begann ein großes, auf vier Jahre angelegtes Pilotprojekt um Prof. Cheng Qiumin an der Universität York (Kanada), in dem geologische, geochemische, geophysikalische und lagerstättenkundliche Daten aus ganz Yunnan, sowie Satellitenbilder in einem GIS verknüpft werden. Ziel dieses Projektes ist eine Lagerstättenanalyse unter Beachtung der vorhandenen und zukünftigen Umweltbeeinflussungen (Cheng, 2001).

Weitere geologische GIS-Projekte in Yunnan wurden im Bereich der Hydrologie durchgeführt. Das GIS-gestützte Wasserscheidenmodell von Huang et al. (1999) befaßt sich mit der Wasserverschmutzungskontrolle des Erhai-Sees östlich Dali. Shen et al. (1999) untersuchten das Drainagesystem am Jinsha Jiang im Grenzbereich Yunnan/Sichuan und erstellten ein GIS-Projekt, mit dessen Hilfe die Evaluation des geologischen Untergrundes in bezug auf Gefahrenzonen und Gesteinsmassen-Stabilitäten ermöglicht wird

Aufbau des GIS-Projektes

Das GIS-Projekt wurde mit der in vielen Bereichen gebräuchlichen GIS-Software ArcView 3.2. der Firma ESRI erstellt. Dieses Programm ermöglicht die Eingabe von Daten, die in unterschiedlichen Formaten vorliegen und zu thematischen Karten verknüpft werden sollen. Die Daten über die Objekte (z. B. Meßpunkte, Flußläufe, geochemische Anomalien) wurden koordinatengetreu als Punkte, Linien oder Polygone in jeweils einem thematischen Layer abgelegt. Attributangaben der Daten, wie z.B. geographische Lage, Länge der Linien, Flächeninhalt der Polygone, Art der Objekte werden in mit den Layern verbundenen Tabellen verwaltet. In dieser Form können die Daten sortiert, abgefragt, weiterberechnet und statistisch ausgewertet werden. Zusätzlich zu diesen Vektordaten können Bilder und Satellitenbildszenen in Form von Vektordaten als einzelne Layer hinzugefügt werden.

Die Erstellung von druckbaren Karten (in Arcview als „Layouts“ bezeichnet) erfolgt durch die Kombination d.h. das beliebige Übereinanderlegen verschiedener Layer - ähnlich wie Overheadfolien - und das Einfügen von Legende, Maßstab und Koordinatenrahmen.

Thema	Daten	Erstellung	Herkunft	Ref.	Spheroid	Koord. System	Projektion	Maßstab
Digitale geographische Daten								
Infrastruktur	digital	1993	DCW (2002)	+	Clarke 1866	Geographisch	-	1:1.000.000
Hydrographie	digital	1993	DCW (2002)	+	Clarke 1866	Geographisch	-	1:1.000.000
Administration	digital	1982-94	SEDAC (2002)	+	Clarke 1866	Geographisch	Lambert Conf. Conic	1:1.000.000
Digitales Höhenmodell	digital	1997?	NGDC (2002)	+	WGS84	Geographisch		1:1.000.000
Analoge geographische Karten								
Map of the Yunnan Province	analog	1993	Yunnan Institute of Geography	?			1:1.300.000	
China 3 Central China	analog	?	Nelles Maps	+		Geographisch		1:1.500.000
China 4 Southern China	analog	?	Nelles Maps	+		Geographisch		1:1.500.000
Nongkhal/ Burma	analog	1971	Russische Generalstabskarte	+		Geographisch		1:500.000
Xiaguan, Weishan, Lijiang	analog	1981	Russische Generalstabskarte	+		Geographisch		1:200.000
TPC H-10 CG Burma, India, China	analog	1974	Amerikanische Tactical Pilot Chart	+	WGS 1966	UTM/ Geographisch		1:500.000
Satellitenbilder								
Landsat-TM 5-Szenen	digital		ERDAS-Format					
TM 131-041		16.02.1996	BGR?	-				variabel
TM 131-042		16.02.1996						variabel
TM 131-043		15.02.1996						variabel
TM 132-041		06.02.1996						variabel
TM 132-042		06.02.1996						variabel
Satellitenbildmosaik	digital	1999	erstellt	+				variabel
Geologische Karten								
Geological Map of Yunnan Prov.	analog	1986	YBGMR (1990)	+	?	Geographisch		1:1.000.000
Geological Map of Sanjiang Reg.	analog	1983	YBGMR (1986)	+	?	Geographisch		1:1.000.000
Erdbeben								
Erdbebenherde	digital	1961-2002	CNSS (2002)	+	?	Geographisch		variabel
Erdbebenherde	digital	1974-2002	USGS (2002)	+		Geographisch		variabel
Herdlösungen	digital	1976-2002	Harvard Seismology (2002)	+		Geographisch		variabel
DCW			Digital Chart of the World Data Server of the Pennsylvania State University Libraries, USA					
CIESIN			Center for International Earth Science Information Network, Columbia University, New York/USA					
NGDC			National Geophysical Data Center in Colorado/USA (NOAA National Data Center)					
CNSS			Council of the National Seismic System via Berkeley Seismological Laboratory, University of California, Berkeley/USA					
USGS			National Earthquake Information Center, World Data Center for Seismology, Denver/USA					
Harvard Seismology			Harvard Centroid Moment Tensor database of Harvard University					

Tab. 1:

Auflistung der verwendeten digitalen und analogen Daten, deren Format und Herkunft.

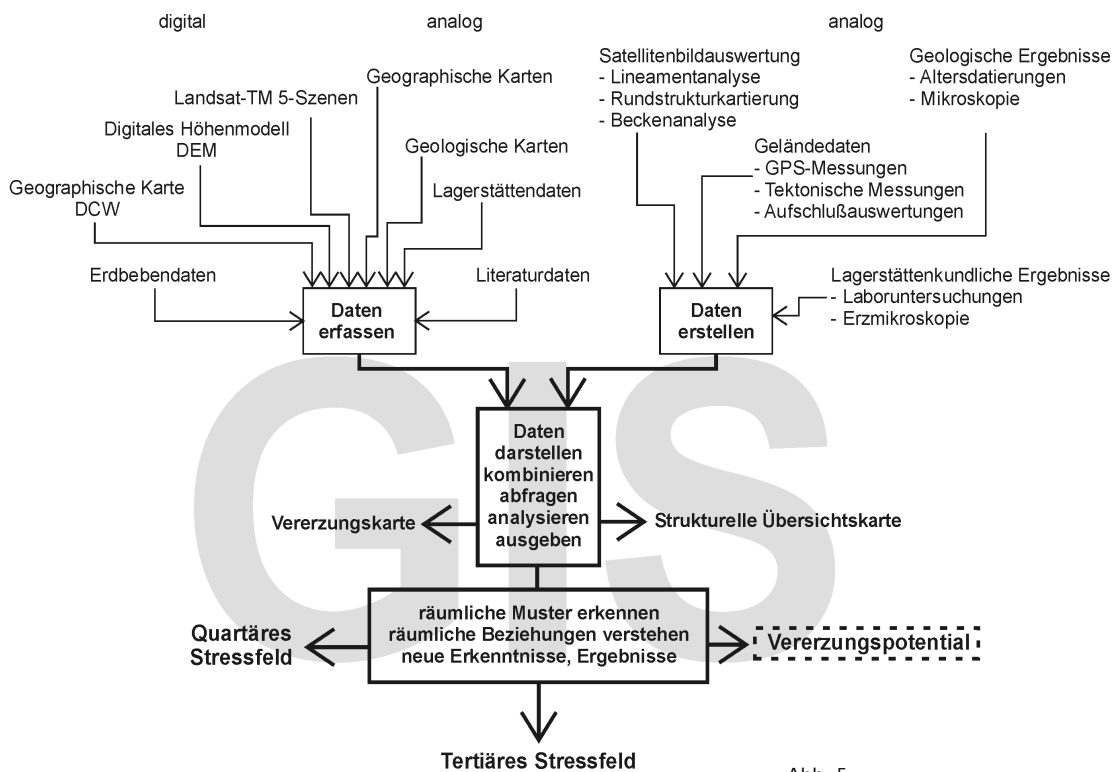


Abb. 5:
Flußdiagramm zur Verdeutlichung der Dateneinbindung, -bearbeitung und -auswertung in einem GIS-Projekt.

Ein weiteres wichtiges Tool ist die Analyse und Auswertung der Datenmenge in bezug auf Schnittpunkte, räumliche Muster und Beziehungen. In unserem Projekt wurden auf Grundlage der geologischen, strukturellen und lagerstättenkundlichen Daten die räumliche Verteilung der Vererzungszonen, die Art und Ausdehnung bevorzugter vererzter Gesteine und die Schnittpunkte von Störungs- und Mineralisationszonen analysiert.

Datengrundlage

Die zahlreichen geologischen, lagerstättenkundlichen und strukturellen Daten über das Untersuchungsgebiet, die während der Geländearbeiten und Auswertungen aufgenommen wurden, bilden einen Teil der Basisdaten des GIS-Projektes. Die Art der Daten und die verwendete Methodik werden im folgenden Kapitel „Geologische Untersuchungen“ erläutert. Diese Ergebnisse wurden durch zusätzliche Information in Form von digitalen und analogen Karten, sowie von Literaturdaten ergänzt. Im Flußdiagramm der Abb. X sind die verschiedenen Datenquellen ersichtlich.

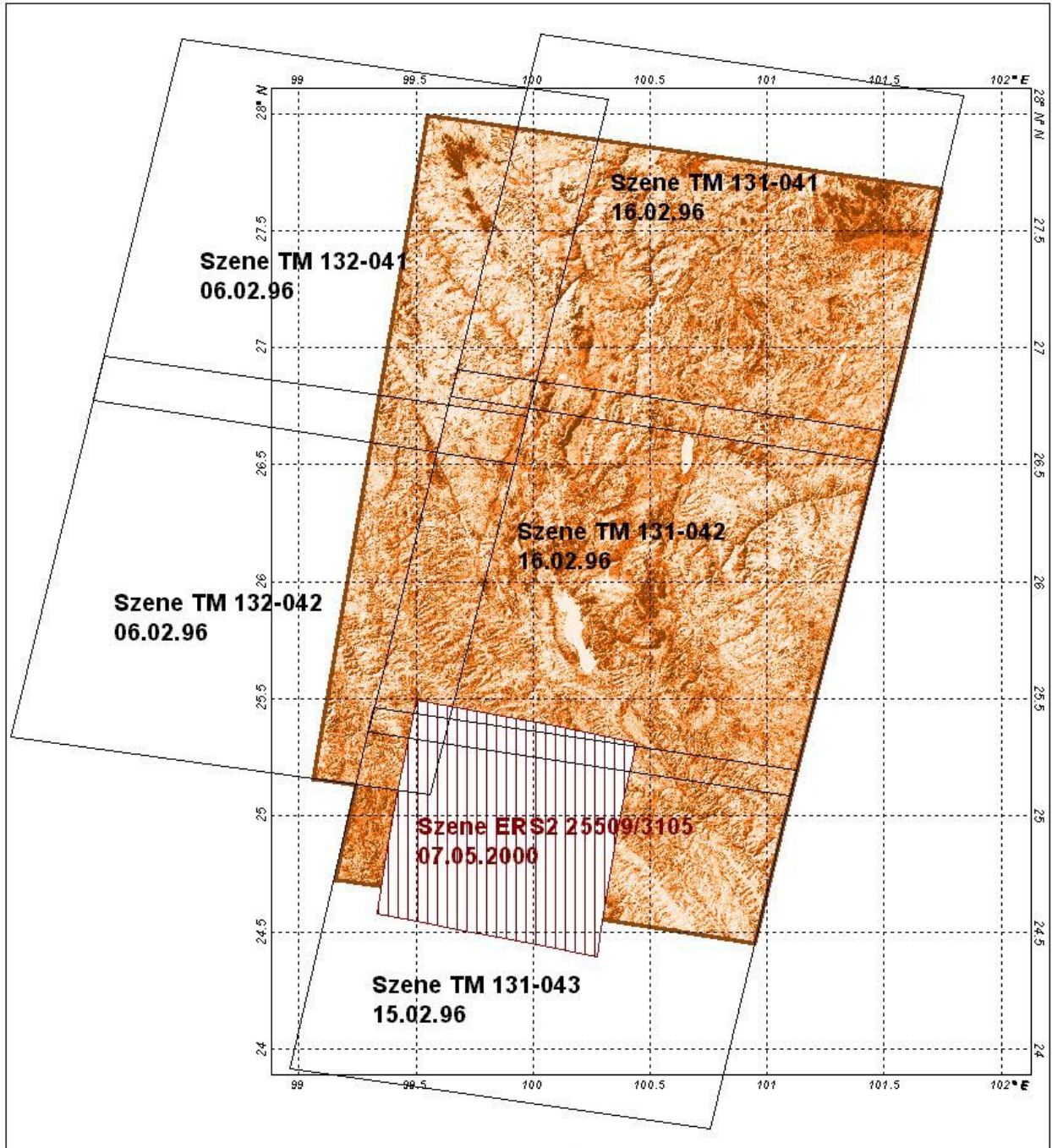
Analoge geographische Karten

Mehrere analoge topographische Karten von NW-Yunnan standen während der Geländearbeiten und der GIS-Erstellung zur Verfügung; die Karten variieren in Maßstab, Abdeckung, Koordinatenreferenz, Aktualität, Sprache der Namen und Genauigkeit. Die chinesische topographische Karte im Maßstab 1: 1.300.000 zeigt




übergeordnete Straßen, ausgewählte Ortschaften, Bezirksgrenzen, sowie Flüsse und Gewässer in chinesischer und internationaler Schreibweise. Sie enthält weder Koordinaten, noch Projektionsangaben. Die mit Koordinaten versehene Touristenkarte von Nelles Maps von Southern China im Maßstab 1:1.500.000 enthält zusätzlich ausgewählte Höhenangaben und Bezeichnungen von Höhenzügen, ist aber relativ ungenau. Kleinermaßstäbliche Karten, wie z.B. die amerikanische Tactical Pilotage Chart 1:500.000 von 1974 und russische Generalstabskarten 1: 200.000 und 1:500.000 von 1959/1969 zeigen Höhenpunkte und Höhenlinien, sind zum Teil aber in den Ortsangaben und Straßenverläufen veraltet oder decken das Arbeitsgebiet nur teilweise ab. Diese Karten dienen zwar während der Geländearbeiten zur Routenplanung, zur Orientierung im Gelände und auf dem Satellitenbild, sowie der Zuordnung der chinesischen Fluß- und Ortschaftsbezeichnungen, ergaben jedoch nur eine unzureichende Basis für das GIS und keine sinnvolle Grundlage für die Referenzierung der Satellitenbilder.

Digitale geographische Karten

Digitale geographische Karten der gesamten Welt auf dem Stande von 1993 sind in Form der Digital Chart of the World (DCW) als ein Produkt der Environmental System Research Institute, Inc (ESRI) frei erhältlich. Sie wurden ursprünglich für die US Defense Mapping Agency (DMA) unter Verwendung von DMA-Daten



Legend

-  Landsat TM-5 Szene
- 131-042**
 Interpreted image mosaic
-  Radar ERS2 Szene
- 25509/3105**
Orbit-/ frame-number

Map 3:

Outline of image mosaic;
orientation and number of satellite
images and radar scene



Kanal	Spektralbereich (Mikrometer)	Abschnitt des Lichtspektrums	Auflösung (Meter)	Allgemeine Anwendung
1	0.45 - 0.52	sichtbares Blau	30	Kartierung von Küstengewässern, Differenzierung der Vegetation anhand des Bodens
2	0.52 - 0.60	sichtbares Grün	30	Vegetationszustand
3	0.63 - 0.69	sichtbares Rot	30	Differenzierung der Vegetation anhand der Chlorophyllabsorbtion
4	0.76 - 0.90	nahes Infrarot	30	Untersuchungen der Biomasse
5	1.55 - 1.75	mittleres Infrarot	30	Vegetations- und Bodenfeuchtigkeitsmessungen; Unterscheidung zwischen Schnee und Wolken
6	10.40- 12.50	thermales Infrarot	120	Thermale Kartierung, Bodenfeuchtigkeitsuntersuchungen und Pflanzenwärmemessungen
7	2.08 - 2.35	mittleres Infrarot	30	Hydrothermale Kartierung

Tab. 2:
Übersicht der Landsat-TM-Kanäle und ihre Eigenschaften (zusammengestellt aus: Berger, 1994).

entwickelt. Diesen DMA-Daten liegen aeronautische Karten (Operational Navigational Charts) im Maßstab 1: 1.000.000 zugrunde. Die digitalen Daten sind mit Längen- und Breitengraden versehen und unprojiziert. Die Maßangabe ist DD (decimal degrees), als zugrundeliegendes Spheroid wurde Clark 1866 verwendet. Das horizontale Datum ist das WGS 1984. Die Daten sind in verschiedene Themen unterteilt, die wiederum einzelne Objekte in Unterthemen in Form von Polygonen, Linien und Punkten, teilweise mit Beschriftungen enthalten. Diese Daten der „Digital Chart of the World (DCW)“ wurden als geographische Basiskarte des GIS-Projektes gewählt. Sie dienen in erster Linie zur Referenzierung des Satellitenbildes und der geologischen Karten, sowie als Hintergrundkarte für andere Themen. Der auf den ersten Blick groß erscheinende Maßstab 1: 1.000.000 der digitalen Daten darf für das ausgedehnte Arbeitsgebiet als hinreichend gewertet werden. Weiter spricht dafür, daß die verwendeten geologischen Karten, die als Grundlage dienen, im selben Maßstab vorliegen. Erweitern des GIS auf Grundlage dieser digitalen Karten ist also problemlos möglich.

Für das vorliegende Projekt wurden die Themen:
 Populated Places
 Railroads
 Roads
 Drainage
 Drainage Supplemental
 Hypsography
 Hypsography Supplemental
 genutzt.

Auf den Karten fehlende Angaben, wie z. B. Orts- und Gewässerbezeichnungen. Sie wurden den bereits erwähnten topographischen Karten entnommen. Mit diesen Daten war es möglich, eine infrastrukturelle Karte mit allen notwendigen Angaben zu erstellen.

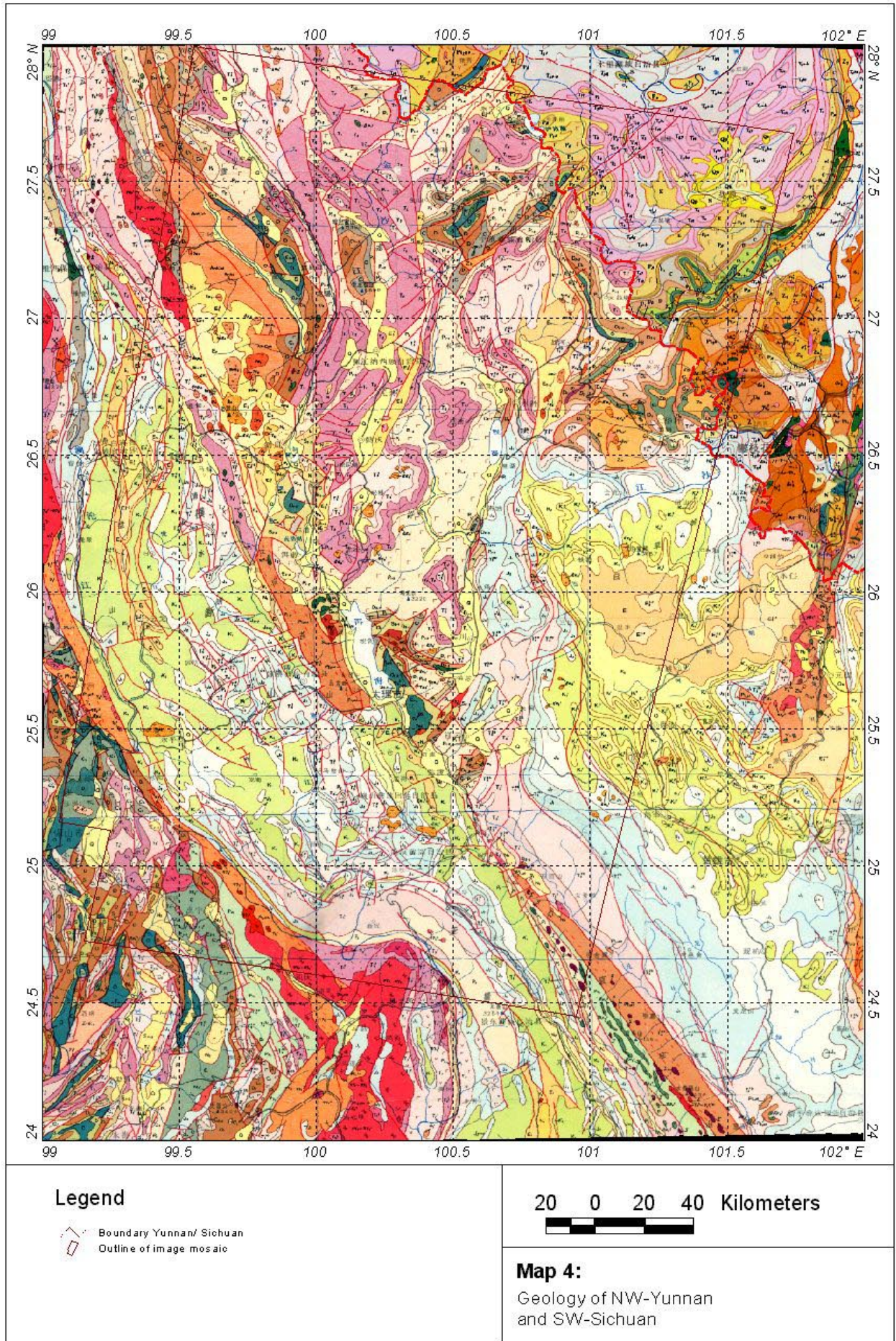
Digitales Höhenmodell

Die Grundlage des digitalen Höhenmodelles sind Daten des National Geophysical Data Center genannt GLOBE (Global Land One-Kilometer Base Elevation) digital elevation model (DEM). Die horizontale Gitterweite ist 30 Bogensekunden in Längen- und Breitengraden. Am Äquator entspricht ein Breitengrad 111 km. Das ergibt - bezogen auf 120 Werte pro Breitengrad - eine Auflösung, die etwas besser als 1 km am Äquator und zunehmend besser in Richtung der Pole ist.

Das horizontale Koordinatensystem in Sekunden der Längen- und Breitengrade ist referenziert zum WGS 84. Die vertikalen Einheiten repräsentieren Höhe in Meter über mittlerem Meeresspiegel und liegen für die gesamte Erde zwischen - 407 bis 8,752 m auf dem Land vor. Meerestiefen sind mit „no data“ belegt.

Satellitenbilder

5 Landsat-TM (5)-Szenen bilden die Grundlage des verwendeten Satellitenbildmosaiks. Sie wurden mit dem Satelliten „Landsat 5“ aufgenommen, der am 1. März 1984 seinen Betrieb aufnahm. Er war ursprünglich mit MSS (Multispectral Scanner) und TM (Thematic Mapper) Sensoren, später ausschließlich mit TM - Sensoren ausgestattet. Die routinemäßige Erfassung von MSS-Daten wurde 1992, die Aufnahme von TM-Szenen wurde im Juni 2001 beendet. Der Satellitenorbit hatte eine Höhe von 705 km und ermöglicht eine 16 tägige Wiederholung mit einer Szenenüberlappung, die zwischen 7 % am Äquator und rund 84 % am 81 nördlichen und südlichen Breitengrad variiert. Der Satellit sammelte Daten über einen 185 km breiten Streifen. Die Sensoren nahmen hauptsächlich reflektierte Strahlung der Erdoberfläche im sichtbaren Licht, nahen, mittleren bis zu thermalem Infrarot auf. Die zugeordneten Kanäle und ihre Parameter sind in der nachfolgenden Tabelle kurz beschrieben.



Die Originalszenen und ihre Parameter sind in Tabelle 2 kurz beschrieben. Die Szenen umfassen jeweils ein Gebiet von 184 km x 185.2 km und decken damit ein Gebiet von jeweils 34.07,68 km² ab. Die seitliche Überlappung der Szenen liegt zwischen 8 und 19 %. Die Auflösung der Originalszenen beträgt 30 x 30 m pro Pixel für die Kanäle 1-5 und 7, sowie 120 x 120 m für Kanal 6. Die verwendeten Landsatzenen wurden innerhalb von 11 Tagen aufgenommen, so daß nur eine geringe farbliche Korrektur der Bilder notwendig war. Sie decken den Nordwesten der Provinz Yunnan, randliche Gebiete der Provinzen Sichuan und Tibet, sowie östliche Gebiete von Myanmar ab. Karte 3 zeigt die Lage der Satellitenbilder und den Ausschnitt des daraus produzierten Satellitenbildmosaiks.

Geologische Karten

Die großräumige Geologie wurde vor allem zwei geologischen Karten entnommen: der geologischen Karte des Sanjiang-Gebietes im Maßstab 1: 1.000.000, herausgegeben vom Yunnan Bureau for Geology and Mineral Resources (1986) und der geologischen Karte der Provinz Yunnan im Maßstab 1: 1.000.000, veröffentlicht vom Yunnan Bureau for Geology and Mineral Resources (1990), die beide mit geographischen Koordinaten versehen sind. Die Legende ist teilweise in englischer Sprache, sonst überwiegend in chinesischer Sprache formuliert, vermißt werden indes weitere kartographische Angaben bzw. die Hinweise auf die topographischen Grundlage ihrer Erstellung.

Erdbebendaten

Das „Council of the National Seismic System“ (CNSS) ist eine Organisation von Institutionen, die an der seismischen Beobachtung in den USA beteiligt sind. Dazu gehören der USGS, das „Department of Energy“, staatliche Agenturen und öffentliche und private Hochschulen. Der CNSS Katalog ist eine weltweite aus den regionalen und nationalen Erdbebenkatalogen der einzelnen Mitglieder zusammengesetzte Zusammenstellung. Auf Grund der sehr verschiedenartigen Quellkataloge ist der CNSS Katalog inhomogen in der zeitlichen Abdeckung der unterschiedlichen Gebiete. Die ältesten vorhandenen Daten stammen aus dem Jahr 1898. In den meisten Gebieten begannen die Aufzeichnungen erst im

Zeitraum zwischen 1960 und 1970. Ebenso sind die Angaben über die Magnitude der aufgezeichneten Beben besonders in den Anfangsjahren der Messungen nicht immer vollständig.

Aus den frei zugänglichen Erdbebendaten wurden die Erdbeben ab der Stärke 3 über Koordinateneingabe herausgefiltert. Die Ausgabe erfolgt im Text-Format und umfaßt Datum, geographische Lage, Stärke, Tiefe und spezielle Parameter der Beben.

Zusätzliche Informationen über die Kräfteverteilung während der Erdbeben ab der Stärke 5,5 sind aus dem Harvard Centroid Moment Tensor (CMT) Katalog erhältlich. Der Katalog enthält weltweite Daten ab dem Jahr 1976 bis 6 Monate vor dem Abschluß dieser Arbeit, (März 2003). Informationen über das Gebiet wurden ähnlich dem CNSS-Katalog über eine Koordinaten-gesteuerte Suchmaske herausgefiltert. Die verschiedenen Ausgabeformate (auch Text-Format) weisen Angaben zu Datum, Uhrzeit, geographischer Lage, Region, Tiefe, Stärke auf, sowie Angaben über den berechneten Bewegungstensor und die damit verbundenen Störungsflächen. Die Centroid-Moment Tensor (CMT) Methode, auch Erdbebenherdlösung genannt, berechnet unter Verwendung der ersten ankommenden P-Wellen die Richtung der Bodenbewegung an einem bestimmten Punkt. Diese Erstbewegungsdaten verschiedener seismologischer Meßstationen werden auf einer Kugelfläche, die den Erdbebenherd umgibt, zurückverfolgt.

3.2 Geologischer Untersuchungen

Die geologischen Untersuchungen wurden in mehreren Disziplinen durchgeführt. Während der Geländeaufenthalte konnten zugängliche Aufschlüsse tektonisch und lithologisch erfaßt werden. In besuchten Lagerstätten erfolgte, soweit möglich, die strukturelle Vermessung und Beprobung zur weiteren Bestimmung von Erzparagenesen. Ein zusätzlicher Aspekt war die Untersuchung der oberflächlichen Ausstriche aktiver Strukturen und der spätere Vergleich mit dem Satellitenbild.

Im Heimatinstitut erfolgte die Auswertung der strukturellen Daten mit Stereonet. Die Proben wurden zu Erzanschliffen sowie zu Röntgenpulver verarbeitet, um zusätzliche Aussagen über die Mineralisationen treffen zu können. Ein Großteil der Arbeiten umfaßte die analoge Auswertung der Satellitenbilder.

4 Basisdaten

Die Grundlage dieses GIS-Projektes bilden die Basisdaten, die in den folgenden Abschnitten näher erläutert werden. Es handelt sich, wie bereits im Kapitel 3.1 angemerkt, um digitale und analoge Informationen zu verschiedenen Aspekten des Arbeitsgebietes (topographische, geologische und seismographische Daten) und um aus meinen Geländearbeiten und Untersuchungen gewonnene Ergebnisse (geologische, strukturelle Daten, Satellitenbilddatenauswertung).

Die topographischen Angaben dienen als geographischer Bezug für die Referenzierung der Daten und als Hintergrundinformation für die erstellten Karten. Die geologie-relevanten thematischen Angaben stellen die Grundlage für die strukturelle und lagerstättenkundliche Analyse des Arbeitsgebietes dar. Sie liegen in einzelnen Layern vor, die zu thematischen Karten zusammengefaßt wurden.

4.1 Kartographische Basiskarte

Die kartographische Basiskarte (Karte 1) wurde als geographische Grundlage und als Hintergrund für die gefertigten Karten erstellt. Die koordinatengetreue, rechtwinklige Grundlagenkarte deckt ein Gebiet von 99 bis 102° östlicher Länge und 24 bis 28° nördlicher Breite ab. Sie zeigt somit das gesamte Arbeitsgebiet und einen Streifen der benachbarten Bereiche. Die Karte wurde so großräumig gewählt, um die Darstellung wichtiger, relevanter Daten außerhalb des Untersuchungsgebietes (bedeutende Lagerstätten, Erdbeben) zu ermöglichen und den weiteren Verlauf bedeutender Strukturen und geologischer Grenzen zu zeigen.

Die Karte liegt in geographischen Koordinaten vor und ist nicht projiziert, um die Umrechnung der digitalisierten Daten und die Einfügung zukünftiger Daten zu vereinfachen. Der Maßstab der Karte ist in Arcview variabel. Für die gedruckte Version in A4 wurde 1:2.000.000 ausgewählt, um das Blattformat größtmöglich zu nutzen.

Die Informationen der Karte stammen hauptsächlich aus der Digital Chart of the World (siehe Kapitel 3). Ein digitales Höhenmodell dient zur Verdeutlichung der Morphologie. Zusätzliche punktuelle Informationen wurden den analogen topographischen Karten (Kapitel 3.1) entnommen.

Die topographische Basiskarte beinhaltet somit folgende Layer:

Layer Infrastruktur

Im Layer Infrastruktur wurden für die Orientierung im Gelände und auf der Karte wichtige Angaben, wie Siedlungspunkte (Städte, Kleinstädte und Dörfer), sowie Straßen und Eisenbahnlinien dargestellt. Die ausgewählten Siedlungspunkte umfassen zuvörderst die regionalen Zentren, d.h. die größeren Städte Xiaguan, Lijiang, Weishan, Changning, Zhongdian, Xiangyun und Chuxiong. Zusätzlich wurde auf einige Kleinstädte und Dörfer verwiesen, deren Namen in geologischen Bezeichnungen verwendet wurden und somit für das Verständnis von Bedeutung sind. Die Angaben zu den aufgrund der Übersichtlichkeit unbeschriftet gebliebenen Punkte sind in der Datenbank enthalten und können nach Belieben abgefragt und ergänzt werden.

Das Straßennetz zeigt die wichtigsten Verkehrsverbindungen, die ganzjährig und mit normalen Verkehrsmitteln befahrbar sind. Weitere kleine Straßen und Wege sind vorhanden, ihr Zustand jedoch jahreszeitenabhängig. Zusätzlich dazu wurde die Eisenbahnlinie im Osten des Arbeitsgebietes dargestellt.

Layer Hydrographie

Der Lauf der wichtigsten Haupt- und Nebenflüsse, sowie die Lage der zahlreichen Seen sind auf diesem Layer erkennbar. Der mäandrierend in West-Ost-Richtung strömende Jinsha Jiang (Oberlauf des Yangtze Jiang), und die annähernd in NW-SE-Richtung fließenden Hong He (Red River), Lancang Jiang (Mekong) und Nu Jiang (Salween) sind die größten Flüsse der Region. Der erst- und die beiden letztgenannten werden auch als San Jiang (Drei Flüsse) bezeichnet, die der San Jiang-Region die Prägung und die geologische Bezeichnung geben. Die zahlreichen abgebildeten Nebenflüsse sind besonders zur Orientierung auf der geologischen Karte und auf dem Satellitenbild von großem Nutzen. Sie zeichnen oft geologische Grenzen, wie Störungen oder Suturen, nach.

Der Erhai-, Cheng Hai- und Lugu-Hai-See sind die größten und auf dem Satellitenbild markantesten Gewässer des Arbeitsgebietes. Sie wurden auf dem nachfolgend verwendeten topographischen Hintergrund für die thematischen Karten dargestellt, um die schnelle Orientierung zu ermöglichen. Die Namen der kleineren Seen sind auf den vorhandenen geographischen Karten nicht angegeben und wurden deshalb auch hier weggelassen.

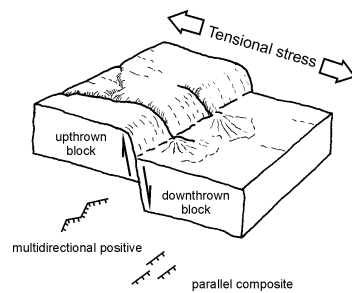


Abb. 6:
Blockmodell einer Abschiebung, sowie mögliche Störungslineamente, an denen sie auf dem Satellitenbild erkennbar ist.

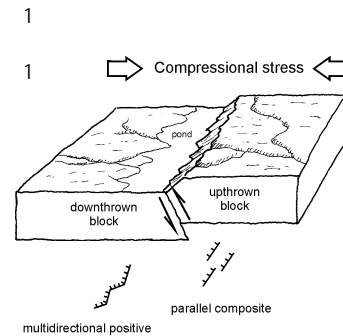


Abb. 7:
Blockmodell einer Aufschiebung, sowie mögliche Störungslineamente, an denen sie auf dem Satellitenbild erkennbar ist.

Layer Morphologie

Das Layer Morphologie bildet den Hintergrund für die anderen Layer der topographischen Basiskarte. Die verwendeten Höhenangaben stammen aus dem digitalen Höhenmodell und wurden in verschiedenen Abstufungen von weiß bis dunkelgrün dargestellt. Der Gesamthöhenunterschied im Bereich des dargestellten Gebietes beträgt fast 5000 m. Zusätzlich wurden die markantesten Höhenzüge wie z. B. Hengduan Shan, Xue Shan, Diancang Shan, Ailao Shan sowie die höchsten Erhebungen, wie der Yulongxueshan, der Habaxueshan, der Guangmao Shan und der Diancang Shan beschriftet. Weitere punktuelle Höhenangaben liegen in der Datenbank vor.

4.2 Karte Satellitenbildauswertung

Layer Satellitenbild

Aus den in Kapitel 3 vorgestellten fünf Satellitenbildern und des daraus erstellten Satellitenbildmosaiks wurde ein Satellitenbild ausgeschnitten, das das gesamte Arbeitsgebiet in NW-Yunnan veranschaulicht (Karte 5). Die rechte obere Ecke zeigt benachbarte Gebiete in SW-Sichuan, die nicht besucht werden konnten, hier jedoch soweit möglich mit einbezogen werden.

Das Satellitenbild umfaßt insgesamt ein Gebiet von 6841 km². Die Originalauflösung von 30 m pro Pixel mußte aufgrund der riesigen Datenmenge auf 60 m verringert werden. Aus dem selben Grund wurden nur die drei Kanäle 1, 4 und 7 zur weiteren Bearbeitung ausgewählt. Die dargestellte Kombination 741 (RGB) gibt ein relativ naturnahes Bild wieder und ermöglicht eine gute strukturelle Auswertung. Die übrigen Kanäle sind zwar für Ratio-Bildungen und Klassifizierungsanalysen notwendig, sie erbrachten jedoch in den ausgewählten Bereichen nur ungenügende Ergebnisse, so daß darauf verzichtet werden mußte. Anhand von mehr als 40 Referenzpunkten (Zusammenflüssen, Straßenkreuzungen) wurde das Satellitenbild auf Grundlage der topographischen Basiskarte georeferenziert.

Layer Lineamentanalyse

Die geologisch-strukturelle Lineamentauswertung ist die Kartierung aller negativen und positiven, geradlini-

gen, geknickten und gebogenen Strukturen auf dem Satellitenbild, die nicht anthropogen sind. Die Auswertung kann Strukturen wie Störungen, Scherzonen, Klüfte, Schichtgrenzen und Schieferungsflächen sowie Rundstrukturen umfassen. Zusätzlich dazu können bestimmte morphologische Formen, wie Drainagesysteme, Schuttfächer, Vegetationsmuster und „Flat irons“ (Erosionsstrukturen auf Schichtflächen) in die Auswertung einbezogen werden, um weitere Aussagen über verborgenen Strukturen treffen zu können.

Im Rahmen dieser Satellitenbildauswertung lag das Hauptinteresse auf der Kartierung von Lineamenten, die Störungen, Störungs- und Scherzonen nachzeichnen. Die Analyse ihrer Lage, ihres Verlaufes und der Bewegungsrichtung sind für die Rekonstruktion des tektonischen Regimes von besonderer Bedeutung. Sie werden im folgenden allgemein als Störungslineationen oder Störungslineamente bezeichnet. Die Kartierung von Schichtgrenzen war nur in wenigen, besonders gut aufgeschlossenen Gebieten möglich, so daß nur lokal das Einfallen der Gesteine als weitere Information herangezogen werden konnte. Kleinmaßstäbliche Lineationen wie Klüftung und Schieferung wurden aufgrund des großen Maßstabes des Satellitenbildes während der Auswertung kaum erfaßt. Auf der Karte 6 sind alle im Untersuchungsgebiet auskartierten Störungslineamente, sowie Schichtgrenzen dargestellt, daneben wurden noch die Umrisse der Quartärbecken und Rundstrukturen miteinbezogen, die in späteren Kapiteln erläutert werden.

Im Zuge der Satellitenbildauswertung wurden die Störungslineamente nicht nur nachgezeichnet, sondern möglichst oft aufgrund morphologischer Charakteristika einem bestimmten Lineamenttypus und somit einer Störungsart zugeordnet. Neben allgemeinen Lineamenten und Abschiebungen an Quartärbecken wurden die vier Hauptlineamenttypen „multidirectional positive“, „parallel composite“, „linear negative“ und „sinuous positive“ nach Berger (1994) unterschieden (Tab. 3). Diese Typen lassen sich wiederum verschiedenen tektonischen Deformationsstilen zuordnen und ermöglichen damit Aussagen über den tektonische Baustil des Gebietes.

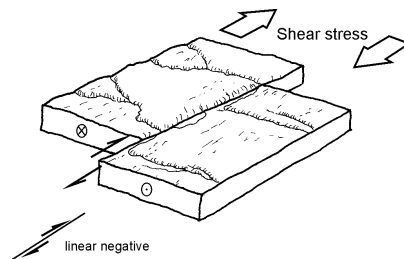


Abb. 8: Blockmodell einer Strike-slip-Störung, sowie das Störungslineament, an dem sie auf dem Satellitenbild erkennbar ist.

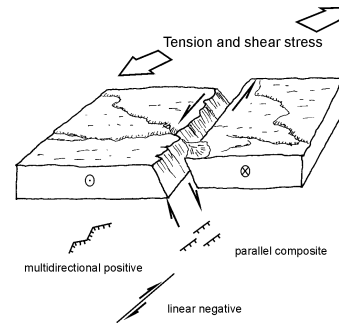


Abb. 9: Blockmodell einer transtensionalen Strike-slip-Störung, sowie mögliche Störungslineamente, an denen sie auf dem Satellitenbild erkennbar ist.

„Multidirectional positive“ - Lineamente treten nach Berger (1994) als positive Reliefform mesozoischer und känozoischer Auf- und Abschiebungen auf, die nicht allzu stark erodiert wurden (Abb. 6, 7). Das positive Relief spiegelt die vertikale Bewegung entlang der Störung wieder. Die topographische höhere Seite, der relativ gehobene Block ist auf dem Satellitenbild deutlich als herausgehobenes Plateau erkennbar. Die topographische niedrigere Seite, der gesenkte Block, wird durch unverfestigte Sedimente und geomorphische Formen, die mit der Störung in Zusammenhang stehen, charakterisiert. Diese Formen sind alluviale Schuttfächer (Alluvial fans), kleine Seen und starke Vegetation.

Das Störungslineament setzt sich aus kurzen Segmenten einzelner Störungen zusammen. Diese Segmente streichen in variierenden Richtungen und formen dadurch entlang des gesamten Störungslineamentes ein Zick-Zack-Muster. Die Streichrichtungen der Segmente spiegeln einerseits das rezente Störungsmuster und andererseits alte, reaktivierte Richtungen des Basements wieder. Die zwischen zwei unterschiedlich streichenden Segmenten eingeschlossenen Winkel können sogenannte „dogleg“- und „trapdoor“-Strukturen darstellen, es sind mögliche Erdölfallen.

Zusätzlich dazu können teilweise erodierte Faltenstrukturen (breached faults) auftreten, die im Zusammenhang mit Flexuren entlang der Blockränder entstanden sind. Stärkere Erosion schräg einfallender Schichten führt zur Ausbildung sägezahnartiger Strukturen, sogenannter „flat-irons“, an denen die Streich- und Fallrichtung der Schichten erkennbar ist. „Multidirectional positive“ - Lineamente und die durch sie nachgezeichneten Auf- und Abschiebungen sind typisch für extensionale und kompressive Störungszonen.

„Parallel composite“ - Lineamente bezeichnen zahlreiche parallele und subparallele Störungen und Klüfte, die eine breite Übergangszone zwischen dem abgeschobenen und dem gehobenen Block bilden. Die unterschiedliche vertikale Bewegung der einzelnen Blöcke zwischen den Störungen führt häufig zu einer typischen Treppenform. Diese morphologische Erscheinungsform ist ähnlich der „multidirectional positive“ - Lineamente innerhalb gering bis moderat erodierter känozoischer

und mesozoischer Störungszonen anzutreffen. „Parallel composite“ - Störungslineamente und die durch sie nachgezeichneten Auf- und Abschiebungen (Abb. 6, 7) sind typisch für extensionale und kompressive Störungszonen. Daneben können sie als eine Serie von relativ langen Abschiebungen auftreten, die von einem Wrench-Fault-System abzweigt.

„Linear negative“ - Lineamente sind die typischen Erscheinungsformen in Strike - slip - Störungszonen (Abb. 8). Diese Störungszonen erstrecken sich bis zu mehreren 100 Kilometern. Die Störungslineamente haben eine negative morphologische Form und sind annähernd gerade bis leicht gebogen. Beiderseits der Lineamente ist keine deutlich gehobene bzw. gesunkene Seite zu unterscheiden. Das alternierende Auftreten niedriger und hoher Segmente entlang der Störung ist eher noch ein Markenzeichen ausgedehnter Strike - slip - Störungszonen, auch Wrench - faults genannt, das die unterschiedlichen Störungsprofile entlang der Störungszone anzeigt. In Strike-slip-Störungssystemen zusätzlich auftretende „parallel composite“- und „multidirectional positive“-Lineationen im Zusammenhang mit Abschiebungen und Beckenöffnungen sind Anzeichen einer dehrenden bzw. extensionalen Komponente. Treten diese Lineationen als Ausstriche von Aufschiebungen und begleitet von „sinuous positive“-Lineationen auf, wird die übergeordnete Strike-slip-Zone durch eine kompressive Komponente beeinflusst, z.B. infolge einer schrägen Kollision. Diese transtensionalen bzw. transpressiven Strike-slip-Störungen (Abb. 9) können sich im regionalen Maßstab, z.B. als Plattengrenze mit schrägen Bewegungsvektoren und lokal in Strike-slip-Störungen, die nicht perfekt planar sind, herausbilden. Abb. 10 zeigt das Strainellipsoid und die Orientierung der möglichen assoziierten Strukturen in einem transtensionalen und einem transpressivem Regime. Sie unterscheiden sich im Winkel zwischen der Störung und minimalen Hauptspannung. Im ersteren Fall ist sie größer 45° und im letzteren kleiner als 45° . Auf Abb. 11 sind die Anzeichen von Dehnung bzw. Kompression in einzelnen Segmenten entlang einer rechtslateralen Strike-slip-Störung dargestellt.

Typ des Störungslineaments	Störungstyp	Deformationsstil	Wichtige Strukturen
Multidirectional positive	steil einfallende Ab- oder Aufschiebungen	Extensionale Riftzonen, kompressive Störungszonen	Zick-Zack-Muster, Trap-doors, und breached folds, Monoklinen
Parallel composite	steile oder listrische Ab- oder Aufschiebungen	Extensionale Riftzonen, kompressive Störungszonen	treppenumuster, breite und lange Deformationszonen, lineare Erscheinung
Linear negative	Strike-slip-Störungen	Blattverschiebungen Transversalverschiebungen wrench- and tear faults	negative Oberflächenformen, oft als Täler ausgebildet, endend als kompressive splays
Sinuuous positive	flach einfallende Überschiebungen	Falten- und Überschiebungsgürtel	sinusförmige Muster, hangende und liegende Platte mit unterschiedlicher Topographie

Tab. 3:

Typen von Störungslineationen mit assoziierten Störungen, typischem Deformationsstil und Erkennungsmerkmalen (zusammengestellt aus: Berger, 1994).

„Sinuous positive“ - Störungszonen sind das Markenzeichen von flach einfallenden Überschiebungen (Abb. 12). Die Störungen werden auf dem Satellitenbild als positive, sinusförmige Strukturen wiedergegeben, deren topographisch höherer Bereich die obere, überschiebende Platte darstellt. Häufig sind topographische Unterschiede der beiden Platten aufgrund verschiedener Lithologien und Erosionsaktivität erkennbar. Das Störungslineament ist zum Teil an dem Anschnitt älterer, überfahrener Strukturen, wie Falten, Schichtung und Störungen nachvollziehbar. Übergänge zwischen verschiedenen Überschiebungen werden durch kurze Strike-slip-Störungen, sogenannte Tear-Faults gebildet. Abb. 13 verdeutlicht die in einer kompressiven Region auftretenden Muster aus Überschiebungen und assoziierten „Tear faults“, wie sie auf dem Satellitenbild erkannt werden können.

Die weitere Einordnung der Störungslineamente erfolgte in Haupt-, Neben- und untergeordnete Störungen. Dabei wurden nicht die einzelnen Lineamente betrachtet, sondern jeweils mehrere Lineamente, die zu einer Störungsstruktur gehören. Die Wichtung richtete sich nach Länge der gesamten Störungsstruktur, Deutlichkeit der Lineamente, Häufung der einzelnen Lineamente und assoziiertem horizontalen und/ oder vertikalen Versatz über die gesamte Störungsstruktur. Lineamente bzw. Lineamentgruppen von Hauptstörungen zeigen einen besonders deutlichen Verlauf und erstrecken sich über mindestens 40 km. Die Störungsstruktur wird meist durch eine ganze Schar von einzelnen Lineamenten nachgezeichnet. Lineamente bzw. Lineamentgruppen von Nebenstörungen heben sich vom umgebenden Gebiet deutlich ab, sind jedoch unscheinbarer als Hauptstörungslineationen. Ihre Län-

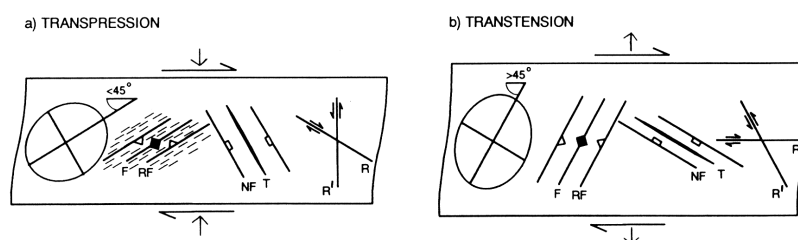
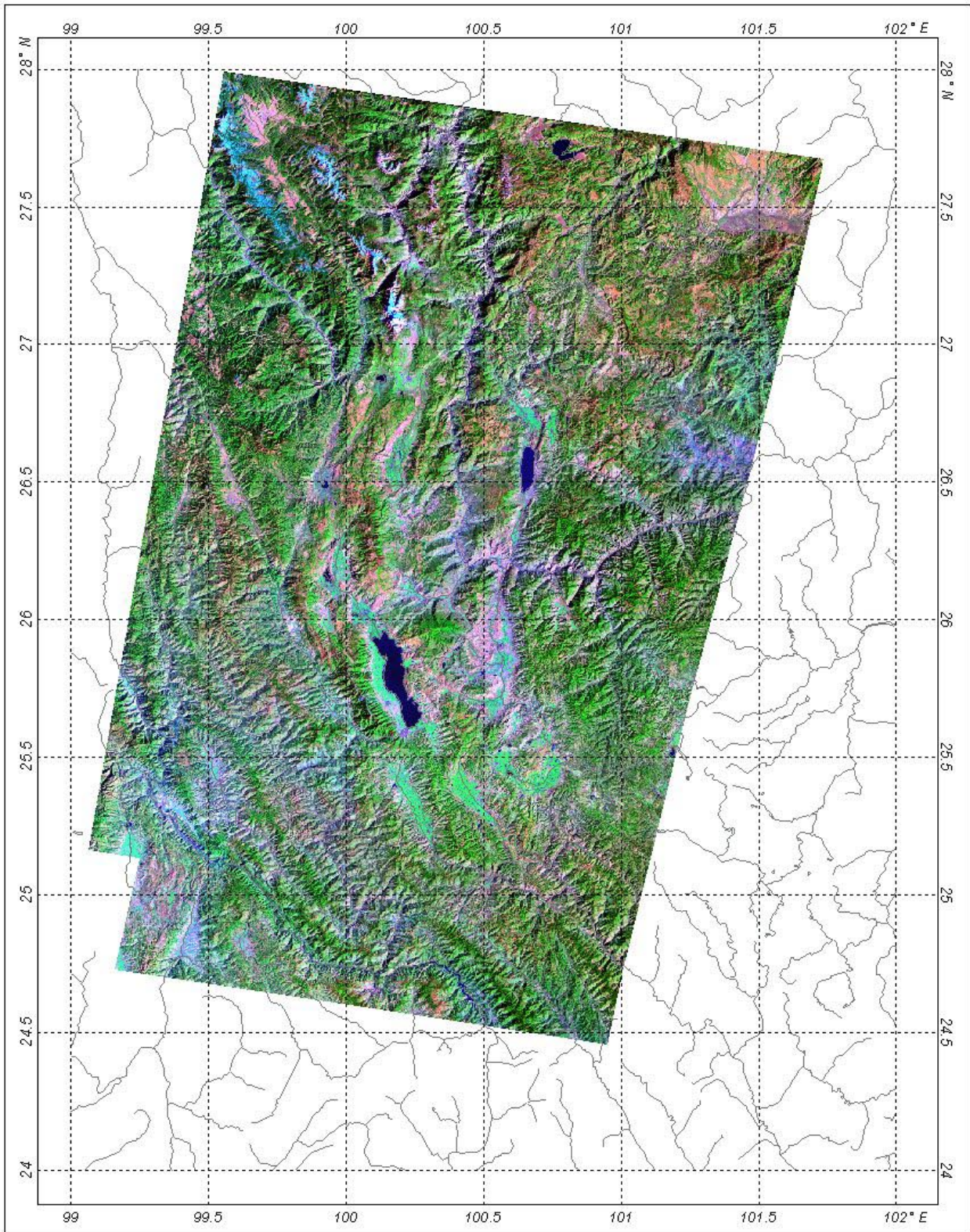


Abb. 10:

Horizontale Schnitte durch vertikale Strike-slip-Störungen:

(a) transpressiv und (b) transtensional

zur Verdeutlichung der oberflächlichen Spuren von Falten und Schieferung (F), Auf- (RF) und Abschiebungen (NF), Extensionsklüften (T) und „Riedel shears“ (R, R') (aus Hancock, 1994).



Legend

-  Image mosaic
-  River



Map 5:

Satellite image mosaic

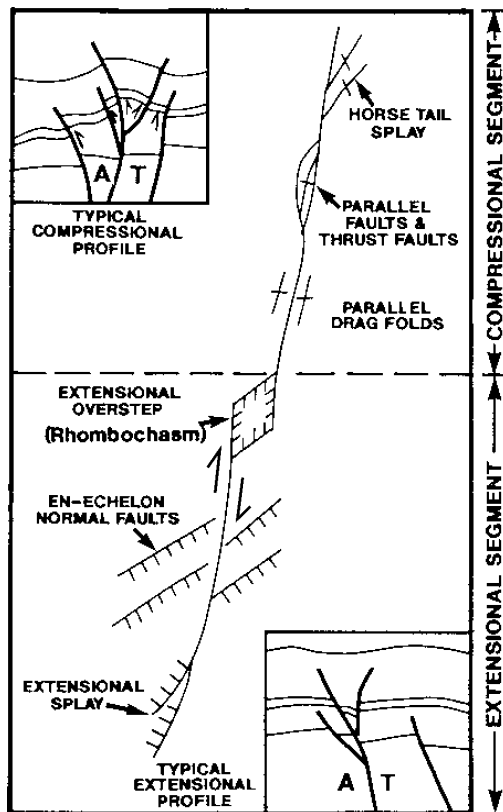


Abb. 11:
Typische Strukturen einer rechtslateralen Strike-slip-Störung mit einer kompressiven Komponente (oben) und einer extensionalen Komponente (unten) (aus Berger, 1994, ergänzt).

ge beträgt maximal 40 km. Es handelt sich meist um kleinere Lineamente oder eine breitere Streuung innerhalb der Störungsstruktur. Als untergeordnet werden meist einzelne Lineationen oder aus wenigen Lineamenten bestehende Gruppen von bis zu 20 km Länge und/oder einem schwer erkennbaren Verlauf bezeichnet. Somit werden mehr als 20 km lange, jedoch sehr unscheinbare Lineationen auch als untergeordnet eingestuft.

Die rezente bzw. junge Aktivität der Störungen ist ein weiteres Maß ihrer Bedeutung und somit ein wichtiger Punkt für die Interpretation des rezenten tektonischen Stressfeldes. Besonders deutliche Lineationen, gerade, steile Hänge im Bereich der Lineation oder das Auftreten in quartären Sedimenten lassen den Schluß auf eine rezente Aktivität der Störung zu. Umfassendere Aussagen lassen sich mit der Auswertung von Erdbeben- und die Betrachtung der Lineationen hinsichtlich Strukturen (Flußversatz, Schuttfächer, Vegetationsmuster) und vergesellschafteten Sedimenten im Gelände ziehen, wie es am Blockbild (Abb. 14) eines aktiven Grabens demonstriert ist.

Auswertung der Störungslineationen

Auf Grundlage der oben beschriebenen Methoden wurde das Satellitenbild ausgewertet. Die kartierten Hauptlineamente bzw. die ihnen zugehörigen Störungen wurden auf Karte 7 wiedergegeben und im folgenden Text einzeln vorgestellt und besprochen. Die

Namen der Störungen stammen aus der gängigen Literatur und wurden übernommen (Allen et al., 1984; Holt et al., 1991; Leloup et al., 1995 und Wang et al., 1998). Teilweise wurden mehrere Strukturen zu einer Einheit zusammengefaßt und gemeinsam beschrieben.

Zhongdian - Störung

Die in NW-SE-Richtung streichende Zhongdian - Störung (oder auch Benzilan - Zhongdian - Störung) erstreckt sich vom nördlichsten Zipfel Yunnans (außerhalb des Untersuchungsgebietes) in südöstliche Richtung über Zhongdian bis zum Ufer des Jinsha Jiang. Sie verläuft bei Zhongdian durch das Quartärbecken

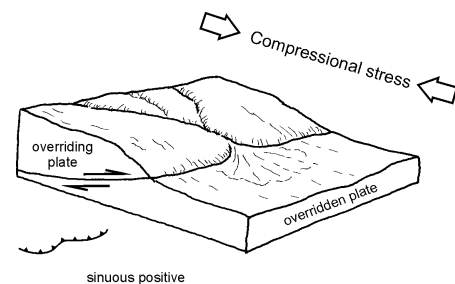


Abb. 12:
Blockmodell einer Überschiebung, sowie mögliche Störungslineamente, an denen sie auf dem Satellitenbild erkennbar ist.

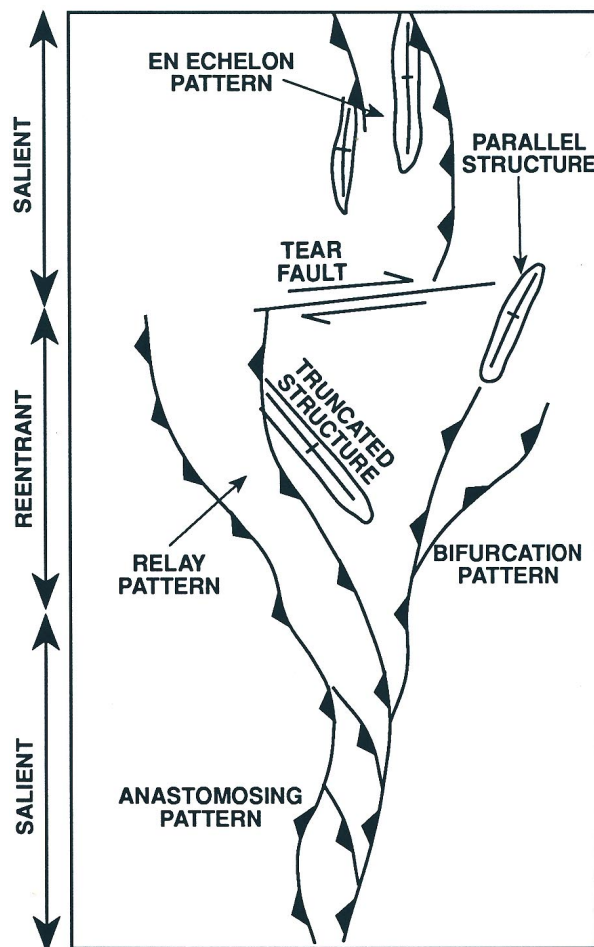


Abb. 13:
Häufige Strukturen in Falten- und Überschiebungsgürteln, die auf Satellitenbildern sichtbar sind (aus Berger, 1994).

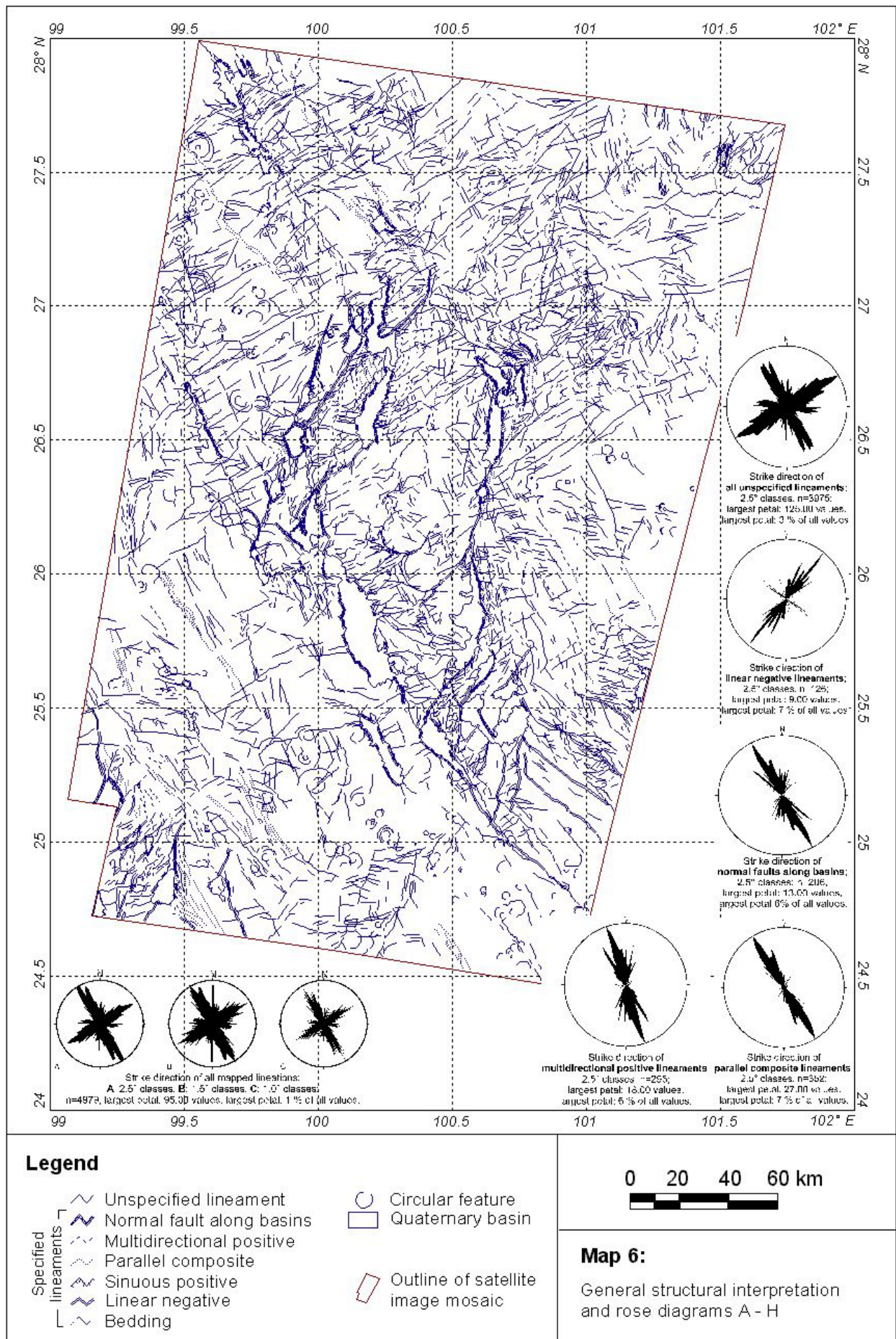
von Zhongdian und bildet im südöstlich anschließenden Becken von Xiaozhongdian die nordöstliche Beckengrenze. Südlich des Yulong Xue Shan trifft die Störung auf die NNE - SSW - streichende Jianchuan - Störung. Das nördliche Störungsende trifft bei Deqen auf die N-S-streichende Lancang-Störung.

Die Zhongdian - Störung schneidet im nördlichen Bereich zwischen Deqen und Zhongdian paläozoische und mesozoische, NNW - SSE - streichende Gesteine im spitzen Winkel. Im südlich anschließenden Abschnitt zwischen Zhongdian und dem Jinsha Jiang verläuft die Störung im Streichen älterer Strukturen in permischen und triassischen Gesteinen.

Auf dem Satellitenbild ist der Störungsverlauf als deutliches, annähernd geradlinig verlaufendes Lineament bzw. als Lineamentschar erkennbar. Nördlich des Beckens von Zhongdian ist die Störungslineation als eine gerade bis leicht gebogene, klare Linie ausgebildet. Im Bereich des Zhongdian-Beckens geben einige geradlinig begrenzte Gesteinsinseln den ungefähren Verlauf der Störung wieder. Die weitere Fortsetzung der Störung südöstlich des Zhongdian - Beckens ist anhand einiger multidirectional positive- und parallel composite-Lineamenten erkennbar. Diese Lineationen deuten entlang der Störung einen überwiegend abschiebenden

Bewegungssinn der SW-Seite gegenüber der NE-Seite an. Daneben zeigen links-lateral versetzte Flußläufe eine horizontale Bewegungskomponente an. Die läßt sich auch in den nördlich von Zhongdian über 30 km links-lateral versetzten Gesteinseinheiten nachweisen. Im Gegensatz dazu deuten laut Wang et al. (1998) die Herdlösungen dreier rezenter Erdbeben im Bereich der Störung rechts-laterale Versätze an.

Die Anzeichen vertikaler und horizontaler Bewegungen entlang der Störung deuten eine rezente Aktivität der Zhongdian-Störung an. Insgesamt betrachtet, kommt der Zhongdian-Störung jedoch eine eher untergeordnete, tektonische Bedeutung zu, da sie ähnlich der Qiaohou-Störung zu den Strukturen gehört, die \pm in heutiger Extensionsrichtung liegen. Unter diesen Bedingungen müßten die vertikalen Bewegungen die Lateralverschiebung überwiegen. Eine ältere, reaktivierte Struktur ist nicht direkt nachweisbar. Da die Störung aber die gleiche Streichrichtung wie die Red River-Ailao Shan-Zone aufweist, könnte die Störung während deren starken links-lateralen Phase im mittleren Tertiär bereits aktiv gewesen sein. Eozäne Sedimente auf der Ostseite des Zhongdian-Beckens sprechen für diese Vermutung.



Daju - Störung

Mehrere Störungen, die das Daju-Becken am Ufer des Jinsha Jiang begrenzen, werden zur Daju-Störung bzw. zum Daju-Störungssystem zusammengefaßt. Eine Störungsschar streicht in NW-SE-Richtung und erstreckt sich vom Ufer des Jinsha Jiang nordöstlich von Lijiang bis zur Zhongdian-Störung und dem Xiaozhongdian-Becken. Die andere Störungsschar zweigt am Daju-Becken in NNW-Richtung ab und verläuft annähernd parallel zur Zhongdian-Störung. Auf der Höhe von Zhongdian verlieren sich die Störungen allmählich. Das Südende des Daju-Störungssystems trifft am Ufer des Jinsha Jiang auf Ausläufer der Lijiang-Störung, die dort aus der NE-SW-Richtung in das NW-SE-Streichen umbiegen.

Die Störungen verlaufen hauptsächlich in permischen und triassischen Gesteinen. Westlich des Daju-Beckens bilden sie die Nordgrenze des Yulong Xue Shan-Massivs und der sie aufbauenden altpaläozoischen Gesteine.

Der Verlauf der Störungszone ist auf dem Satellitenbild anhand einer aus zahlreichen Einzellineationen zusammengesetzten Struktur erkennbar. In den meisten Fällen handelt es sich dabei um parallel composite-Lineationen, entlang derer kleinere Quartärbecken aufgereiht sind, zonenweise treten auch multidirectional positive-Lineationen auf.

Im Verlauf der Störungszone ist weder ein Versatz älterer geologische Einheiten oder Strukturen, noch von Flüssen nachweisbar, so daß horizontale Bewegungen entlang der Störung ausgeschlossen werden können. Die auftretenden quartären Becken und die morphologischen Entsprechungen entlang der Störung lassen jedoch auf junge oder sogar aktive Abschiebungsbewegungen der SW-Seite gegenüber der NE-Seite schließen.

Die Daju-Störungszone zählt zu den weniger markanten Strukturen auf dem Satellitenbild. Wang et al. (1998) wählten diese Struktur als nördliche Grenze des Dali-Berglandes, da es die Region der quartären Becken begrenzt und die Störungen des Dali-Faultsystems begrenzt. Die Störung befindet sich tatsächlich in einer Übergangszone vom deutlich gegliederten Dali-Bergland mit Becken und Höhenzügen und den im Norden anschließenden Hochgebirge. Die gesamte Region soll-

te jedoch zum tektonischen Verständnis im Zusammenhang betrachtet werden. Die Daju-Störung ist als junge Abschiebungszone zu sehen.

Lijiang - Störung

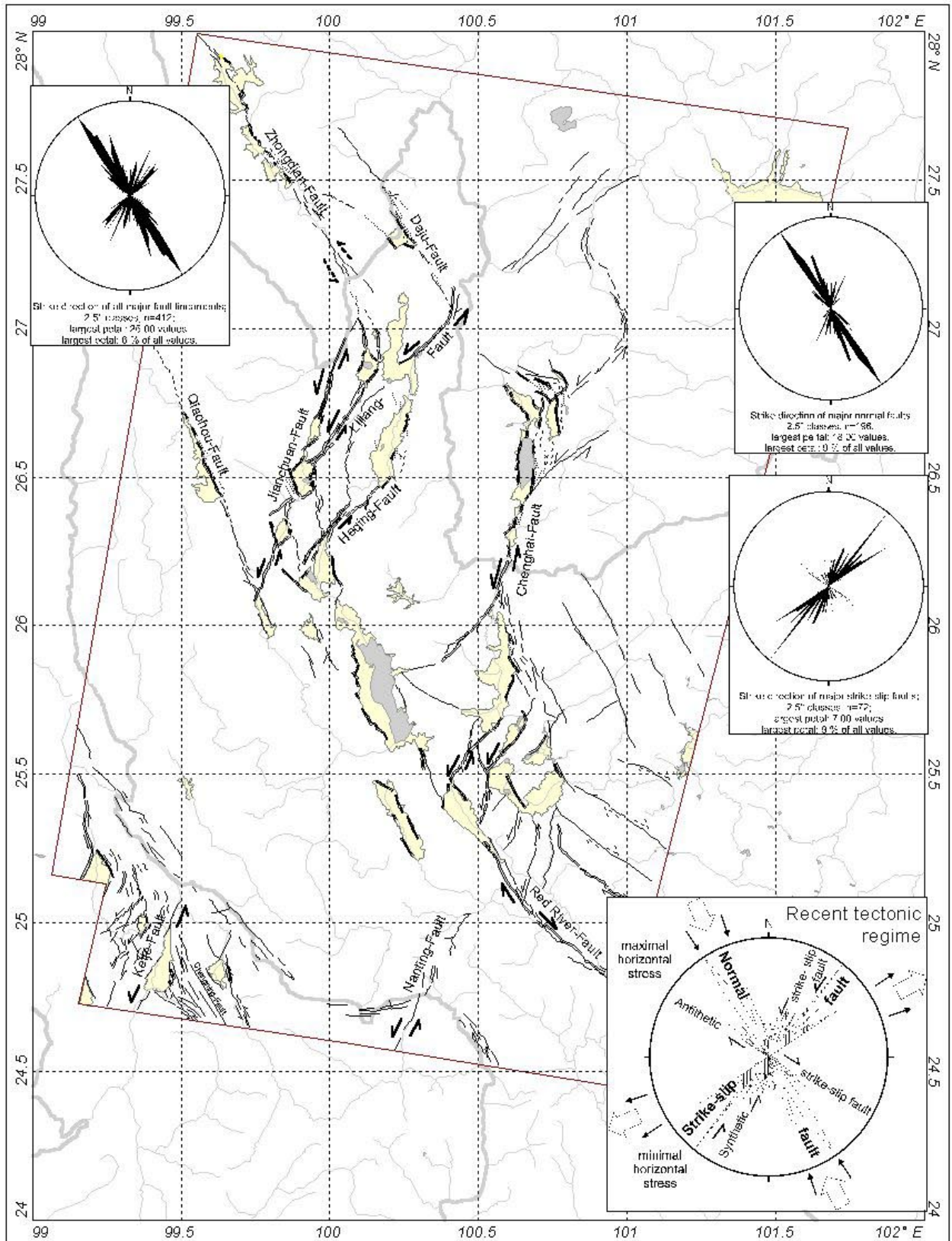
Die Lijiang-Störung wird in ein nordöstliches und ein südwestliches Segment unterschieden, die vom Lijiang-Becken getrennt werden. Der nordöstliche Störungsabschnitt verläuft von Lijiang in nordöstliche Richtung. In diesem Bereich trennt die Störung mitteltriassische Kalke und paläogenen Sedimente im Nordwesten von permischen, obertriassischen und paläogenen Sedimenten im Südosten.

Das südwestliche Segment der Lijiang-Störung verbindet als Y-förmige Struktur das Lijiang-Becken und das Lashi-Becken mit der Jianchuan-Störung. Dieses südwestliche Segment der Lijiang-Störung durchschneidet oberpermische Basalte, triassische Sedimente und nahe der Jianchuan-Störung auch devonische Sedimente.

Im Gebiet nordöstlich von Lijiang ist die Störung in Form mehrerer geradliniger und paralleler Lineationen auf dem Satellitenbild abgebildet. An einem Teil der Lineationen treten deutliche, nach SE einfallende Abbruchkanten auf. Daneben ist ein linkslateraler Bewegungssinn an versetzten Flußläufen und am Versatz des nördlichen Blockes gegenüber dem südlichen Block nach Westen zu beobachten. Daraus resultiert auch die S-förmige Struktur des Lijiang-Beckens.

Der weitere Verlauf der Störung in nordöstliche Richtung wird östlich des Jinsha Jiangs diffuser. Hier fiedern sich die Lineationen auf. Einige Lineationen biegen an einer Kante in nordwestliche Richtung ab und treffen im Streichen auf die Daju - Störung. Sie werden von Wang et al. (1998) als Fortsetzung der Lijiang - Störung angesehen. Andere Lineationen lassen sich jedoch als Störungsschar in annähernd geradliniger Fortsetzung der ursprünglichen Störung nach Nordosten bis weit nach Sichuan verfolgen.

Das südwestliche Segment der Lijiang-Störung streicht in NNE-SSE-Richtung und verläuft auf dem Satellitenbild zwischen dem Lashi-Becken und dem Jianchuan-Becken als durchhaltende linear negative-Lineation. Entlang dieser Lineation sind auf deren Ostseite zwei klei-



Legend

- | | | | |
|--|-------------------------------|--|----------------------------|
| | Unspecified major fault | | Quaternary basin |
| | Basin normal faults | | Outline of satellite image |
| | Strike-slip fault | | Major river |
| | Multidirectional fault | | Minor river |
| | Parallel normal fault | | Lake |
| | Unspecified subordinate fault | | |



Map 7:

Main active faults and recent tectonic stress field

ne Becken und auf der Westseite ein kleines Becken ausgebildet, deren Beckenbasis jeweils nach Westen bzw. nach Osten in Richtung der Störung einfällt. Die Anlage der Becken ist auf die Öffnung extensionaler Bereiche an der Störung zurückzuführen. Die Struktur der Becken und die Art der Lineation zeugen den Blattverschiebungscharakter dieses Störungssegmentes mit einem linkslateralen Bewegungssinn an.

Im nördlichen Abschnitt des Störungssegmentes zweigt mit einem Winkel von 30° eine weitere kurze Störung in Richtung Lijiang-Becken ab. Sie verläuft im NE-SW-Streichen des nordöstlichen Störungssegmentes der Lijiang-Störung. Sie ist jedoch im Bereich des Lijiang-Beckens nicht sichtbar mit ihr verbunden und liegt auch nicht in einer Flucht mit ihr. Das spricht gegen eine aktive und bedeutende Störungsstruktur in diesem Bereich.

Jianchuan - Störung

Die NNE-SSW-streichende Jianchuan-Störung ist eine der markantesten Strukturen auf dem Satellitenbild. Die Störung zweigt nördlich von Qiaohou mit einem Winkel von 40° von der Qiaohou-Störung nach NNE ab. Die Störung erstreckt sich von dort bis in das Tal des Jinsha Jiang und geht dem Flußverlauf nach NNW folgend in die Zhongdian-Störung über. Laut Wang et al. (1998) ist sie teilweise für die scharfe Kurve des Jinsha Jiang in diesem Gebiet verantwortlich. Im Streichen der Störung sind drei rezente Becken aufgereiht. Das sind von N nach S das Baihanchang-, Jianchuan- und Shaxi-Becken.

Der Verlauf der Jianchuan-Störung ist in der gesamten Erstreckung auf dem Satellitenbild an scharfen Lineamenten erkennbar, die nur im Bereich der Becken unterbrochen werden. Nördlich des Jianchuan-Beckens zeichnet sich eine deutliche linear negative-Lineation als Anzeichen für Blattverschiebungen ab. Südlich des Jianchuan-Beckens ist der Störungsverlauf anhand zahlreicher, auch im Streichen pendelnder kürzerer Lineationen nachzuvollziehen. Nach Wang et al. (1998) zeigen sich im gesamten Verlauf der Störung Anzeichen für linkslateralen Versatz. Besonders nördlich des Baihanchang-Beckens zeigen zahlreiche Flußverläufe und Schuttwälle einen konstanten Versatz von 1 km an.

Am südlichen Ende der Störung ist an einigen Flüssen und Schuttfächern ein linkslateraler Versatz von ~50 m ersichtlich. Dieser sinistrale Bewegungssinn führte am Schnittpunkt der Störung mit der Qiaohou-Störung zur Öffnung des Qiaohou-Beckens als modifiziertes pull apart-Becken.

Die Störung trennt die mächtige tertiäre Sedimentabfolge auf der westlichen Seite, die paläozoischen und älteren Gesteinen auflagert von permo-triassischen Gesteinen im Osten, die die vergleichbaren paläozoischen Abfolgen überdecken. Das Fehlen der permo-triassischen Sedimente und Vulkanite auf der Westseite ist möglicherweise auf prätertiäre Erosionsprozesse zurückzuführen, so daß eine ältere Anlage der Störung mit deutlichen Vertikalbewegungen durchaus wahrscheinlich ist. Rezent ist die Jianchuan-Störung als eine aktive, linkslaterale strike slip-Störung anzusehen, die im südlichen Bereich durch das Jianchuan-Becken und das Shaxi-Becken in kürzere Abschnitte untergliedert wird.

Qiaohou - Störung

Die Qiaohou- oder Tongdian-Störung verläuft vom Qiaohou-Becken in NNW-Richtung bis zum Tal des Lancang-Jiang. Dort trifft sie außerhalb des Arbeitsgebietes auf die N-S-streichende Lancang-Störung. Die Qiaohou-Störung trennt die mesozoischen Redbeds des Lanping-Beckens von den permo-triassischen Gesteinen des zentralen Arbeitsgebietes. Die Störung ist nicht nur anhand deutlicher Lineationen, sondern auch an dem unterschiedlichen Aussehen der Regionen zu beiden Seiten auf dem Satellitenbild nachzuvollziehen. Der gesamte Störungsverlauf zeichnet sich durch zahlreiche multidirectional positive- und parallel composite-Lineationen ab. Auf der Südwestseite der Störung ist nordwestlich von Madeng das Madeng-Becken entwickelt, dessen Nordostrand von der Störung in Form zahlreicher Abschiebungen gebildet wird.

Die Lineationen zeigen keinen typischen strike slip-Charakter der Störung mit deutlichen Verschiebungen an, wie es häufig in der Literatur dargestellt wird. Es muß eher von vertikalen Abschiebungsbewegungen der SW-Seite gegenüber der NE-Seite, ohne aktiven lateralen Versatz ausgegangen werden.

Innerhalb der Struktur wurden jedoch von Wang et al. (1998) Anzeichen neogener sinistraler Bewegungen im Bereich des Madeng-Beckens nachgewiesen. In den dort aufgeschlossenen altpaläozänen kohleführenden Sedimenten ist eine starke Verfaltung mit nordost-streichenden Faltenachsen zu beobachten, die auf links-laterale Scherbewegungen entlang der Störung zurückzuführen ist. Des Weiteren zeigen tektonische Strukturen innerhalb des Xuelong Shan, einer metamorphen langgezogenen Linse, die in der Qiaohou-Störung außerhalb des Arbeitsgebietes eingeschlossen ist, links-laterale Scherbewegungen an. Diese werden zeitlich mit der Bildung ähnlicher Strukturen im Ailao Shan gleichgesetzt und auf das mittlere Känozoikum oder älter datiert (Leloup et al. 1995, Wang et al. 1998). Leloup und seine Mitarbeiter interpretieren die Störung in diesem Zusammenhang als den nördlichen Teil der Red River-Ailao Shan-Zone, die als mächtige Scherzone mit links-lateralem Versatz von bis zu 500 km im Tertiär aktiv war.

Eine deutliche, rezente Verbindung zwischen der Qiaohou-Störung und der Red River-Störung im südlichen Arbeitsgebiet ist auf dem Satellitenbild nicht zu erkennen. Die Red River-Störung weist außerdem einen rezenten rechts-lateralen Bewegungssinn auf, so daß von zwei getrennt agierenden Strukturen ausgegangen werden muß.

Heqing - Störung

Im zentralen Untersuchungsgebiet erstreckt sich die NE-SW-streichende Heqing-Störung vom Südende des Heqing-Beckens zum Nordende des Eryuan-Beckens. Die Störung verläuft in den triassischen und paläozoischen Abfolgen des Dali-Berglandes. Auf dem Satellitenbild zeigt sich der Verlauf der Störung anhand kurzer, aufeinanderfolgender, geradliniger Lineationen. Rezente Flußversätze zeigen aktiven links-lateralen Versatz mit Geschwindigkeiten ca. 2,8 mm/Jahr (Wang et al. 1998). Dieser aktive sinistrale Versatz geht einher mit der Öffnung des Heqing- und Eryuan-/ Sanying-Becken an den jeweiligen Enden der Störung als modifizierte pull apart-Becken.

Chenghai - Störung

Die Ostgrenze des Dali-Berglandes wird von der Chenghai-Störung gebildet, die die permo-triassischen

Sedimente und Vulkanite dieser Seite von den Redbeds des Chuxiong-Beckens trennt. Die annähernd N-S-streichende, bogige Chenghai-Störung erstreckt sich von der Nordwestseite des Midu-Beckens im Süden bis zu den parallelen Becken von Jinguan und Yongsheng im Norden.

Die Störung ist auf dem Satellitenbild als markante, komplexe Struktur abgebildet, die sowohl Anzeichen aktiver Abschiebung, als auch horizontaler Bewegungen aufweist. An ihrem nördlichen Ende fiedert die Chenghai-Störung in drei Arme auf, die nach Westen in Richtung Lijiang-Störung abbiegen. Zwischen den durch parallel-composite-Lineationen charakterisierten Störungen sind die beiden genannten Quartärbecken als modifizierte pull apart-Becken entwickelt. Südlich der Becken ist der Verlauf der Störung an parallel composite-Lineationen am Ostrand des Chenghai-Sees erkennbar. Südlich des Sees trifft ein NE-SW-streichendes linear negative-Lineament mit links-lateralem Bewegungssinn auf die Störung. In diesem Bereich ist das Qina-Becken als typisches pull apart-Becken an einem extensionalem Steppover der Chenghai-Störung entwickelt. Der links-laterale strike slip-Charakter der Chenghai-Störung zeigt sich zudem noch am deutlichen Versatz des Laufes des Jinsha Jiang. Südlich dieser Zone fiedert sich die Störung erneut auf. Die eigentliche Chenghai-Störung zieht sich nach den gängigen Modellen am Ostrand des Binchuan-Beckens in Form zahlreicher parallel composite- und multidirectional positive-Lineationen entlang. Am Südende des Beckens gehen die Lineationen in linear negative-Lineamente über, die sich bis zu den nördlichen Ausläufern der Red River-Störung erstrecken und überwiegend links-laterale Bewegungen anzeigen. Das sich an der Südostseite der Störung anschließende Midu-Becken ist somit als modifiziertes pull apart-Becken am Störungsende anzusehen.

Die anderen Störungsstränge biegen nördlich von Binchuan einmal als linear negative-Lineament nach SW in Richtung Erhai-See und als Lineamentbündel nach SE in mehreren parallelen Bögen zu den Quartärbecken um Xiangun ab.

Die rezente Chenghai-Störung wurde nach Wang et al. (1998) in einer tertiären ostvergenten Aufschiebungzone angelegt, in der paläozoischen und mesozoischen Gesteinen des Dali-Berglandes über mesozoische und känozoische Sedimente des Chuxiong-

Beckens transportiert wurden. Die Störungsfläche kann somit als nach Westen abtauchende listrische Störung angesehen werden

Red River - Störung

Die mehr als 900 km lange Red River-Störung erstreckt sich von der Südspitze des Midu-Beckens im südöstlichen Arbeitsgebiet bis an die Küste des südchinesischen Meeres in Vietnam. Sie ist eine der auffälligsten jungen Störungen auf dem Satellitenbild von SE-Asien, die in der Spur einer älteren und bedeutenden Sutur- und Scherzone verläuft.

Auf dem Satellitenbild des Arbeitsgebietes wird nur der nördlichste Abschnitt der Störung wiedergegeben. Die Störung trennt hier die Red beds des Lanping-Simao-Beckens im Südwesten von den mesozoischen bis alttertiären Sedimenten des Chuxiong-Beckens im Nordosten. Die Spur der Störung ist als eine sehr deutliche, linear negative-Lineation erkennbar. Sie verläuft vom Midu-Becken in südöstlicher Richtung, trifft auf das Tal des namensgebenden Hong He (Red River) und schmigt sich im weiteren Verlauf an die Nordostseite des Ailao Shan-Höhenzuges an. Der rechtslaterale Bewegungssinn der Störung in diesem Abschnitt zeigt sich nicht nur an den im Verlauf der Störung umbiegenden Flußtalern. Allen et al. (1984) fanden im gesamten Verlauf der Störung Indikatoren für aktiven dextralen Versatz mit weiten zwischen 9 m und 6 km und schlossen daraus auf eine Bewegung von 2-5 mm/ Jahr entlang der Störung.

Der klare Verlauf der Red River-Störung endet im Bereich des Midu-Beckens. Die aktive Störungslinie in direkter Verlängerung der Red River - Störung zieht sich von Südosten ins Zentrum des Beckens und ist nicht als deutliche Spur im Beckenbereich erkennbar. Die randliche Störung an der Südwestseite des Midu-Beckens zeigt deutliche Anzeichen von Abschiebung, wenige Merkmale für Lateralbewegungen und ist nicht direkt mit der Red River-Störung verknüpft. (Wang et al. 1998). Nördlich des Midu-Beckens erstreckt sich eine ähnlich streichende Vertikalstörung bis zum Dali-Becken. Die Störung ist eine vertikale Störung, die mesozoische Gesteine an der südlichen Seite von paläozoischen Gesteinen an der nördlichen Seite trennt. Sie geht mit rechtslateraler Verschiebung von Flüssen

einher und ist möglicherweise die Fortsetzung der Red River - Störung, jedoch nicht direkt mit der randlichen Störung innerhalb des Midu - Beckens verknüpft.

Keije-Störung

Die Keije-Störung ist eine der wenigen Störungen im Untersuchungsgebiet, die sich südlich des Lanping-Bekens befinden und nicht mehr zum Dali-Störungssystem gezählt werden. Die Störung setzt nördlich von Changning am Lancang Jiang ein und verläuft von dort nach einem Steptover in SSW-Richtung als Wanding-Störung weiter. Sie versetzt mesozoische und paläozoische Gesteine des Baoshan-Blockes. Außerhalb des Arbeitsgebietes erstreckt sie sich in einem weiten Bogen nach Westen bis an die chinesisch-birmanische Grenze.

Auf dem Satellitenbild zeichnet sich der abgebildete nördliche Abschnitt der Störung als deutliches, geradliniges Lineament ab, das nur vom Changning-Becken unterbrochen wird. Dieser Lineationstyp läßt auf eine Strike slip-Störung schließen. Lacassin et al. (1998) beschrieben aus dem zentralen Abschnitt der Störung in West-Yunnan einen aktiven linkslateralen Bewegungssinn mit Verschiebungsweiten von $9,5 \pm 0,5$ km. Daneben ergaben ihre Untersuchungen an auffälligen Flußschleifen, sogenannten Hairpin river loops des im Streichen fließenden Nu Jiang, eine ältere, rechtslaterale Aktivität mit Versätzen zwischen 38 und 58 km. Diese Bewegungen korrelieren sie mit der linkslateralen Aktivität der Red River-Störung im Zeitraum 35 bis 17 Ma. Die mit der Keije-Störung assoziierte Wanding-Störung und die im Folgenden besprochene Nanting-Störung gehören zu den markantesten und längsten Störungen im Gebiet West-Yunnan/ Ost-Myanmar. Sie gehören zu einer Gruppe NE-SW-streichender, linkslateraler Blattverschiebungen, die einen Großteil der aktiven Deformation in dieser Region und in Nord-Thailand aufnehmen.

Nanting-Störung

Die Nanting-Störung verläuft in einem ähnlichen Bogen parallel der Wanding-Störung von Lancang am Lancang Jiang in SW- bis WSW-Richtung bis nach West-Myanmar. Der Verlauf des auf dem Satellitenbild des

Arbeitsgebietes abgebildeten nördlichsten Ausläufer der Störung ist nur anhand schwer erkennbarer, geradliniger Lineationen nachzuvollziehen. Die markanten linear negative-Lineamente setzen erst südlich des Arbeitsgebietes ein. In diesem Bereich ist auch der deutliche linkslaterale Bewegungssinn der aktiven Strike-slip-Störung ablesbar, der von Lacassin et al. (1998) mit 3 8km bestimmt wurde.

Layer Quartärbeckenanalyse Auswertung der Quartärbecken

Mit Hilfe der Satellitenbilder lassen sich quartäre bzw. rezent aktive Becken und Sedimentationsräume strukturell umfassend auswerten. Die Becken unterscheiden sich auf dem Satellitenbild von den umgebenden morphologischen Erscheinungen durch die negative Form mit einer annähernd ebenen Basis. Diese Beckenböden heben sich durch die hellrosa gefärbten unbewachsenen Sedimentflächen und die hellgrün erscheinenden landwirtschaftlichen Nutzflächen von den heterogenen Bergregionen ab.

Strukturelle Aussagen über den Baustil des jeweilige Beckens lassen sich anhand der Ausbildung der Beckenränder, des Einfallens des Beckenbodens, dem Verlauf und der Lage von Flüssen und Seen, der Gesamtform des Beckens, jungen Sedimentstrukturen und der Lage begrenzender Störungen machen. Zusätzlich geben die Sedimentfüllungen der Becken Aufschluß über das Entstehungsalter der Becken und den Zeitraum ihrer tektonischen Aktivität.

Die kombinierte Betrachtung der Becken und der benachbarten Störungen ermöglicht zusätzlich zur Auswertung des Störungsmusters Aussagen über Bewegungssinn, Art der Störung, mögliche Aktivität, Alter und dominierendes tektonisches Regime zu treffen.

Auftretende Beckentypen

Auf dem Satellitenbild lassen sich grundsätzlich drei strukturelle Typen von Becken unterscheiden, die jeweils mit einem bestimmten tektonischen Regime vergesellschaftet sind. Pull-apart- und modifizierte pull-apart-Becken als Typ 1 treten in transtensionalen Bereichen auf. Es handelt sich dabei um Zonen, die direkt an

Strike-slip-Störungen gebunden sind und von vertikalen Absenkungen und horizontalen Blattverschiebungen geprägt werden. Pull-apart-Becken entstehen an extensionalen Versätzen, sogenannten „Rhombochasm“ oder „step over“ entlang einer oder am Übergang zwischen zwei Strike-slip-Störungen durch anhaltende Lateralbewegungen der Störungen. Auf Abb. 11 ist dieser Zusammenhang zwischen der Bewegung einer Strike-slip-Störung und der Öffnung eines im Idealfall rhombenförmigen Pull-apart-Beckens in einem extensionalen Abschnitt der Störung verdeutlicht. Das strukturelle Inventar eines solchen Beckens ist in Abb. 15 dargestellt. Zwei parallele Beckenseiten werden durch die Strike-slip-Störung gebildet. An den beiden anderen Seiten treten Abschiebungen auf. Infolge der Senkung des Beckenbodens kann bei geeignetem Gestein im Untergrund im Zentrum des Beckens ein See, auch als sogenannter „sag pond“ bekannt, entstehen. Modifizierte Pull-apart-Becken entstehen an den Enden einer Strike-slip-Störung, die fächerförmig in kleineren, umbiegenden Abschiebungen auslaufen, wie es in Abb. 16 widergegeben ist, diese Struktur wird auch zutreffend als „horse tail“ bezeichnet. Aufgrund der anhaltenden Lateralbewegung der Strike-slip-Störung führt die zunehmende Dehnung in diesem Bereich zur Öffnung asymmetrischer Becken. Diese häufig gebogenen, auch dreieckigen Becken werden an der einen Seite durch die Blattverschiebung und an den beiden längeren Seiten durch Abschiebungen begrenzt.

Gräben und Halbgräben als Typ 2 entstehen im Gegensatz dazu in Zonen, die überwiegend von reinen extensionellen Bewegungen dominiert werden. Die meist langgestreckten Gräben werden an den Längsseiten von parallelen Abschiebungen begrenzt. Der Beckenboden sinkt infolge der Dehnungsbewegung relativ zum Umland ein. An zahlreichen morphologischen und hydrologischen Strukturen, wie z. B. „triangular facets“, Schuttwällen, alluvialen Schuttfächern, Flußverläufen und Drainagemustern (Abb. 14), lassen sich die Gräben auf dem Satellitenbild kartieren. Im Gegensatz zu Gräben weisen Halbgräben nur eine Seite auf, die durch eine aktive Abschiebung gebildet wird. Die einseitige Abschiebung führt in diesem Fall zur Absenkung des Beckenbodens an der Störungsseite und dem Kippen

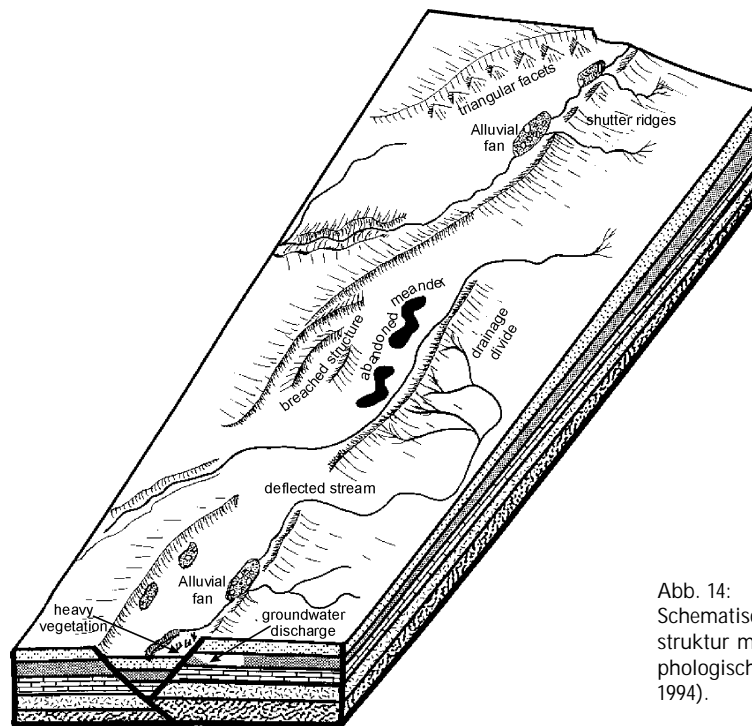


Abb. 14:
Schematisches Blockbild einer Grabenstruktur mit den spezifischen geomorphologischen Kennzeichen (aus Berger, 1994).

des Beckenbodens. Dies zeigt sich am Verlauf des Drainagenetzes im Becken, das in diese Richtung abfließt.

Unregelmäßig geformte Becken, die nicht in direktem Kontakt zu einer aktiven Störung stehen, wurden im Untersuchungsgebiet zum Typ 3 zusammengefaßt. Sie können aufgrund von Lösungsprozessen von Karbonaten oder Salzen im Untergrund oder einer allgemeinen Absenkung der Region und Ablagerung der Sedimente an diesen tiefsten Stellen entstehen. Diese Art von Becken werden in der weiteren Betrachtung als atektonisch angelegte Becken bezeichnet.

Einzelne Becken

Die Karte 8 zeigt die Verteilung der auf dem Satellitenbild kartierten Quartärbecken im morphologisch stark gegliederten Untersuchungsgebiet. Ein Großteil der Quartärbecken als junge bzw. rezente Sedimentationsräume konzentriert sich auf die Region zwischen der Jianchuan- und der Chenghai-Störung. Nördlich dieser Zone wird die Morphologie durch Höhenzüge dominiert. Abgesehen von den Zhongdian-, Xiaozhongdian-Becken und Daju-Becken treten hier keine größeren Beckenstrukturen auf. Die in der südwestlichen Ecke des Untersuchungsgebietes isoliert auftretenden Becken zählen bereits zu dem im Westen anschließende Baoshan-Tengchong-Gebiet.

Die Becken wurden auf Grundlage der Satellitenbildauswertung analysiert und den beschriebenen Becken-

typen wenn möglich zugeordnet. Diese Auswertung ist auf Karte 9 dargestellt und im folgenden Text dokumentiert. Die Bezeichnung der Becken beruht auf lokalen oder in der Fachliteratur gebräuchlichen Namen, bei denen es sich meist um den Name der größten Stadt innerhalb des Beckens handelt.

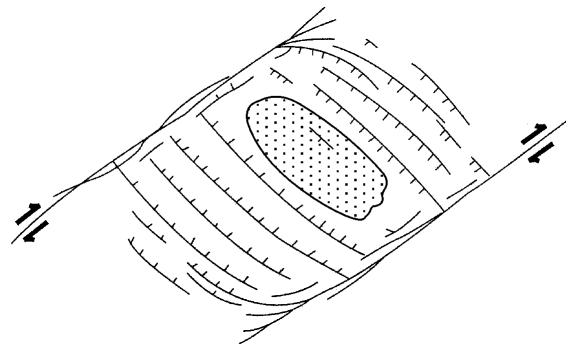
Becken von Zhongdian und Xiaozhongdian

Das Zhongdian – Becken und das südöstlich anschließende Xiaozhongdian – Becken reihen sich entlang der Zhongdian – Störung im Nordwesten des Arbeitsgebietes auf. Die Becken werden hier aufgrund ihrer räumlichen Nähe und Ähnlichkeiten im Bau gemeinsam betrachtet. Die Sedimentfüllungen haben laut geologischer Karte pleistozäne und holozäne Alter. Nach YBGMR (1995) steht bei Zhongdian Nixi ein kleines Pliozän-Vorkommen an.

Beide Becken weisen eine unregelmäßige Form auf. Besonders im Fall des allseits unregelmäßig begrenzten Zhongdian – Beckens läßt die Beckengeometrie keinen direkten Schluß auf eine strukturelle Entstehung zu. Die Störung verläuft meist undeutlich im Zentrum des Beckens und ist nur gelegentlich als Kante entlang von Gesteinsinseln erkennbar.

Die Südwestgrenze des Xiaozhongdian – Beckens ist ähnlich unregelmäßig geformt. Die Nordostseite wird jedoch hauptsächlich durch die Abbruchkante entlang der Zhongdian – Störung gebildet. Besonders im südlichen Abschnitt des Xiaozhongdian – Beckens deuten

Abb. 15:
Idealisiertes Modell der Öffnung
eines Pull-apart-Beckens am
Übergang (step over) zwischen
zwei Strike slip-Störungen (aus
van der Puijm & Marshak,
1997, ergänzt)



der zick – zack – förmige Störungsverlauf und nordöstlich anschließende Parallelstörungen auf junge randliche Abschiebungen hin, so daß eine ursprüngliche Halbgrabenstruktur angenommen werden kann. Der Hauptabfluß verläuft in beiden Becken in der Beckenmitte. Alluviale Schuttsedimente als junge Beckenfüllungen sind kaum zu beobachten.

Die Beobachtungen führen zu dem Schluß, daß die Becken rezent nicht durch starke tektonische Aktivitäten beeinflußt werden, ihre Entstehung jedoch im Zusammenhang mit Abschiebungen und linkslateralen Bewegungen entlang der Zhongdian-Störung stehen kann, wie es am Xiaozhongdian-Becken noch erkennbar ist. Deutliche Hinweise auf solche Bewegungen sind an kleineren nordöstlich gelegene Becken, die auffallend gerade Beckenbegrenzungen und strukturell geprägte Beckengeometrien zeigen, erkennbar. Wang et al. (1998) führen die Bildung der beiden Becken auf lakustrine Sedimentation und Karstprozesse in den umgebenden und unterlagernden triassischen Karbonaten zurück, die eine mögliche strukturelle Kontrolle der Entstehung vollkommen überlagert haben.

Daju – Becken

Das relativ kleine Daju-Becken befindet sich in 1700 m Höhe an der großen rechtwinkligen Flußbiegung des Jinsha Jangs nördlich des Yulongxueshan- und Habaxueshan-Massivs. Das annähernd rechteckig geformte Becken wird von permotriassischen Abfolgen des Dali-Berglandes und paläozoischen Gesteinen des genannten Bergmassivs umgeben. Das Becken wird an der NE-Seite von dem NW-SE-streichenden Strang des Daju-Störung begrenzt. Den südwestlichen Beckenrand bilden NW-SE-streichende Störungen am Fuß des Yulongxueshan-Massivs. Beide Beckenränder zeigen deutliche Abbruchkanten, die in Form von abschiebenden multidirectional positive- und parallel composite-Lineamenten auf dem Satellitenbild wiedergegeben werden. Die beiden anderen Beckenseiten sind im Gegensatz dazu unregelmäßig geformt und zeigen keine tektonische Beeinflussung.

Das Becken ist mit quartären Sedimenten gefüllt. An der NW-Seite des Beckens, die vom Jinsha Jiang durchflossen wird, sind mehrere ältere Prallhangkanten in den

Beckensedimenten erhalten. Das Becken wird durch zwei Zuflüsse des Jinsha Jiang aus der SE- und der SW-Ecke in Richtung NW-Seite entwässert. Der Beckenboden ist somit nach NW geneigt. Anhand all dieser Merkmale kann das Daju-Becken als junge Grabenstruktur an der NE-Seite des im Tertiär deformierten Yulongxueshan-Massivs interpretiert werden

Lijiang – Becken

Das Lijiang-Becken ist eines der am ungewöhnlichsten geformten Quartärbecken im Untersuchungsgebiet. Das doppelt geknickte, S-förmige Becken erstreckt sich in 2,400 bis 2,700 m Höhe von der SE-Seite des Yulongxueshan-Massivs bis zur Nordspitze des Heqing-Beckens. Die umgebenden Höhenrücken werden aus permischen Basalten und triassischen Kalken aufgebaut.

Die annähernd in N-S-Richtung verlaufenden Längsseiten des Beckens werden durch multidirectional positive-Lineationen geformt. Die Lineamente sind Ausstriche von Abschiebungen mit variierendem Streichen in NNW – SSE und NE – SW-Richtung, die nach Osten bzw. Westen einfallen. Daraus resultiert die Zickzack – Form der Beckenränder und die Grabenstruktur des Beckens. Stellenweise lassen sich auch mehrere parallele Abschiebungen rhombenförmiger Blöcke aushalten, die von den umgebenden Bergen zur Beckenbasis treppenartig überleiten.

Rezente Bewegungen zeigen sich an der nordwestlichen Seite des Beckens an frischen Abschiebungskanten in alluvialen Schuttfächern am Fuß des Yulongxueshan-Massivs. Lacassin et al. (1996) beschrieben aus diesem Bereich Abschiebungen in Moränen der Gletscher, die vom Bergmassiv in das Becken flossen. Zusätzlich dazu dokumentierten Wang et al. (1998) zahlreiche Rutschmassen und kohärentere Blöcke paläozoischen Kalksteins, die von dem Massiv in Richtung Becken transportiert wurden. Sie führen diese jungen Bewegungen auf eine Serie ostfallender listrischer Abschiebungen zurück und schließen auf eine großräumige und aktive Tektonik.

Das Becken ist mit rund 1000 m holozänen und jung- bis mittelpleistozänen Sedimenten gefüllt (Wang et al. 1998). Die pleistozänen Sedimente stehen im nordwest-

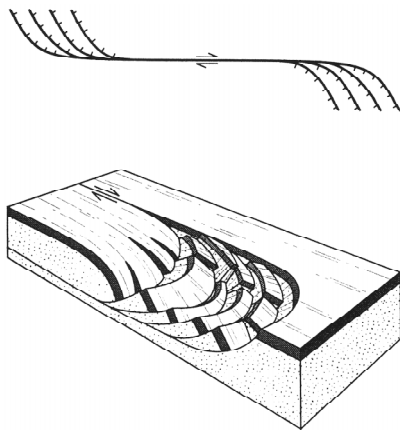


Abb. 16:

Oben: Aufsicht auf eine Strike-slip-Störung, die an den Enden in einen Fächer von Abschiebungen (horse tail) übergeht. Unten: Blockmodell der Entstehung eines modifizierten Pull apart-Beckens, das im Bereich des Abschiebungsfächers geöffnet wird (aus Twiss, 1992).

lichen Beckenbereich an. Die rezenten Sedimentschüttungen erfolgen hauptsächlich vom Gebiet des Yulongxueshan-Massivs nach Süden. Sie sind auf dem Satellitenbild als große Lockergesteinsmassen erkennbar. Die Entwässerung verläuft in ähnlicher Richtung von Norden zur SW-Seite des Beckens. Dort akkumuliert sich ein Großteil des Wassers südlich der Stadt Lijiang in einem See. Der Beckenboden fällt demnach nach Süden ein.

Neben der beschriebenen \pm N-S-verlaufenden Grabenstruktur zeigt sich anhand der geknickten Beckenform nahe der Stadt Lijiang eine zusätzliche Strike-slip-Komponente in der tektonischen Steuerung des Beckens. Der Südabschnitt des Lijiang-Beckens wird hier an der NE-SW-streichenden, linkslateralen Lijiang-Störung nach Osten versetzt. Möglicherweise entstand das Becken ursprünglich als pull-apart-Becken an der Lijiang-Störung und erweiterte sich aufgrund zunehmender Extension zu einem Graben bzw. verband sich mit einer bereits bestehenden Grabenstruktur im Norden.

Lashi – Becken

Westlich des Lijiang-Beckens schließt sich das durch einen Höhenzug getrennte Lashi-Becken an. Das rhombenförmige Becken wird an allen vier Seiten von steilen Hängen umgeben, die durch junge oder aktive Abschiebungen gebildet wurden. Diese allseitigen Abschiebungsbewegungen zeigen eine rezente Grabenstruktur an. Die Rhombenform des Beckens deutet jedoch auf eine ursprüngliche Entstehung als pull-apart-Becken hin, das an der Überlappung zweier linkslateralen Störungen entstanden ist. Diese Strike-slip-Störungen sind noch immer mit dem Becken verbunden. Die südöstliche Beckengrenze setzt sich außerhalb des Beckens als ein Teil der Lijiang – Störung nach Südwesten fort. Die nordöstliche Beckenrandstörung verläuft weiter als deutliche Lineation in nordwestliche Richtung bis zur Zhongdian-Störung.

Das Becken ist von permischen Basalten und triassischen Kalkabfolgen des Dali-Berglandes umgeben. Die Sedimente des Beckens weisen quartäre Alter auf. Der

Verlauf der Entwässerung und die Lage des Sees an der Westseite des Beckens zeigen eine Westneigung des Beckenbodens an. Trotz der Nähe zum Lijiang-Becken hat sich das Lashi-Becken als eine unabhängige Struktur entwickelt, die im östlichen Bereich ca. 200 m über dem Lijiang – Becken liegt.

Baihanchang – Becken

Das Baihanchang-Becken ist das nördlichste der drei Becken, die an der Jianchuan-Störung aufgereiht sind. Das schmale, linsenförmige Becken spannt sich an einem Steppover (releasing bend) auf, an der der südliche Störungsabschnitt der Jianchuan-Störung gegenüber dem nördlichen Abschnitt nach Westen versetzt ist. Die linear negative-Lineamente der strike-slip-Störung setzen sich zum Teil entlang der nordwestlichen und südöstlichen Beckenränder fort. An der östlichen Beckenseite und im Beckeninneren treten parallel composite-Lineamente auf. Sie zeigen Abschiebungen an der Grabenflanke und an kleineren, untergeordneten Gräben im Becken an. Trotz der kaum erkennbaren Abschiebungen an der westlichen Beckenseite, ist das Baihanchang-Becken aufgrund seiner Form und der Lage in einem Steppover als pull-apart-Becken anzusprechen.

Im nördlichen Bereich der östlichen Beckenseite sind die umgebenden Gesteine treppenartig zum Becken hin abgestuft. Wang et al. (1998) interpretieren die Oberkante der Stufe und die im Osten anschließende Hochebene als subpliozäne Erosionsfläche. Es handelt sich um permische Basalte und triassische Kalksteine des Dali-Berglandes, die auf dem Satellitenbild eine eigenwillige, glattgeschliffene Oberfläche zeigen. Westlich des Baihanchang-Beckens stehen tertiäre und triassische Sedimente an.

Das Beckeninnere ist mit holozänen Klastika gefüllt. Die Entwässerung des Beckens erfolgt im Beckenzentrum von Norden in Richtung südlich anschließend dem Jianchuan-Becken. Die Absenkung des Beckenbodens findet demzufolge gleichmäßig mit einer leichten Neigung nach Süden statt.

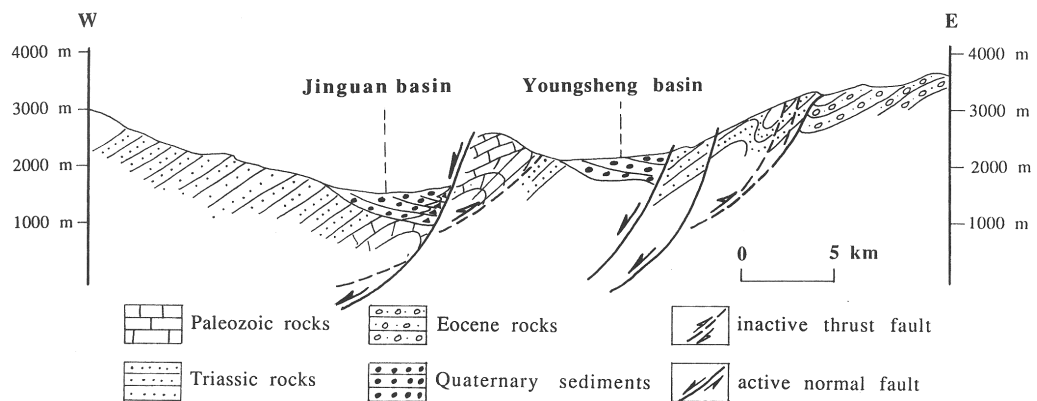


Abb. 17:
Lithologisch-strukturelles Profil
durch das Jinyuan- und Yongsheng-
Becken (aus Wang et al., 1998)

Jianchuan – Becken

Das annähernd rhomboidrisch geformte Jianchuan-Becken liegt im mittleren Abschnitt der Jianchuan-Störung. Die nördlichste Beckenspitze liegt in einem Schnittpunkt, an dem das südlichste, linkslaterale Segment der Lijiang-Störung auf die Jianchuan-Störung trifft. Das Jianchuan-Becken wird im Norden, Osten und Süden von altpaläozoischen Sedimenten und permischen Basalten des Dali-Berglandes begrenzt. Die Westseite des Beckens wird von paläogenen und neogenen Sedimenten mit eingeschalteten Vulkaniten eingenommen. Laut Wang et al. (1998) handelt es sich um eines der vollständigsten und am intensivsten untersuchten Profile des Eozän, Oligozän, Miozän und Pliozän. Diese Gesteine treten auch innerhalb des Beckens auf, wurden jedoch in einem großräumigeren Becken vor der eigentlichen Entstehung dieses Beckens abgelagert. Das Becken enthält holozäne Sedimente. Im südlichen Beckenbereich sind Inseln pleistozäner Ablagerungen erhalten. Die randlichen Zuflüsse in das Becken speisen einen zentralen See, der durch einen südwärts gerichteten Abfluß entwässert wird. Dies deutet auf einen horizontalen Beckenboden hin.

Der Verlauf der Jianchuan-Störung ist aufgrund undeutlicher Lineationen im oder am Becken nur annäherungsweise nachzuvollziehen. Der nördliche Abschnitt der Störung scheint sich an der nordwestlichen Beckenseite zu erstrecken. Der südliche Störungsabschnitt setzt demnach mit einem signifikanten Versatz am südöstlichen Beckenrand wieder ein. Die annähernd parallele Ost- und Westseite des Beckens wird jeweils hauptsächlich durch parallel-composite- und - untergeordnet - durch multidirectional-positive-Lineationen gekennzeichnet, die beckenwärts gerichtete Abschiebungen anzeigen. Alluviale Schuttfächer entlang der Beckenränder zeigen die rezente Abschiebungsbewegung an. Diese Beobachtungen lassen auf ein aktives pull-apart-Becken mit NNW-SSE-gerichteten, randlichen Abschiebungen schließen.

Shaxi – Becken

Das rhombenförmige Shaxi-Becken befindet sich am südlichen Abschnitt der Jianchuan-Störung. Es wird im Osten von paläozoischen Gesteinen und im Westen von eo-oligozänen Sedimenten umgeben. Das Becken ist mit holozänen Sedimenten gefüllt. In der nördlichen und östlichen Ecke sind pleistozäne Ablagerungen vorhanden. Die Entwässerung verläuft von Norden nach Süden nahezu im Zentrum des Beckens, so daß auf einen waagerechten, sich gleichmäßig absenkenden Beckenboden geschlossen werden kann.

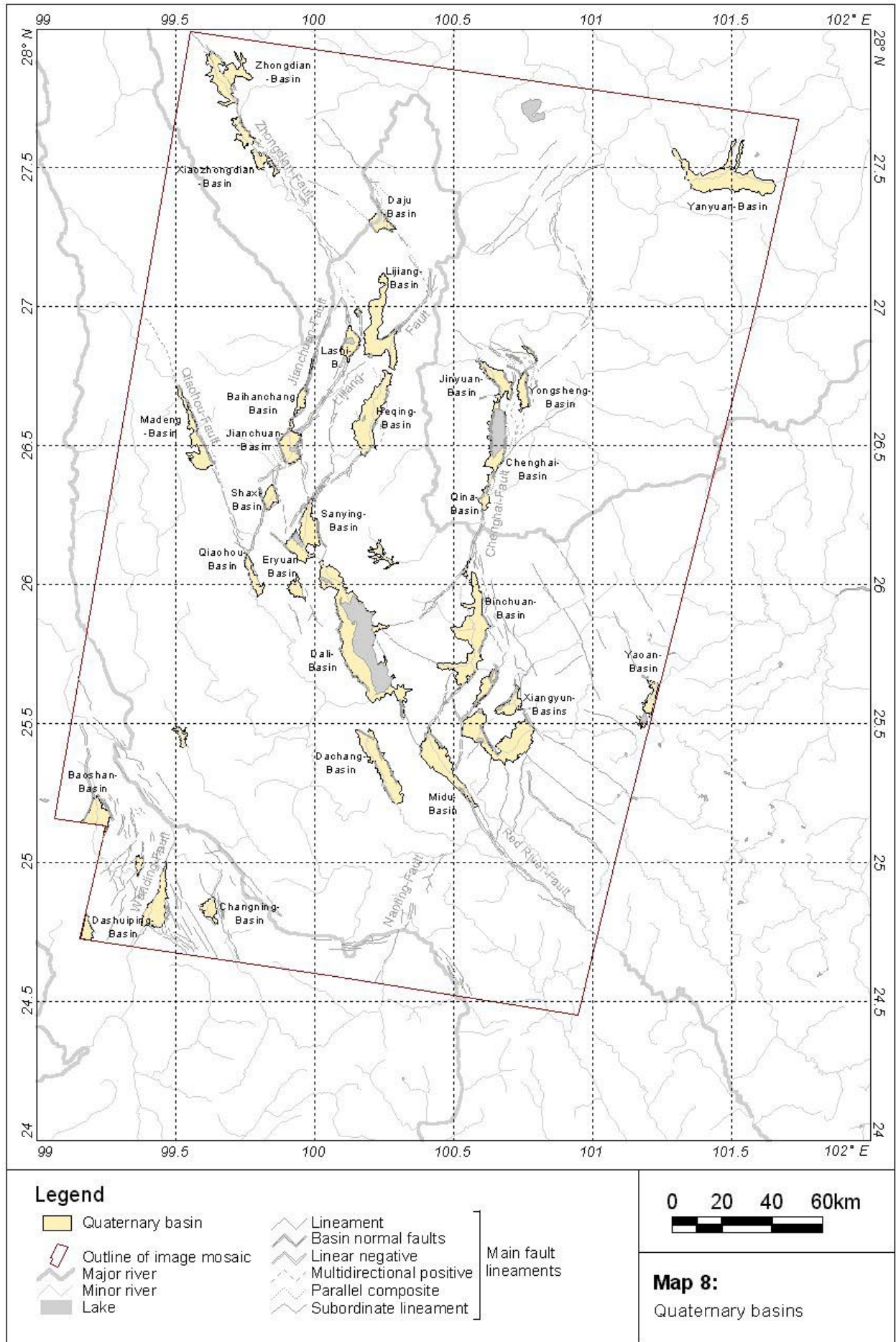
An der nordöstlichen und der südwestlichen Beckenseite sind deutliche geradlinige Lineationen und parallel composite-Lineationen erkennbar. Sie zeigen rezente Abschiebungen an diesen Seiten an. Die Lage des Beckens an einer Strike-slip-Störung und die Form des Beckens weisen auf eine tektonische Anlage des Beckens an einem sogenannten releasing bend hin. Dabei handelt es sich um eine Versatz an einer Strike-slip-Störung, in dem extensionale Kräfte auftreten.

Die genannten drei Becken, die sich entlang der Jianchuan-Störung aufreihen, zeigen mehr oder weniger deutlich Merkmale von pull-apart-Becken an Stepovern. Ihre Entstehung kann demzufolge mit dem Einsetzen der linkslateralen Bewegung entlang der Jianchuan-Störung im Pleistozän gleichgesetzt werden.

Qiaohou-Becken

Das Qiaohou-Becken ist ein schmales, langgestrecktes Becken, das sich am Süden der Qiaohou-Störung in dessen Verlängerung und im NNW-SSE-Streichen fortsetzt. Es wird im Osten von paläozoischen metamorphen Gesteinen des Berglandes westlich Dali und im Westen von mesozoischen Redbeds des Lanping-Bekens begrenzt.

Das Becken weist an beiden Längsrändern deutliche parallel composite-Lineationen auf, die eine rezente Abschiebungsbewegung anzeigen und für eine Graben-



bzw. Halbgrabenstruktur sprechen. Die Entwässerung verläuft an der Südwestseite des Beckens und zeigt die Kippung des Beckenbodens in SW-Richtung an. Entlang der Südwestseite treten auch die mächtigsten holozänen Ablagerungen auf. Im östlichen Beckenbereich stehen oberhalb der heutigen Sedimentoberkante pleistozäne und sogar paläogene Sedimente an, die zu Inseln und Zungen erodiert wurden. Das läßt auf eine mögliche känozoische Anlage des Beckens und auf eine allmähliche Absenkung in SW-Richtung schließen.

Wang et al. (1998) interpretieren das Qiaohou-Becken als modifiziertes Pull-apart-Becken am Südeinde der links-lateralen Jianchuan-Störung und vergleichen es geometrisch mit dem Midu-Becken. Diese Aussagen lassen sich mit der beobachteten Halbgrabensituation des Beckens verbinden. Die Extensionsbewegungen, die zur Beckenöffnung führen, resultieren demzufolge aus den nach Nordwesten gerichteten Bewegungen des Blockes an der östlichen Seite der Jianchuan-Störung.

Das Qiaohou-Becken befindet sich im ehemaligen Verlauf der känozoischen Red River-Ailao Shan-Zone zwischen den känozoischen deformierten Strukturen des Diancang Shan und des Xuelong Shan. Die rezenten SW-NE-gerichteten Extensionsbewegungen und die postulierte Halbgrabenstruktur des Beckens sprechen jedoch gegen eine noch vorhandene Verbindung zwischen der links-lateralen bzw. inaktiven der Qiaohou-Störung im Norden und der rechts-lateralen Red River-Störung im fernerer Süden. Das Becken markiert im Gegensatz dazu einen Bereich, in dem die rezent aktiven NE-streichenden links-lateralen Strike-slip-Störungen enden und die NW-streichende rechts-laterale Red River-Störung an Bedeutung gewinnt.

Madeng – Becken

Das Madeng – Becken erstreckt sich als schmale Beckenstruktur entlang Südwestseite der Qiaohou-Störung. Mesozoische Sedimente des Lanping-Beckens stehen nahezu im gesamten Beckenbereich als schmale Halbinseln oder isolierte Hügel an. Die läßt den Schluß auf eine nur geringmächtige Sedimentfüllung des Beckens zu. Kohleführende Sedimente pliozänen Alters stehen als älteste Beckensedimente in dessen nordwestlichen Abschnitt und als schmale Zone entlang der

Südostseite an. Diese Sedimente liegen an der Südostseite heute mehrere hundert Meter über der heutigen Beckenbasis. Sie werden durch eine Störung von den benachbarten triassischen Gesteinen getrennt. Ältere quartäre alluviale Schuttfächer füllten das Becken hauptsächlich von Westen und Süden her auf. Diese früh-quartären Sedimente wurden in längliche, plattgedrückte, isolierte Hügel erodiert, die mehr als 100 m über die rezenten Sedimente aufragen.

Wang et al. (1998) interpretieren das Becken als „sag basin“, das asymmetrisch durch die Absenkung der NE-Seite des Blockes an der Qiaohou-Störung entstanden ist. Sie konnten keine eindeutigen Belege für aktive Absenkung des Beckens im Gelände nachweisen.

Der Fluß entwässert an der Nordostseite des Beckens. Linkslateral versetzte Flußläufe weisen in den Schuttfächern und Terrassen keine rezenten Versätze oder Abschiebungen auf.

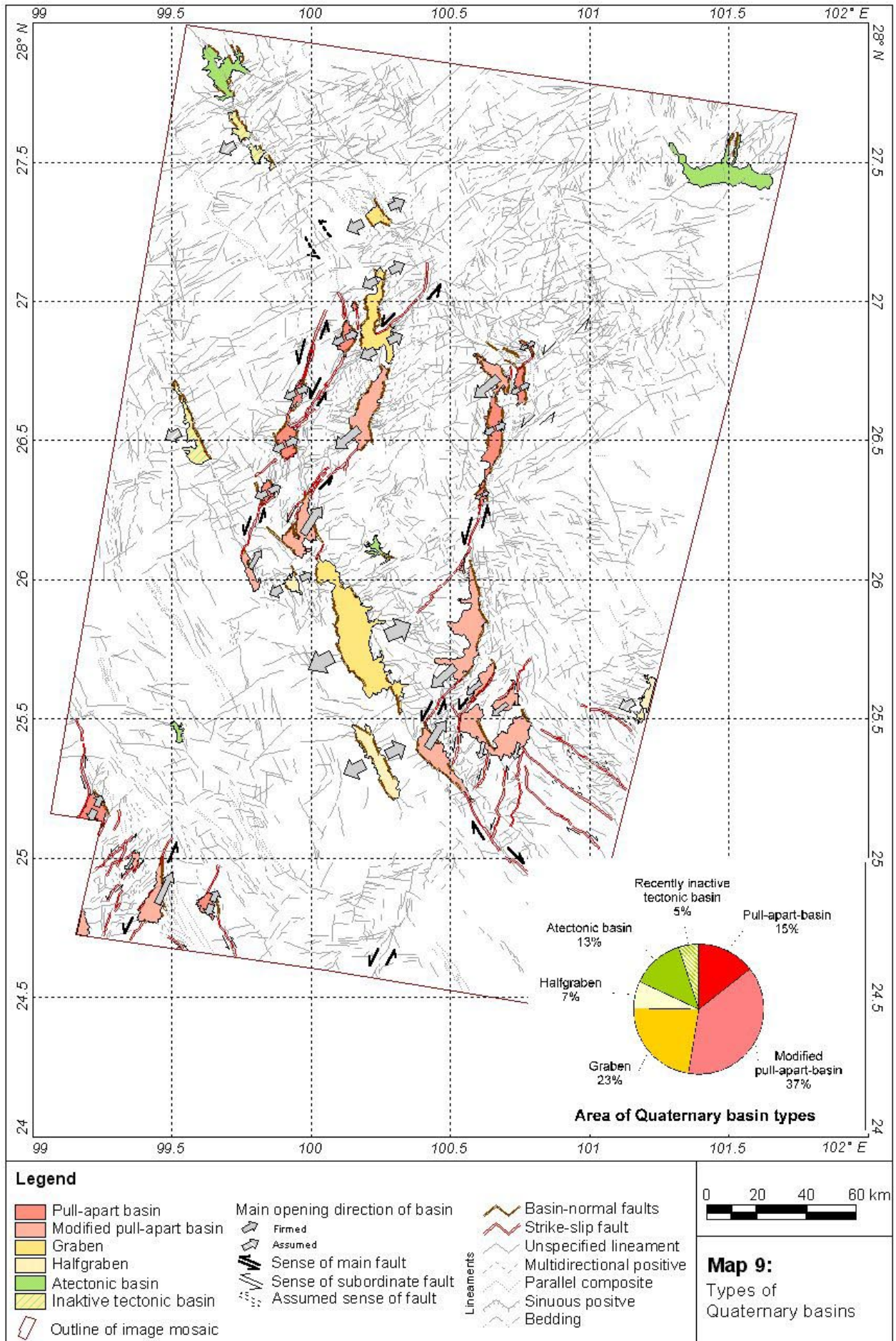
Die jetzige Form des Beckens kann hauptsächlich auf Erosionsprozesse zurückgeführt werden.

Heqing – Becken

Das Heqing-Becken schließt sich südlich, nur durch einen Gebirgsriegel getrennt, an das Lijiang-Becken an und erstreckt sich bis an das Nordende der Heqing-Störung. Diese strike-slip-Störung bildet den kurzen, geraden Beckenrand an der Südostseite.

Die gebogenen, annähernd N-S-verlaufenden Längsseiten des bananenförmigen Beckens sind stärker gegliedert. An der Ostflanke treten deutliche multidirectional positive-Lineationen auf, die für die zackige Form des Beckenrandes verantwortlich sind. An den Hängen sind parallel composite-Lineationen zu erkennen, die zu treppenförmigen Absätzen in den umgebenden triassischen Kalken führen. Am Hangfuß zeigen zahlreiche alluviale Schuttfächer die junge Aktivität der nach Westen einfallenden Abschiebungen an dieser Beckenseite an.

Der westliche Beckenrand wird durch NNW-SSE-streichende parallel composite-Lineationen gegliedert, die in echelon versetzt sind und dadurch zu in einem ähnlich zackigen Rand resultieren. Die Lineationen lassen sich nach NW bzw. NNW in die umgebenden triassischen Kalke weiterverfolgen. Sie führen dort zu großräumi-



gen, treppenartigen Absätzen und zeigen somit die Abschiebungsbewegungen auch außerhalb des Beckens an. Der südliche Abschnitt des Westrandes wird durch auffällige E-W-streichende Täler gegliedert, aus denen mächtige Schuttfächer in das Becken münden.

Das Becken beinhaltet 500 m mächtige Schichten pleistozäner und holozäner Sedimente (Wang et al. 1998). Das leichte Einfallen des Beckenbodens nach Osten zeigt sich an der Lage der Hauptentwässerung auf der östlichen Beckenseite. Die markanten Abschiebungen an der Ostseite und die untergeordneten Störungen an der Westseite zeichnen das Becken als Grabenstruktur aus, die jedoch an der kurzen Seite von einer Strike-slip-Störung begrenzt wird. Das Becken bildet demnach die Extensionszone am nördlichen Ende der Störung und ist als modifiziertes Pull-apart-Becken anzusprechen, wie es bereits in der Arbeit von Wang et al. (1998) interpretiert wurde.

Eryuan – und Sanying – Becken

Das Eryuan- und das Sanying-Becken bilden eine größere Beckenstruktur, die von randlich ins Becken ziehenden Horsten in die beiden Teilbecken untergliedert wird. Dadurch ergibt sich die H-Form der Gesamtstruktur. Das südliche Ende der Heqing-Störung, erkennbar an den deutlichen linear negative-Lineationen, bildet die NW-Seite der beiden Becken. An der SW-Flanke des Eryuan-Beckens und der Ostflanke des Sanying-Beckens sind aktive Abschiebungen in Richtung Becken an multidirectional positive-Lineamenten erkennbar. Im Sanying-Becken verdeutlichen alluviale Schuttfächer und unbewachsene Sedimentflächen, sowie besonders ausgeprägte Lineamente den Eindruck der aktiven Absenkung.

Die Becken werden im Osten und Süden von permischen und triassischen Gesteinen eingerahmt. Nordwestlich der Heqing-Störung schließen sich prätertiäre Abfolgen, die an einigen Stellen des Dali-Berglandes aufgeschlossen sind, an. Die Becken sind mit 100-300 m mächtigen spätpleistozänen und holozänen Sedimenten gefüllt (Wang et al. 1998). Der Stausee an der NE-Ecke des Eryuan-Beckens zeigt eine lokale Depression an, da die Hauptentwässerung der beiden Becken nach Südosten in Richtung Erhai-See erfolgt.

Die gesamte Beckenstruktur zeigt NW-SE bzw. NNW-SSE streichende randliche Abschiebungen, die an der Heqing-Störung abgeschnitten werden. Die Beckenstruktur fungiert demnach als modifiziertes pull-apart-Becken in einer Extensionszone am Süden der Strike-slip-Störung und kann als Pendant zum Heqing-Becken am anderen Ende der linkslateralen Störung angesehen werden.

Jinyuan – Becken

Das langgestreckte, leicht gebogene Jinyuan-Becken erstreckt sich vom Nordende des Chenghai-Sees über rund 20 km in Richtung Nordwesten bis zu einem Nebenfluß des Jinsha Jiang. Es befindet sich am nördlichen Ende der Chenghai-Störung, an dem sie sich in mehrere parallele, nach Westen umbiegende Stränge auffiedert.

Die beiden Längsseiten des Beckens zeigen Anzeichen rezenter Abschiebung, wie deutlich an den multidirectional positive-Lineationen und alluvialen Schuttfächer am Hangfuß sichtbar ist. Ein besonders ausgedehnter Schuttfächer ergießt sich von der NE-Seite bis ins Beckenzentrum. Die Randabschiebung der nordöstlichen Beckenseite geht am Süden des Beckens in die hier N-S-streichende Chenghai-Störung über. Am nördlichen Ende des Beckens läßt sich die Fortsetzung der Randstörung in einem Lineament bis zum Jinsha Jiang verfolgen. Das Jinyuan-Becken wurde demnach ähnlich dem Heqing-Becken als ein modifiziertes pull-apart-Becken an einem auslaufenden, extensionalen Ende einer Strike-slip-Störung geöffnet.

Das Becken wird im Westen von permischen Basalten und triassischen Karbonaten, sowie von karbonisch-devonischen Abfolgen im Osten begrenzt. Die beckenfüllenden holozänen Sedimente fallen nach Osten ein (Abb. 17). Die Kippung des Beckens in diese Richtung zeigt sich auch an der entlang der Ostseite verlaufenden Entwässerung.

Yongsheng – Becken

Das N-S-verlaufende Yongsheng-Becken schließt sich im Osten, durch einen Bergrücken getrennt, an das Jinyuan-Becken an. Die Beckenlängsseiten sind ähnlich dem Nachbarbecken durch deutliche Abschiebungen

geprägt. Besonders der östliche Beckenrand wird durch zahlreiche parallel composite-Lineationen, die längs der Hänge verlaufen, gegliedert.

Im Gegensatz zum Jinyuan-Becken biegt die Beckenachse nicht in westliche Richtung ab. Deutlich unterscheidet sich das Becken auch anhand des nordwestlichen und südöstlichen Beckenrandes. Sie werden durch NE-SW-verlaufende linkslaterale Strike-slip-Störungen gebildet, die als Splay-Faults von der Chenghai-Störung abzweigen. Das Becken wurde somit am Stepover zweier Blattverschiebungen als typisches pull-apart-Becken geöffnet. Der Bewegungssinn der nördlichen Beckenrandstörung zeigt sich gut sichtbar an einem kleineren Becken, das auf der gegenüberliegenden Seite der Störung durch die horizontale Bewegung synchron geöffnet wurde.

Das Becken ist mit 150-200 m mächtigen mittelpleistozänen bis holozänen Sedimenten gefüllt (Wang et al. 1998). Es wird im Osten von triassischen Sedimenten umgeben. Der trennende Bergrücken zum Jinyuan-Becken besteht aus ordovizischen Gesteinen. Die Drainage verlagert sich vom Beckenwestrand im nördlichen Beckenabschnitt zur Ostseite im südlichen Bereich und zeigt eine Änderung der Beckenneigung von west- nach ostfallend an.

Chenghai- und Qina-Becken

Das Chenghai- und das Qina-Becken schließen sich nacheinander im weiteren Verlauf der Chenghai-Störung südlich an das Jinyuan- und Yongsheng-Becken an. Das schmale, langgestreckte Chenghai-Becken wird größtenteils vom ovalen Chenghai-See ausgefüllt, so daß nur an den Beckenrändern und am südlichen Beckenende ein kleiner Teil des Beckenbodens zutage tritt. Das Becken liegt zwischen den permischen Basalten des Daliberglandes im Westen und den jurassischen Redbeds des Chuxiong-Beckens im Osten.

Aktive Abschiebungsbewegungen sind an beiden Beckenlängsrändern zu erkennen. Entlang der Ostseite treten neben deutlichen multidirectional positive- und parallel composite-Lineationen triangular facets und eine scharfe, geradlinige Kante zwischen Beckenboden und anschließendem Hang auf. Der südöstliche Beckenrand wird von linear-negativ-Lineationen nachgezeichnet, die

in NNE-Richtung in die umgebenden Höhenrücken streichen. Es handelt sich um eine ähnliche Splay-Fault, wie sie am Beckenrand des Yongsheng-Beckens von der Chenghai-Störung abzweigt. Am Nordende des Beckens zeigt eine vergleichbare linear negative-Lineation, die ebenso in NNW-Richtung streicht, den weiteren Verlauf der Chenghai-Störung an. Das Becken liegt demzufolge in einem Abschnitt der Chenghai-Störung, in dem die Störung einen Stepover bildet und eine untergeordnete Strike-slip-Störung abzweigt. Es handelt sich somit trotz der auffälligen Grabenform um ein pull-apart-Becken. Die Beckenfüllung besteht laut Wang et al. aus 1200 m mächtigen holozänen Sedimenten.

Im Süden des Chenghai-Beckens schließt sich ohne eigentliche Grenze, nur an einem besonders schmalen Beckenstück festgelegt, das Qina-Becken an. Das kleine, rhombenförmige Becken spannt sich in einem weiteren Versatz der Chenghai-Störung auf. Der nördliche Störungsabschnitt bildet die NW-Seite des Beckens und ist gegenüber des südlichen Störungsabschnittes, der die SE-Seite begrenzt, nach Westen versetzt. An den beiden anderen Beckenrändern sind aktive Abschiebungen an den multidirectional positive- Lineationen zu erkennen. Das mit holozänen Sedimenten gefüllte Becken wird entlang der SW-Seite entwässert, so daß eine deutliche Neigung des Beckenbodens in diese Richtung ersichtlich ist. Das Qina-Becken ist als typisches pull-apart-Becken an einer linkslateralen Strike-slip-Störung zu interpretieren.

Binchuan – Becken

Das Becken von Binchuan ist ein langgestrecktes, unregelmäßig geformtes Becken, das sich an der Westseite des mittleren Abschnittes der Chenghai-Störung entlangzieht. Der gesamte östliche und südöstliche Beckenrand, der von der Störung begrenzt wird, ist durch auffällige Lineationen gekennzeichnet. Zahlreiche parallel composite- und multidirectional positive Lineamente resultieren in einem zick-zackförmigen Beckenrand und treppenartig zum Becken abfallenden Hängen. Die Hänge werden aus triassischen und jurassisch-kretazischen Sedimenten des Chuxiong-Beckens aufgebaut. Eine Vielzahl rezenter Schuttfächer ergießt sich entlang dieser Seite aus den Tälern in Richtung Becken. Im Be-

reich dieser Schuttfächer sind wiederholt linkslaterale Flußversätze erkennbar. Der Beckenrand wird demzufolge von aktiven abschiebenden und horizontalen Bewegungen geprägt.

Auf der Westseite geht das Becken allmählich in das sich anschließende Bergland über. Der Beckenrand ist auf dieser Seite durch vorspringende Horste aus triassischen Karbonaten fransig geformt. Das Binchuan-Bekken ist mit 500 m mächtigen pleistozänen und holozänen Sedimenten gefüllt (Wang et al. 1998). Die Drainage verläuft im Beckenzentrum in südliche Richtung. Eine mögliche Neigung des Beckenbodens nach Osten wird durch die zahlreichen Schuttfächer ausgeglichen.

Die tektonische Anlage des Beckens ist eindeutig im Zusammenhang mit der Aktivität der Chenghai-Störung zu sehen. Das Becken wurde durch die Abschiebung des westlichen Blockes entlang des Störung gebildet. Es kann als eine spezielle Form eines modifizierten pull-apart-Beckens interpretiert werden, das an einer Dehnungszone im mittleren Bereich einer Strike-slip-Störung angelegt wurde.

Dali – oder Erhai – Becken

Das Dali-Becken ist mit dem großen Erhai-See die auffälligste Beckenstruktur auf dem Satellitenbildmosaik. Das langgezogene Becken erstreckt sich von der Stadt Xiaguan in nordwestliche Richtung bis nahe an das Sanying-Becken. Es ist nach Angaben von Wang et al. (1998) mit bis zu 2000 m quartären Sedimenten gefüllt. Die Südwestseite des Dali-Beckens wird von den Metamorphiten des Diancang Shan begrenzt, die nach Arbeiten von Leloup et al. (1993, 1995) im Tertiär einer starken Deformation unterlagen. Diese Überprägung wird von den Bearbeitern im Zusammenhang mit der Scherung im Ailaoshan gesehen, so daß sie auf eine in diesem Zeitraum durchgehend aktive Red River-Ailao Shan-Zone schließen. Die rezenten aktiven Störungen sind jedoch nur an den Beckenlängsrändern anhand multidirectional positive-Lineationen zu erkennen. Diese werden besonders an der SW-Seite deutlich, an der zusätzlich noch alluviale Schuttfächer auftreten. Wang et al. (1998) konnte in diesen Sedimenten rezente Versätze nachweisen.

Der nordöstliche Beckenrand, der von paläozoischen, komplex gestörten Abfolgen des Dali-Berglandes aufgebaut wird, ist unregelmäßiger geformt. Einige deutlich Lineationen sind stellenweise erkennbar und zeigen auch an dieser Seite Abschiebungen an. Für rezente Bewegungen entlang dieser Beckenflanke spricht auch die dortige Lage des Sees, die die stärkste Absenkung des Beckens verdeutlicht. Wang et al. (1998) vermuten die Hauptstörung im Bereich des Sees.

Da sich die rezente Red River-Störung, wie bereits in Kapitel "Layer Lineamentanalyse" erläutert, nicht von Süden bis in das Dali-Becken verfolgen läßt, wird das Becken tektonisch nicht von einer horizontalen Störung beeinflusst. Die Abschiebungen an beiden Seiten und die fehlende horizontale Bewegungskomponente sind Zeichen für eine typische Grabenstruktur.

Dachang – Becken

Das Dachang- oder auch Weishan- Becken ist als einziges größeres Quartärbecken im Gebiet des Lanping-Blockes entstanden und wird nur von den jurassisch-kretazischen Redbeds umgeben. Das elongate Becken erstreckt sich parallel zum Midu-Becken von Weishan über ca. 35 km in nordwestliche Richtung. Entlang der beiden Beckenlängsseiten lassen sich Abschiebungen anhand der multidirectional positive- und parallel composite-Lineationen nachweisen. Der Hauptabfluß des Beckens verläuft nahe des südwestlichen Beckenrandes in südöstliche Richtung. Das Einfallen des Beckenbodens zu dieser Seite hin wird außerdem an zahlreichen Zuflüssen und Schuttfächern, die von der Nordwestseite des Beckens kommen, deutlich. An dieser Beckenseite sind pleistozäne und neogene Sedimente aufgeschlossen, die höher als die holozänen Sedimente an der SW-Seite des Beckens liegen. Somit ist von einer aktiven Senkung der SW-Seite auszugehen.

Die Abschiebungen an den Beckenlängskanten setzen sich außerhalb des Beckens nicht in sichtbaren Störungen fort. Das Becken erscheint demzufolge als isolierte junges Extensionsbecken bzw. als Halbgrabenstruktur.

Midu – Becken

Das Midu-Becken liegt im südlichen Arbeitsgebiet in einer Zone, in der die NNE-SSW-streichende Chenghai-

Störung auf die NNW-SSE-streichende Red River-Störung trifft. Das langgestreckte, keulenförmige Becken verläuft in NNW-Richtung parallel zum Dachang-Becken und trennt jurassisch-kretazische Redbeds des Lanping-Beckens von vergleichbaren Sedimenten des Chuxiong-Beckens im Osten.

Die linkslaterale Chenghai-Störung geht aus NNE kommend in den westlichen Beckenrand über. An kurzen, versetzten Lineationen sind Abschiebungen in diesem Bereich zu vermuten. Deutlicher erkennbar sind aktive Vertikalbewegungen am südwestlichen Beckenlängsrand an den zahlreiche triangular facets und multidirectional positive-Lineationen abzulesen. Entlang des Beckenrandes tritt eine Vielzahl Bäche aus, die große Schutfächer aufgeschüttet haben.

Im südlichen Abschnitt des Beckens keilen die Abschiebungen aus. Sie werden von der Red River-Störung abgelöst, die sich in gleicher Richtung streicht, jedoch nahe der Beckenlängsachse verläuft. Der nordöstliche Beckenrand ist unregelmäßiger geformt. An vereinzelten geradlinigen Lineationen lassen sich auch auf dieser Seite Abschiebungen ablesen.

Die 600-700 m mächtigen pleistozänen und holozänen Sedimente im Becken fallen nach Südwesten ein. Nur die beschriebenen Schutfächer und Ablagerungen der Bäche an der südwestlichen Beckenflanke fallen entgegengesetzt ein. Die Hauptentwässerung verläuft dadurch im Beckenzentrum, der Beckenboden ist jedoch insgesamt nach Südwesten geneigt.

Die linkslaterale Horizontalbewegung der Chenghai-Störung ist im direkten Zusammenhang mit dem Einsinken des Beckens zu sehen. Das Becken ist wie bereits an anderen Beispielen erläutert, als modifiziertes pull-apart-Becken am extensionalen Ende einer Strike-slip-Störung einzuordnen. Hinzu kommt in diesem Becken der Einfluß der rechtslateralen Red River-Störung. Sie könnte für eine zusätzliche Öffnung des Beckens in SE-Richtung verantwortlich sein.

Xiangyun-Becken

Unter dem Begriff Xiangyun-Becken wurden vier Becken zusammengefaßt, die sich östlich von Xiangyun im Zwickelbereich zwischen der Chenghai- und der Red River-Störung befinden. Sie werden von mesozoischen

Sedimenten und paläozoischen Vulkaniten und Sedimentabfolgen des Chuxiong-Beckens umgeben. Die sehr unregelmäßig geformten Becken wirken auf den ersten Blick als tektonisch wenig beeinflußt, bei näherer Betrachtung zeigt sich jedoch, daß die Becken teilweise sowohl von NE-SW-streichenden, als auch von NW-SE-streichenden linear negative- und parallel composite-Lineationen begrenzt werden. Es handelt sich demzufolge um Becken, die durch aktive Strike-slip-Störungen und Abschiebungen beeinflußt werden. Aussagekräftige Drainagemuster sind auf dem Satellitenbild nicht ablesbar, da die natürliche Entwässerung der Becken durch zahlreiche Kanäle und künstliche Seen verändert wurde. Die Lockersedimente weisen quartäre Alter auf. Es finden sich keine Angaben über ältere Ablagerungen, die im Zusammenhang mit diesen Becken stehen.

Die klare Zuordnung der Becken zu einem bestimmten Typ und damit zu einem eindeutigen tektonischen Umfeld ist schwierig. Die beiden nördlichen kleineren Becken zeigen eine ähnlich gebogenen Form, wie das Binchuan-Becken. Sie werden ebenso an der Südostseite von linkslateralen, der Chenghai-Störung parallelen Strike-slip-Störungen begrenzt und lassen sich als modifizierte Pull-apart-Becken an von der Chenghai-Störung abzweigenden Störungen interpretieren. Die beiden südlichen, miteinander verbundenen Becken werden sowohl von rechtslateralen Blattverschiebungen, die annähernd parallel zur Red River-Störung streichen, als auch von N-S-ausgerichteten Strike-slip-Störungen begrenzt. Letztgenannte zweigen als antithetische Störungen von der Red River-Störung ab. Die horizontalen Bewegungen an diesen, ein Netz bildenden Blattverschiebungen, führen zu Blockrotationen im Uhrzeigersinn. Dadurch läßt sich die Öffnung der Becken erklären. Da die rechtslaterale Bewegung der Red River-Störung als ein Hauptantrieb für diese Rotationen und Absenkungen an ihrem nördlichen Ende anzunehmen ist, fungieren diese beiden Becken auch als modifizierte Pull-apart-Becken.

Yaoan-Becken

Das unregelmäßig geformte Yaoan-Becken befindet sich im äußersten Osten des Untersuchungsgebietes, der geologisch schon zum mesozoisch-frühkänozoisch

SYSTEM	SERIE	ALTER Ma	Tengchong-Rift	Zhongdian-B. Daiu-Becken Lijiang-Becken Lashi-Becken Mading-Becken Bahanchang-B. Yanchnuan-B. Shaxi-Becken Qiaohou-Becken Heping-Becken Sanying-Becken Eryuan-Becken Dali-Becken Xiangyun-Becken Yinyuan-Becken Yongsheng-B. Chenghai-B. Binchuan-B. Yaoan-Becken Dayao-Becken Baoshan-Becken Dashuiping-B. Changning-B.	Sediment- typ	Becken- typ	Sagaying-Störung Gaolijong- Zone Zhongdian- Störung Lijiang-Störung Chenghai- Störung Heping-Störung Qiaohou- Störung Yanchnuan- Störung Nanting-Störung Wanting-Störung Red River- Störung	Regionaler Magmatismus ? Runderstrukturen?	Orogene Phase	Tektonisches Regime	Überregionale Ereignisse NW-Yunnan Myanmar Himalaya + Phanerozoische Phasen
PALÄOGEN	PALÄOZÄN	65.0		YBCMR (1995)					prä- bis früh- kollisionale Einengung		Transhimalayan Batholith Andean type margin
		53.0			retroarc (foreland)- type- Becken			früh mittel spät	kollisionale syn- bis frühpost- kollisionale Einengung	Transpression	Indien-Asien-Kollision
		23.5			Transpres- sionale Foreland- type- Becken				Übergangaphase	Inversion	Himalaya Leucogranite Karnam und Higher Potassic mafic lava
NEOGEN	PLIOZÄN	11.0			Pull apart- Becken			postkollisionale Entspannung	Inversion		
5.3				Gräben Halbgräben Pull apart- Becken					Transension		
QUARTÄR	HOLOZÄN	0.01									

Tab. 4: Zeitliche Gegenüberstellung der sedimentären, magmatischen und tektonischen Ereignisse in NW-Yunnan und der Tibet/ Himalaya-Region.

Windley (1995)
Luo et al. (2000)
Wang & Burchfiel (1997)
Peet & Christiansen (2001)
Wang et al. (1998)
Leloup et al. (1995)
Lacassin et al. (1998)

entstandenen Chuxiong-Becken zählt. Auf dem ausgewerteten Satellitenbild ist nur der westliche Teil des Beckens wiedergegeben, der kaum durch tektonische Lineamente beeinflusst zu sein scheint. Die Grenze zwischen Beckenboden und umgebenden Hängen ist fransig ausgebildet. Am Süden des Beckens entwässern die Zuflüsse aus Westen und Osten in einem zentralen See. Im nördlichen Bereich des Beckens verläuft die nordwärts gerichtete Entwässerung an der Westseite, so daß auf eine Kippung des Beckenbodens nach Westen zu schließen ist. Auffällig sind NW-SE-streichende parallel composite-Lineationen, die das Becken in diesem Abschnitt begrenzen. Sie zeigen junge Abschiebungen an und sind als Hinweis auf eine tektonische Anlage des Beckens zu sehen. Ähnliche NW-SE-streichende Störungen sind ca. 20 und 40 km westlich des Beckens und laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) auch östlich zu finden. Sie bilden den Übergang vom Störungssystem des Dali-Berglandes zum östlich gelegenen N-S-streichenden Störungssystem, dem sogenannten Yunnan-Rift. Das Becken ist trotz der auf dem Satellitenbild nicht abgebildeten Ostseite als eine Halbgrabenstruktur innerhalb dieser von Abschiebungen bestimmten Übergangszone zu interpretieren.

Yanyuan-Becken

Das ausgedehnte und ungewöhnlich geformte Yanyuan-Becken befindet sich in der äußersten Nordostecke des Arbeitsgebietes, die bereits zur Provinz Sichuan gehört. Das Quartärbecken fällt auf dem Satellitenbild durch großräumige, unbewachsene Lockergesteinsmassen auf. Sie weisen überwiegend quartäre Alter auf. Am nördlichen Beckenrand stehen ausgedehnte Neogenvorkommen an. Südlich des Beckens sind paläogene Sedimente erhalten. Die Entwässerung des Beckens erfolgt entlang der Beckenlängsachse in westliche Richtung. Das Becken wird von zahlreichen NE-SW-streichenden Lineationen und N-S- bis NNE-SSW-streichenden parallel composite-Lineamenten umgeben. Sie sind jedoch nicht als markante, das Becken stark beeinflussende tektonische Elemente anzusehen. Anhand all dieser Merkmale ist das Yanyuan-Becken als ein seit dem Paläogen aktiver Sedimentationsraum anzusehen, der möglicherweise durch atektonische Absenkung aufgrund großräumiger Verkarstungen der umgebenden triassischen Karbonate zu erklären ist.

Baoshan-Becken

Das Baoshan-Becken, sowie die beiden im Anschluß daran beschriebenen Becken liegen in der südwestlichen Ecke des Arbeitsgebietes und werden durch den Lanping-Block wie durch eine Art tektonischer Riegel von den übrigen Becken getrennt. Sie sind im Zusammenhang mit den großräumigen Strike-slip-Störungen (Wanding- und Nanting-Störung) zu sehen, die sich von hier bis weit nach Südwesten erstrecken.

Das Baoshan-Becken wird nur zur Hälfte vom ausgewerteten Satellitenbild dargestellt. Der abgebildete Abschnitt weist eine spitzwinkelige, eckige Form auf, die sich mit Hilfe der geologischen Karte zu einem Rhomboeder vervollständigen läßt. Die nordöstliche Beckenseite wird von NNW-SSE-streichenden parallel composite-Lineationen begrenzt, die aktive Abschiebungen anzeigen. Der östliche Beckenrand wird durch eine NNE-SSW-streichende Blattverschiebung gebildet. Das Becken wurde eindeutig als Pull-apart-Becken an einem Stepover zwischen dieser und einer weiteren, am Nordende des Beckens einsetzenden Strike-slip-Störung geöffnet. Das quartäre Alter der beckenfüllenden Sedimente zeigt eine posttertiäre Anlage des Beckens auf.

Südlich und östlich des Baoshan-Beckens treten weitere, wenn auch kleinere Becken dieser Art auf. Sie werden ebenfalls von NNW-SSE-streichenden Abschiebungen und NNE-SSW-verlaufende, linkslaterale Blattverschiebungen begrenzt und als Pull-apart-Becken interpretiert. Dieser gesamte Bereich am nordöstlichen Ende der Wanding-Störung ist als extensionaler Duplex anzusprechen. Solch eine Extensionszone entsteht an einem Stepover bzw. einer extensionalen Kurve einer Blattverschiebung. In diesem Fall endet die Wanding-Störung möglicherweise nicht an der Grenze zum Lanping-Block, sondern biegt nach Nordwesten in Richtung Cong Shan-Zone um.

Dashuiping-Becken

Das dreieckige Dashuiping-Becken befindet sich auf der östlichen Seite der Wanding-Störung. Diese aktive, linkslaterale Strike-slip-Störung bildet die Nordwestbegrenzung des Beckens. Der nordöstliche Beckenrand wird durch NNW-SSE-streichende parallel composite-Lineationen, die typisch für Abschiebungen sind, gebildet. Eine sehr deutliche, geradlinige Lineation begrenzt das Becken an der Südseite. Sie verläuft in NW-SE-Rich-

tung und biegt östlich des Beckens allmählich in N-S-Richtung um. Das Becken ist überraschenderweise hauptsächlich mit Lockergesteinen neogenen Alters gefüllt. Quartäre Ablagerungen treten nur im Bereich der nach Süden entwässernden Flüsse auf. Es handelt sich somit um ein präquartär angelegte Struktur, die im Zusammenhang mit einer früheren rechtslateralen Aktivität der Wanding-Störung (Lacassin et al., 1998) zu erklären ist. Die deutlichen Abschiebungen an den Beckenrändern und die rezente Aktivität der Wanding-Störung sprechen für eine allmähliche Reaktivierung des Beckens unter einem veränderten tektonischen Stressfeld. Die Öffnung des Beckens resultiert jedoch nicht ausschließlich aus dem linkslateralen Versatz dieser Störung, sondern aus der gesamten Bewegung in dem Bereich, der sich zwischen der Wanding-Störung und der östlich gelegenen Nanting-Störung erstreckt. Nahezu N-S-streichende, linkslaterale Blattverschiebungen zweigen von der linkslateralen Nanting-Störung in diese Zone ab. Sie begrenzen einige junge Becken, darunter auch das Dashuiping-Becken. Die Öffnung der Becken erklärt sich aus der kombinierten Bewegung der Blattverschiebungen und der bereits erwähnten, in NNW-SSE-Richtung streichenden Abschiebungen. Die gesamte Struktur ist eine extensionale Zone, ein sogenannter extensionaler Duplex, der sich am Nordende der Nanting-Störung herausgebildet hat.

Changning-Becken

Das dreieckige Changning-Becken befindet sich östlich des Dashuiping-Beckens und wirkt wie eine proportional verkleinerte Version davon. Der nordöstliche Beckenrand wird ebenso von NNW-SSE-streichenden Abschiebungen, die anhand der parallel composite-Lineationen erkennbar sind, gebildet. Eine der Wanding-Störung parallel verlaufende Strike-slip-Störung erstreckt sich von der nördlichen Spitze des Beckens in NE-Richtung. An der südlichen Spitze des Beckens setzen auffällig gerade, den genannten Abschiebungen parallele Lineationen ein, die nach ca. 10 km in N-S-Richtung umbiegen. Es handelt sich um eine Abschiebung, an der allmählich die horizontale Bewegung zunimmt, so daß sich daraus im südlichen Bereich eine Strike-slip-Störung entwickelt. Das Changning-Becken ist demzu-

folge als ein Pull-apart-Becken anzusprechen, das an einem Steppover zwischen zwei linkslateralen Strike-slip-Störungen geöffnet wurde. Sie sind Teil eines größeren extensionalen Duplexes, der sich durch die Bewegung der Nanting-Störung herausgebildet hat.

Zusammenfassung

Die Satellitenbilddauswertung ergab eine Vielzahl quartärer Becken im Untersuchungsgebiet mit Flächen von 30 bis 600 km². Auffällig ist eine Häufung der Becken im zentralen Arbeitsgebiet zwischen der Jianchuan-Störung im Westen und der Chenghai-Störung im Osten. Diese Becken weisen eindeutig eine strukturell-tektonisch induzierte Entstehung auf. Es handelt sich einerseits um Pull apart-Becken und modifizierte Pull apart-Becken, die an linkslateralen Strike slip-Störungen infolge von Blattverschiebungen und Abschiebungen geöffnet wurden. Die beckenbegrenzenden Strike slip-Störungen streichen zwischen NNE-SSW- und NE-SW-Richtung. Die Abschiebungen an den übrigen Beckenrändern werden durch NNW-SSE- bzw. NW-SE-streichende und NNE-SSW-streichende Abschiebungen gebildet.

Andererseits treten in NNW-Richtung orientierte Gräben und Halbgräben auf, die entlang in dieser Richtung streichenden Störungen eingebrochen sind. Anhand dieser Beckentypen im zentralen Arbeitsgebiet und ihrer Ausrichtung kann die Lage der großräumigen, rezenten Extension in NNW-SSE-Richtung und der Kompression in ENE-WSW-Richtung abgeleitet werden. Außerdem zeigt sich die Platzierung der Becken in den wiederholt aktiven Störungsbereichen, die relativ stabile, homogene Blöcke umgeben bzw. von solchen umgeben sind. Diese Becken im zentralen Arbeitsgebiet sind zusammengenommen im Vergleich zum Umland eine Zone verstärkter Extension, wie es auch schon von Wang et al. (1998) erkannt wurde.

Einige weitere Becken treten außerhalb dieses Bereiches auf. Im Gegensatz zu den Becken im zentralen Arbeitsgebiet handelt sich abgesehen von der Region um Baoshan in der SW-Ecke des Arbeitsgebietes ausschließlich um atektonisch entstandene und tektonisch inaktive Becken. Letztgenannte Becken weisen deutliche Anzeichen einer tektonisch induzierten Entstehung auf.

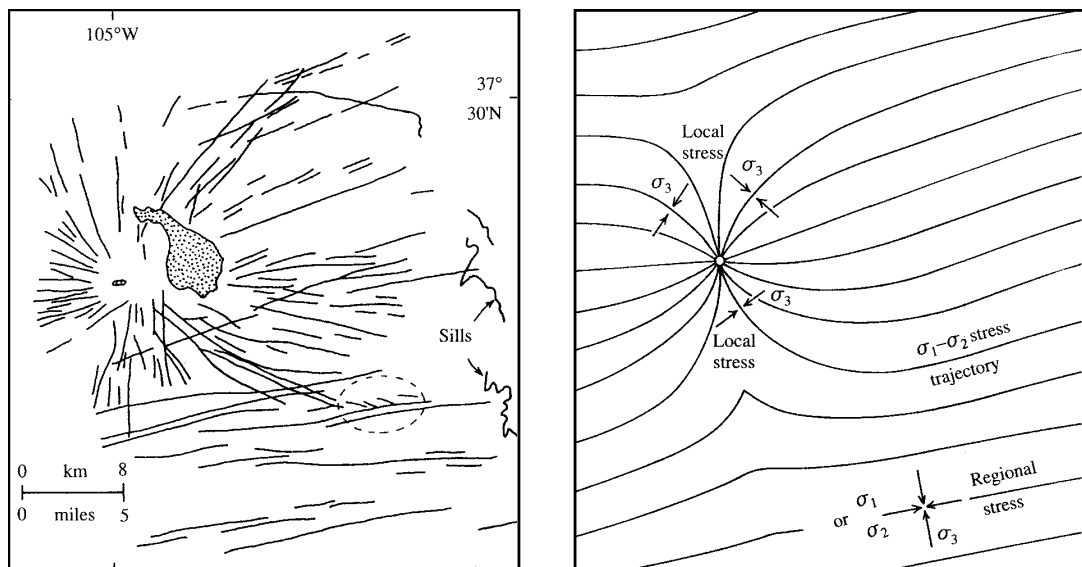


Abb. 18:

Links: Entstehung von radialen Störungen („radial fractures“) im Dachbereich eines Plutons, der oberflächennah intrudiert bzw. teilweise aufgeschlossen ist;

rechts: schematische Skizze der horizontalen Hauptspannungen, die um den Pluton vom regionalen Trend in eine lokale radialstrahlige Anordnung umbiegen (aus: Best & Christiansen, 2001)

Der tektonische Einfluß auf die weitere Beckenentwicklung wurde jedoch durch atektonische Prozesse abgelöst und zum Teil verwischt. Diese Becken werden von jungen Strike slip-Störungen begrenzt, die ebenso wenig tektonische Aktivität aufweisen und eine Änderung des Stressfeldes im Quartär anzeigen.

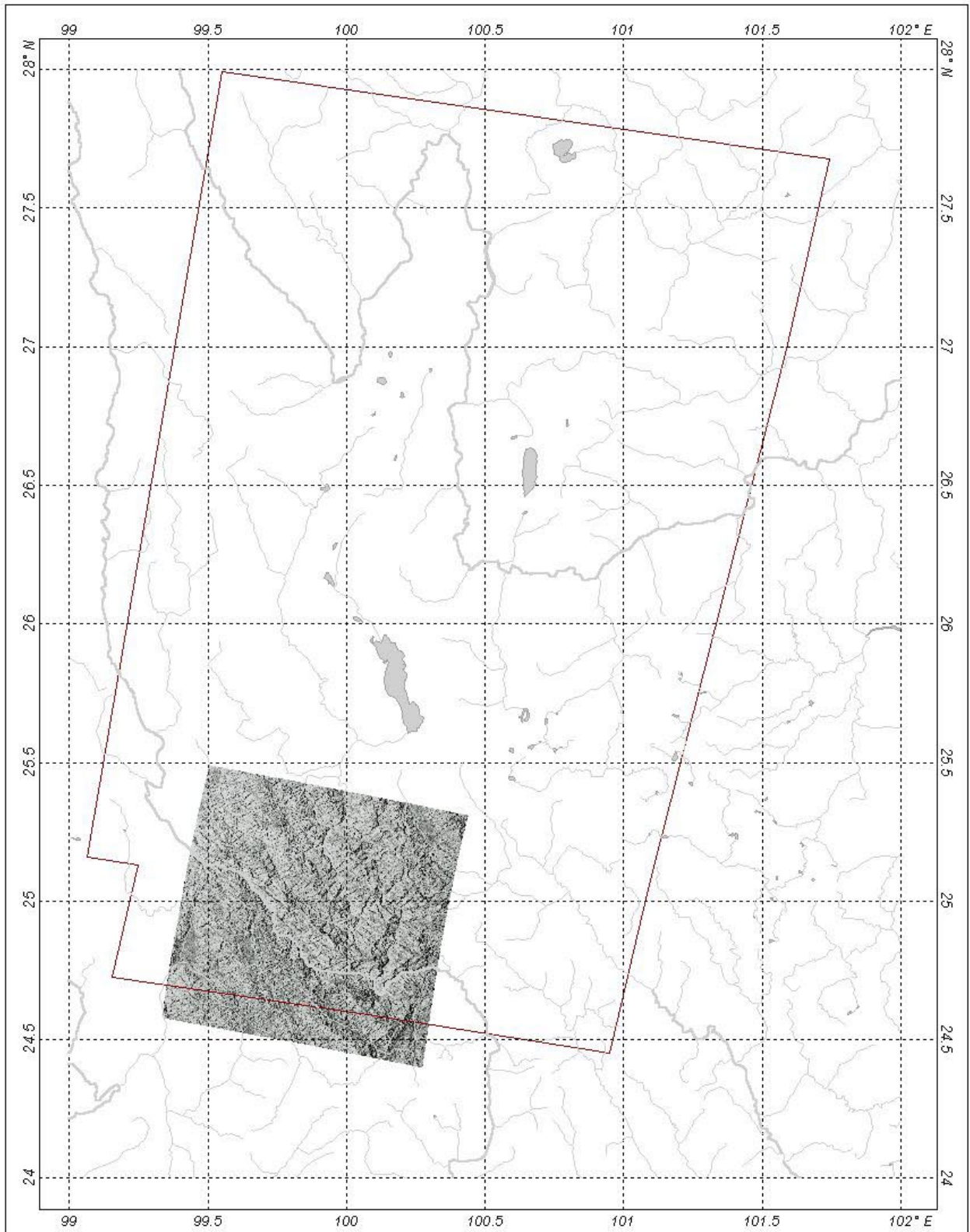
Die bereits erwähnten aktiven Quartärbecken in der SW-Ecke des Arbeitsgebietes werden durch die Lanping-Zone von allen bisher genannten Becken getrennt. Sie gehören zu einem größeren Bereich, der sich westlich des Arbeitsgebietes befindet und der durch zahlreiche junge Becken charakterisiert ist. Ihre Entstehung steht im direkten Zusammenhang mit der linkslateralen Bewegung der Wanding- und der Nanting-Störung. Diese führen zu Blockrotationen im Uhrzeigersinn und der Herausbildung großräumiger extensionaler Duplexe. Die Orientierung der beckenbegrenzenden Abschiebungen und Blattverschiebungen gleicht denen im zentralen Arbeitsgebiet. Die Orientierung der rezenten Kräfteverteilung mit Extension in NNW-SSE-Richtung und der Kompression in ENE-WSW-Richtung ist somit für das gesamte Arbeitsgebiet homogen.

Layer Rundstrukturanalyse






Die Kartierung und Auswertung von kreisförmigen Lineationen, sogenannten Rundstrukturen, wurde neben der Analyse der linearen Lineamente an dem Satellitenbild des Untersuchungsgebietes und zusätzlich an einer Radarszene aus der Gegend westlich von Weishan

zu Vergleichszwecken durchgeführt. Die konzentrischen Strukturen werden auf Luft-, Radar- und Satellitenbildern als positive oder negative Reliefformen in unterschiedlichsten Größen wiedergegeben. Die negativen Formen sind als gebogene Flußläufe, Täler oder Schluchten, die positiven Rundstrukturen als gekrümmte Wälle, Bergrücken oder -kämme ausgebildet. Vereinzelt treten in und um die kreisförmigen Strukturen zusätzliche radialstrahlige Lineamente auf, die in die Auswertung einbezogen wurden.

Auf dem Satellitenbildmosaik des Arbeitsgebietes sind eine Vielzahl positiver und vor allem negativer bogen- und kreisförmiger Lineamente, die als Rundstrukturen bezeichnet werden, erkennbar. Auf der zum Vergleich herangezogenen Radarszene der Yongping-Weishan-Region (Karte 10) können diese Strukturen ebenfalls identifiziert werden. Die Radarszene gibt im Gegensatz zum Satellitenbild nicht nur die Oberfläche, sondern auch die Strukturen in den obersten Bodenschichten wider. Damit läßt sich zeigen, daß es sich im Fall der Rundstrukturen nicht um eine subjektiv eingebilddete Struktur handelt, die das Auge aus zahlreichen kleineren, oberflächlichen Strichen zusammensetzt. Die kartierten Strukturen aus Satellitenbild und Radarszene sind auf Karte 11 dargestellt. Dabei treten sowohl „vollkommene“ Kreise, als auch von Lücken unterbrochene Bogengruppen auf. In einigen Fällen handelt es sich nur um eine aus einem „Kreis“ bestehende Rundstruktur. Diese wurden auf der Auswertung (Karte 11) als oran-



Legend

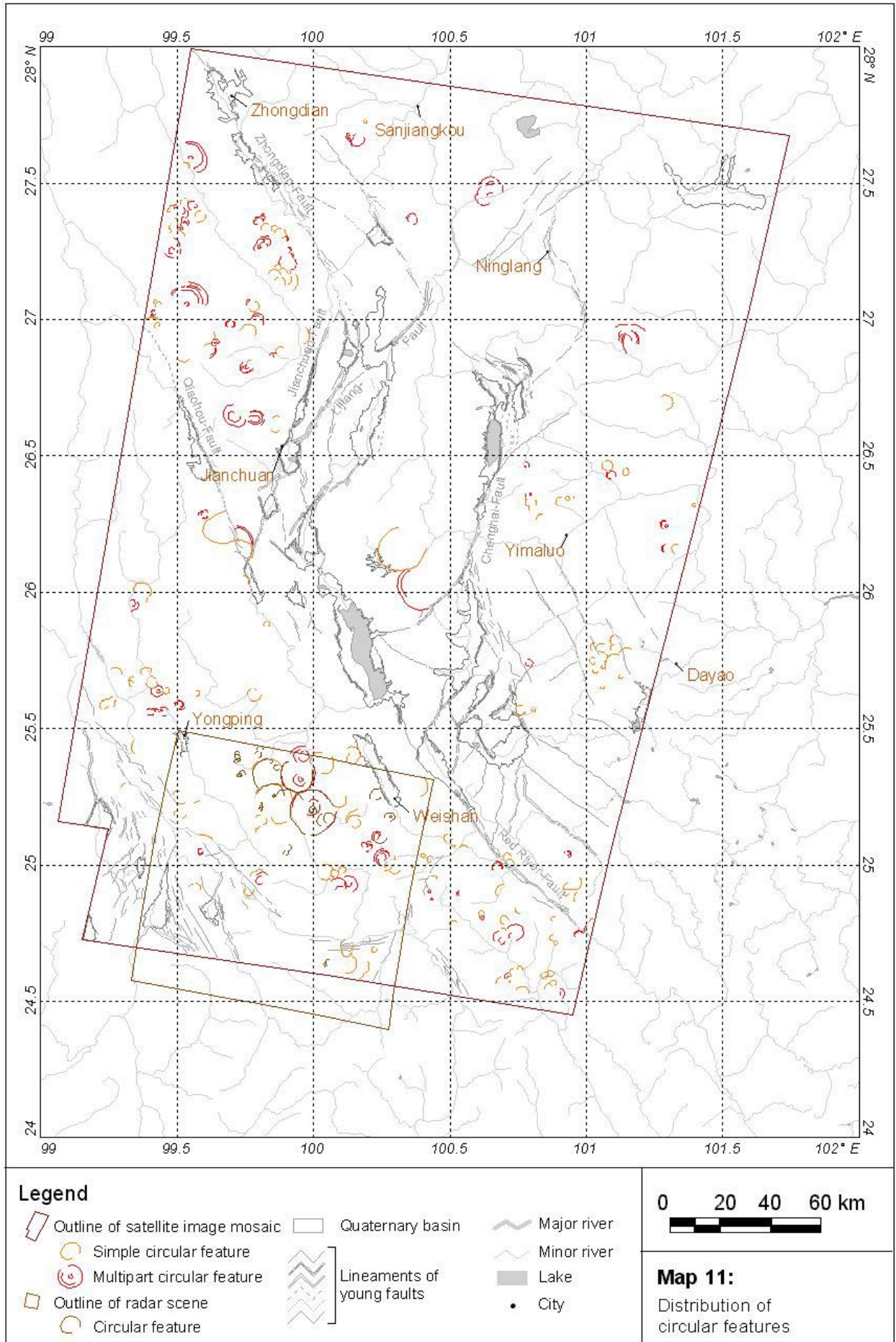
-  Radar image
-  Outline of satellite image mosaic
-  Major river
-  Minor river
-  Lake

0 20 40 60 km



Map 10:

Radar scene of the Yongping-Weishan area



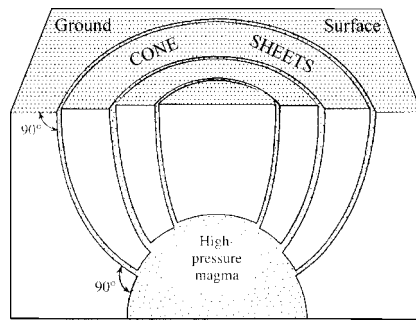
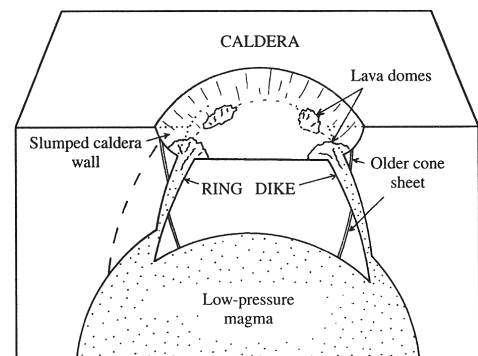


Abb. 20:
Einbruch einer Caldera im Dach eines oberflächennahen Plutons infolge der temperaturabhängigen Druckabnahme. In die kreisförmige Bruchzone („ring fracture“) können Magmen intrudieren, die als „ring dikes“ bezeichnet werden (aus: Best & Christiansen, 2001).

Abb. 19:
Genese von „cone sheets“ im Dachbereich eines intrudierenden Plutons infolge des Überdrucks. Die maximale Hauptspannung steht senkrecht auf der Grenze zwischen Pluton und Umgebungsgestein (aus: Best & Christiansen, 2001).



ge Lineamente abgebildet. Häufig sind jedoch mehrere konzentrische Ringe verschiedener Größe zu beobachten, die als eine Rundstruktur betrachtet und auf der Auswertung als rote Lineamente wiedergegeben werden. Der Durchmesser der im Arbeitsgebiet auftretenden Rundstrukturen reicht von 500m bis zu 18km. Die Durchmesser der häufigsten Rundstrukturen liegen zwischen 3 und 6km.

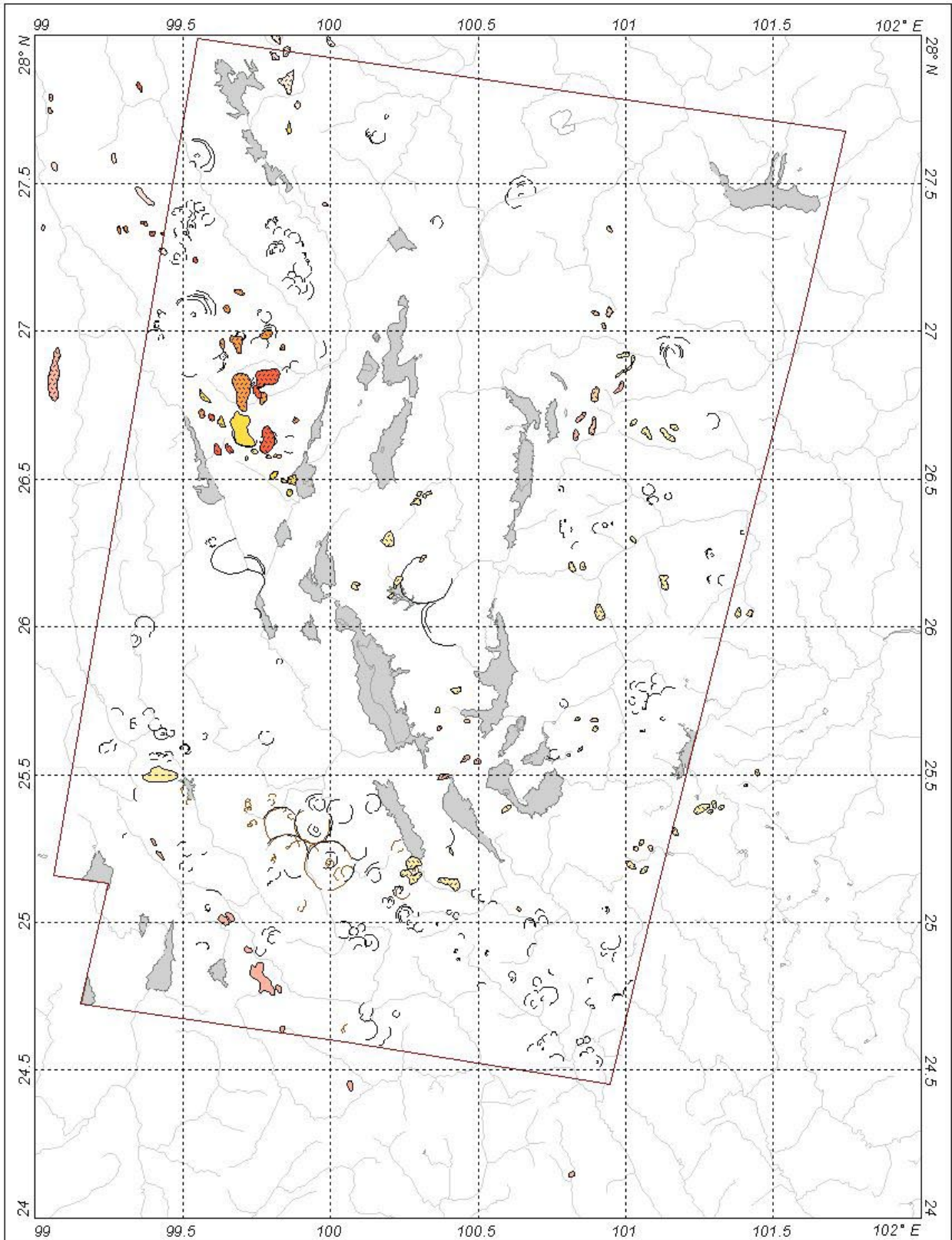
Innerhalb des Arbeitsgebietes lassen sich Zonen abgrenzen, in denen Rundstrukturen gehäuft auftreten. Dies ist im südlichen Lanping-Becken bei Yongping und westlich von Weishan, im rhombenförmigen Gebiet zwischen Qiaouhou-, Jianchuan- und Zhongdian-Störung, sowie im Chuxiong-Becken nordwestlich von Dayao und nördlich von Yimaluo am Jinsha Jiang zu beobachten. Dabei fallen besonders mehrere Cluster sich überlappenden Rundstrukturen innerhalb dieser Gebiete auf. Ganz vereinzelte Rundstrukturen sind dagegen im nördlichen Arbeitsgebiet zwischen Zhongdian und Ninglang, sowie weiter südlich bei Beiya anzutreffen.

Der Vergleich mit der geologischen Karte (Karte 4) zeigt, daß die kreis- und bogenförmigen Lineamente massiv in jungen Sedimenten jurassisch-kretazischen Alters, in karbonisch-devonischen Sedimentabfolgen und in allgemein als Proterozoikum bezeichneten metamorphen Gesteinen erscheinen. Nordwestlich von Jianchuan sind sie sogar in tertiären Intrusionskörpern zu erkennen. In den Gegenden, in denen hauptsächlich die triassischen Kalke und die permischen Basalte anstehen, treten sie fast gar nicht auf.

Die Ursachen für bogige und kreisförmige Lineamente auf der Erdoberfläche sind vielfältig und wurden von Roland (1976) in seinen Arbeiten zur Ringstruktur Aorounga (Sahara) zusammengestellt und diskutiert. Dabei kann es sich um

- periglaziale Bildungen (Pingos)
 - Salz- und Karsterscheinungen (Salzdiapire, Dolinen)
 - Falten (Schüsselmulden, Kuppelsättel, Dome)
 - extraterrestrische Strukturen (Impakte, Astrobleme)
 - vulkanische Strukturen (Lava-Blister, Maare, Diatreme, Tuffringe und -kegel, Vulkanschlote)
 - vulkanisch-subvulkanische Strukturen (Kegelgänge -cone sheets-, Ringgänge ring dikes-, Calderen)
 - Intrusionen
- handeln.

Ein Großteil der möglichen Ursachen von Rundstrukturen können im Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden. Dazu zählen periglaziale Bildungen, die nur in anderen Klimaten zu erwarten sind. Ebenso finden sich im Untersuchungsgebiet keine Begleiterscheinungen extraterrestrischer Impakte, wie z. B. shatter cones und Hochdruckmodifikationen von Mineralen im Umkreis negativer Rundstrukturen. Die Entstehung von Salzdiapiren wäre in einigen Gebieten möglich, ist aber aufgrund der geringmächtigen salzföhrnden Schichten des Paläogen, die zudem nur im begrenzten Arealen auftreten, nicht anzunehmen. Dolinen in Karbonatgesteinen können nur als Erklärung für Zonen in Betracht gezogen werden, in denen negative und relativ kleine Rundstrukturen in karbonatischen Abfolgen auf-



Legend

Paleogene magmatics

- Acidic plutonite
- Acidic porphyry
- Acidic volcanic
- Intermediate porphyry
- Alkali-rich rock
- Alkali-rich porphyry

Tertiary magmatics

- Acidic porphyry
- Intermediate porphyry
- Alkali-rich plutonite
- Alkali-rich porphyry
- Circular feature

- Outline of image mosaic
- Major river
- Minor river
- Lake
- Quaternary basin
- City

0 20 40 60 km



Map 12:

Circular features and magmatics of Tertiary age

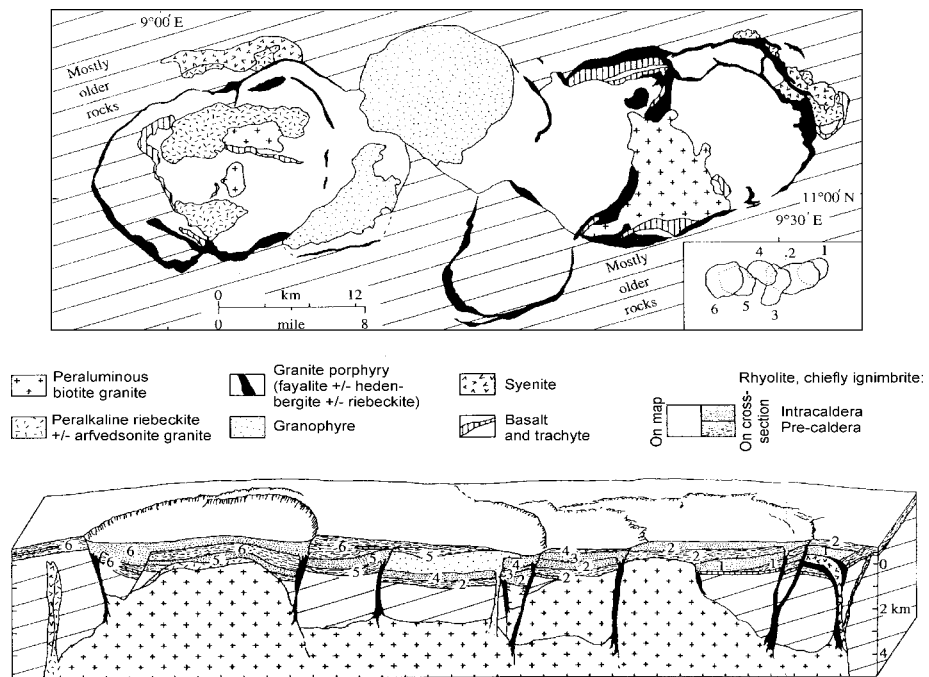


Abb. 22:
Aufsicht und Blockmodell des Ningi-
Burra-Ringkomplexes in Afrika (aus
Best & Christiansen, 2001)

treten. Des weiteren können die seltenen und speziellen Faltenstrukturen, die sich oberflächlich konzentrisch abbilden, ausgeschlossen werden. In den Fällen, in denen Rundstrukturen im Arbeitsgebiet in Sedimenten zu beobachten sind, wurden diese nur einfach gefaltet oder bruchtektonisch deformiert. Junger Vulkanismus tritt nur westlich des Untersuchungsgebietes im Tengchong-Block auf. Auf dem Satellitenbild dieses Gebietes sind Vulkanschloten in Form von runden, negativen Strukturen mit äußerem Wall zu erkennen.

Somit bleiben die Punkte „vulkanisch-subvulkanische Strukturen“ und „Intrusionen“ – als Ursache für die oberflächlichen kreis- und bogenförmigen Strukturen übrig. In Gebieten mit vulkanischen bis subvulkanischem, saurem oder alkalinen Magmatismus treten runde und radiale, auf dem Satellitenbild sichtbare Lineamente in Form von cone sheets, radial dikes, ring dikes oder ring fractures im Dachbereich der Intrusionen auf. Die Bildung von radial dikes und cone sheets beruht nach Best & Christiansen (2001) auf den Auswirkungen des Überdruckes im platznehmenden Magma. Die Kontaktflächen Magma-Nebengestein oder Erdoberfläche-Luft können als Fest-Flüssig/Gasförmig-Grenzen keine Scherkräfte übertragen. Auf diesen Hauptflächen steht deshalb die maximale Hauptspannung, unabhängig vom regionalen Spannungsfeld, senkrecht. Das kann um Plutone zur Bildung von radialen Klüften und Gängen, sogenannten radial dikes (Abb. 18) und im Dachbereich von oberflächennahen Plutonen zur Öffnung von konzentrischen

Extensionsklüften führen (Abb. 19). Entlang der kreisförmigen Klüfte kann der Dachbereich durch weiteres Aufstreben (doming) des Magmas angehoben und aufgewölbt werden. Steigt Magma entlang der konzentrischen Klüfte auf, werden diese als cone sheets bezeichnet (Abb. 19). In der „Niger-Nigerian alkaline province“ erreichen sie Durchmesser von bis zu 60 km (Bowden et al., 1987). Ähnlich ringförmige Strukturen, wie Calderen, kreisförmige Klüfte und Störungen (ring fractures, ring fault) oder Gänge (ring dike) beruhen ebenso auf der Öffnung konzentrischer Klüfte im Dachbereich von Intrusionen, die sich jedoch im Gegensatz zu den cone sheets nach Aussagen von Best & Christiansen (2001) aufgrund des abnehmenden Druckes im Pluton nach der Platznahme ausbilden. Diese Druckabnahme kann durch Abgang von flüchtigen Gasen oder Fluiden, der einfachen Kontraktion durch Abkühlung oder Kristallisation des Magmas ausgelöst werden. Der Dachbereich sinkt ohne den unterstützenden Magmadruck ein und formt eine topographische Depression, bekannt als Caldera (Abb. 20). Die ringförmige Störung oder Störungszone (ring fault) begrenzt den abgesunkenen Dachbereich und folgt mehr oder minder dem Umriß der Magmakammer. Aufsteigendes Magma in der Ringstörung führt zur Ausbildung eines ringförmigen Ganges, eines sogenannten „ring dikes“ (Abb. 20, 21). Diese können Durchmesser von z.B. 10 km im Trans-Sahara Belt in Mali aufweisen (Liégeois & Black, 1997).

Unabhängig davon treten in magmatischen Gebieten, in denen diese Strukturen nicht ausgebildet sind, auch kreisförmige Lineationen auf. Im einfachsten Fall handelt es sich dabei um die runde, ovale oder bogige Grenze zwischen einem aufgeschlossenen Pluton und dem Nebengestein, wie z. B. am Sierra Nevada Batholith (McNulthy et al., 2000), an den Ringkomplexen im Trans-Sahara Gürtel in Mali (Liégeois & Black 1987), am norwegischen Larvik Pluton Komplex (Petersen, 1978) oder an den jungen Intrusionskörpern im Untersuchungsgebiet (Karte 4) deutlich wird. Ausnahmen bilden gangförmige Intrusionen und Magmatite in Scherzonen, die bereits während des Aufstiegs deformiert wurden. Daneben wurden Rundstrukturen in den obig genannten Magmatitzonen im Umgebungsgestein der Plutone beschrieben wurden. Vollbrecht (freundl. mündl. Mittlg.) beschreibt Rundstrukturen von 8 bis 30 km Durchmesser aus dem variszischen Basement von NE-Bayern, die besonders deutlich in der Nähe von aufgeschlossenen Plutonen zu erkennen sind. Er führt ihre Entstehung auf progressive Abkühlung im Umfeld der Intrusionen zurück. Dabei entstanden thermische Domänen mit Isothermen, die annähernd sphärische Konfigurationen erreichten. Der thermale Dehnungsstress senkrecht zu diesen Isothermen verursachte die Öffnung von Klüften als primäre Strukturen. Diese vereinigten sich den Isothermen folgend zu großen Rundstrukturen. Obwohl diese Rundstrukturen im Zusammenhang mit spät- bis postvariszischen Plutonen entstanden sind, handelt es sich seiner Meinung nach nicht um Spuren einzelner Plutone. Nur vereinzelt korrelieren sie direkt mit Paläoisothermen von Kontaktaureolen. Er deutet sie weiterhin als Zonen erhöhter Permeabilität, die über lange Zeiträume aktiv waren. Ihre vertikale Ausdehnung beläuft sich auf mindestens einige Kilometer.

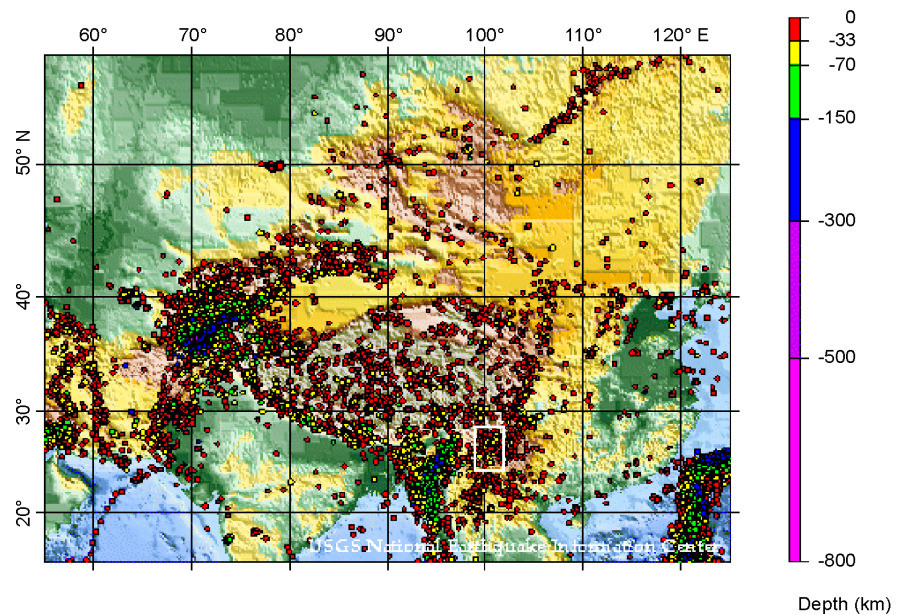
Aus der jüngeren geologischen Vergangenheit des Arbeitsgebietes sind mehrere magmatische Phasen bekannt. Die geologische Karte (Karte 4) zeigt die Verteilung der aufgeschlossenen Magmatite, wobei die zeitliche Einordnung einiger Gesteine fraglich bleibt. Die langgestreckten, permo-triassischen Granit- und Vulkanitvorkommen nehmen die größte Fläche ein. Daneben stehen zahlreiche kleinere devonisch bis permische Mafite und Ultramafite, sowie einige jurassische Granite und Basalte an. Eine Vielzahl mittlerer und klei-

nerer Intrusionen und assoziierte Vulkanite entstanden im Tertiär östlich und westlich der Red River-Störung.

Da die kartierten Rundstrukturen einerseits in kretazischen Sedimenten zu beobachten sind und andererseits an der mindestens seit dem Pliozän aktiven Qiaohou-Störung abgeschnitten wurden, läßt sich ihre Entstehung zeitlich einengen. Unter Annahme einer einheitlichen Ursache fällt sie in den Zeitraum ausgehende Kreide bis unteres Pliozän. Während dieser Zeit intrudierten die genannten tertiären, alkalinen Magmatite, die im Kapitel 4.4 eingehender erläutert sind. Der räumliche Vergleich der aufgeschlossenen tertiären Intrusionskörper und der kartierten Rundstrukturen (Karte 12) zeigt eine auffällige Übereinstimmung in den Regionen nordwestlich von Jianchuan und westlich von Dayao, so daß der Zusammenhang zwischen jungem Magmatismus und Bildung der Rundstrukturen offensichtlich ist. Im südlichen Lanping-Becken, in dem besonders viele Rundstrukturen auftreten und— wenige Plutone bekannt sind, wurden die tertiären Magmen möglicherweise noch nicht von der Erosion freigelegt. Vielleicht verbergen sich hier auch triassische oder jurassische Magmatite, die von den jüngeren Sedimenten bedeckt wurden. Vollbrecht (freundl. mündl. Mittlg.) beschreibt das „Durchpausen“ der Strukturen in postintrusiv abgelagerten Sedimenten und führt dies auf die Reaktivierung der „krustalen Schwächezonen“ infolge von z.B. tidalen Undulationen der Kruste zurück.

Fraglich bleibt, welcher Prozeß zur Herausbildung dieser Strukturen führte. Denkbar wäre die Entstehung durch Überdruck während der Intrusion oder nachfolgende Druckabnahme, wie es bei den cone sheets bzw. ring fractures der Fall ist, wobei es hier nicht zum Aufstieg weiterer Magmen und der weiteren Herausbildung von Ringgängen gekommen wäre. Das ist bei den tertiären Magmatiten durchaus vorstellbar, da sie petrologisch den Gesteinen aus bekannten Ringkomplexen ähneln (Liégeois & Black, 1987, Bowden et al., 1987). Die Entstehung der Rundstrukturen aufgrund thermischer Kontraktion, wie Vollbrecht (freundl. mündl. Mittlg.) es postuliert, ist ebenso möglich. Demzufolge kommt sowohl der mesozoische, als auch der känozoische Magmatismus als Ursache in Frage.

Abb. 22:
Seismizität in Zentral-
asien im Zeitraum 1977
bis 1997 (nach USGS,
1997).



Trotz der fehlenden eindeutigen Klärung der Genese der Rundstrukturen kann geschlossen werden, daß es sich um krustale Inhomogenitäten handelt, die sich im Zusammenhang mit magmatischen Perioden gebildet haben. Sie stellen einerseits Zonen erhöhter Permeabilität, die möglicherweise langanhaltend aktiv waren (Vollbrecht, (freundl. mündl. Mittlg.), und andererseits bevorzugte Aufstiegswege für magmatische und hydrothermale Fluide und Gase dar, wie es Pan & Sun (1992), Coe (1995), Saul (1978) und Racenet (1994) in ihren Untersuchungen belegen konnten. Die Kartierung der Rundstrukturen auf dem Satellitenbild ermöglicht somit die Aushaltung potentieller Vererzungszone an-zusehen.

4.3 Erdbebenkarte

Layer Erdbebenpunkte

Der Nordwesten der Provinz Yunnan gehört aufgrund der anhaltenden Auswirkungen der Indien-Asien-Kollision zu den seismisch aktivsten Regionen in China. Das Gebiet liegt im Randbereich einer Erdbebenzone, die sich von der Sulaiman Range im Westen über den Hindukusch, Pamir, Tianshan, Himalaya und Tibet bis nach Myanmar und Yunnan erstreckt. Die Abb. 22 zeigt die Epizentren und die Tiefen der Erdbeben, die in Zentralasien im Zeitraum von 1977 bis 1997 erfaßt wurden. Die stärksten und tiefsten Erdbeben treten an der westlichen Syntaxis des Himalaya in Hindukusch und an der östlichen Syntaxis in Myanmar westlich der Sagaing-Störung auf. Die Hypozentren wurden bis in Tiefen größer als 150 km nachgewiesen.

In NW-Yunnan wurden Beben mit einer Tiefe von bis zu 70 km aufgezeichnet. Seit 886 n. Chr. erschütterten die Region 202 Erdbeben mit Magnituden ³ 4, von denen zwanzig Erdbeben Magnituden zwischen 6 und 6.9 und drei Erdbeben Magnituden von 7 oder höher aufwiesen (Zhao et al. 1999).

Auf der Karte 13 wurden die Epizentren aller Erdbeben, die im Untersuchungsgebiet und der näheren Umgebung seit 1963 gemessen wurden (CNSS Earthquake Data Center), zur Verdeutlichung der rezenten Seismizität dargestellt. Es handelt sich um Flachbeben, deren Hypozentren in Tiefen von 6 bis max. 63 km lagen. Die Stärke der Beben erreichte maximal die Magnitude 7, in den meisten Fällen handelte es sich um leichte bis mittlere Beben, wie es in Diagramm der Karte 13 deutlich wird.

Die Epizentren der Erdbeben treten im gesamten Untersuchungsgebiet auf, häufen sich jedoch deutlich in drei Zonen. Im Gebiet nordwestlich von Lijiang zeichnet sich die aktivste Zone ab. Die NE-SW-streichende Lijiang-Störung und die NNW-SSE-streichende Zhongdian-Störung begrenzen dieses keilförmige Gebiet und treffen an dessen südlicher Spitze auf die Lijiang-Störung. In dieser Zone trat im Jahr 1996 eines der schwersten Beben der letzten Jahrzehnte auf. Eine weitere diffuse Häufung ist westlich von Yanyuan im Grenzgebiet Yunnan/ Sichuan zu beobachten. In diesem Bereich ist keine einzelne ausgeprägte Störung erkennbar, sondern eine Schar NE-SW-streichender Störungen. Südwestlich von Dayao am östlichen Rand des Untersuchungsgebietes zeichnet sich ein kleineres Gebiet ab, in dem Erdbeben an NW-SE-streichenden Störungen auftraten.

Anhand der Erdbebenverteilung zeigt sich deutlich die geringe seismische Aktivität im Bereich der Red-River-Störung und ihrer nördlichen Verlängerung. Allen et al. (1984) deutet dies als relativ lange seismische Pause einer aktiven Störung.

Layer Herdlösungen

Die Auswertung von Herdflächenlösungen ermöglicht zusätzlich zur Magnitude und Tiefe des Bebens Aussagen über die Art der Bewegung und die Lage der

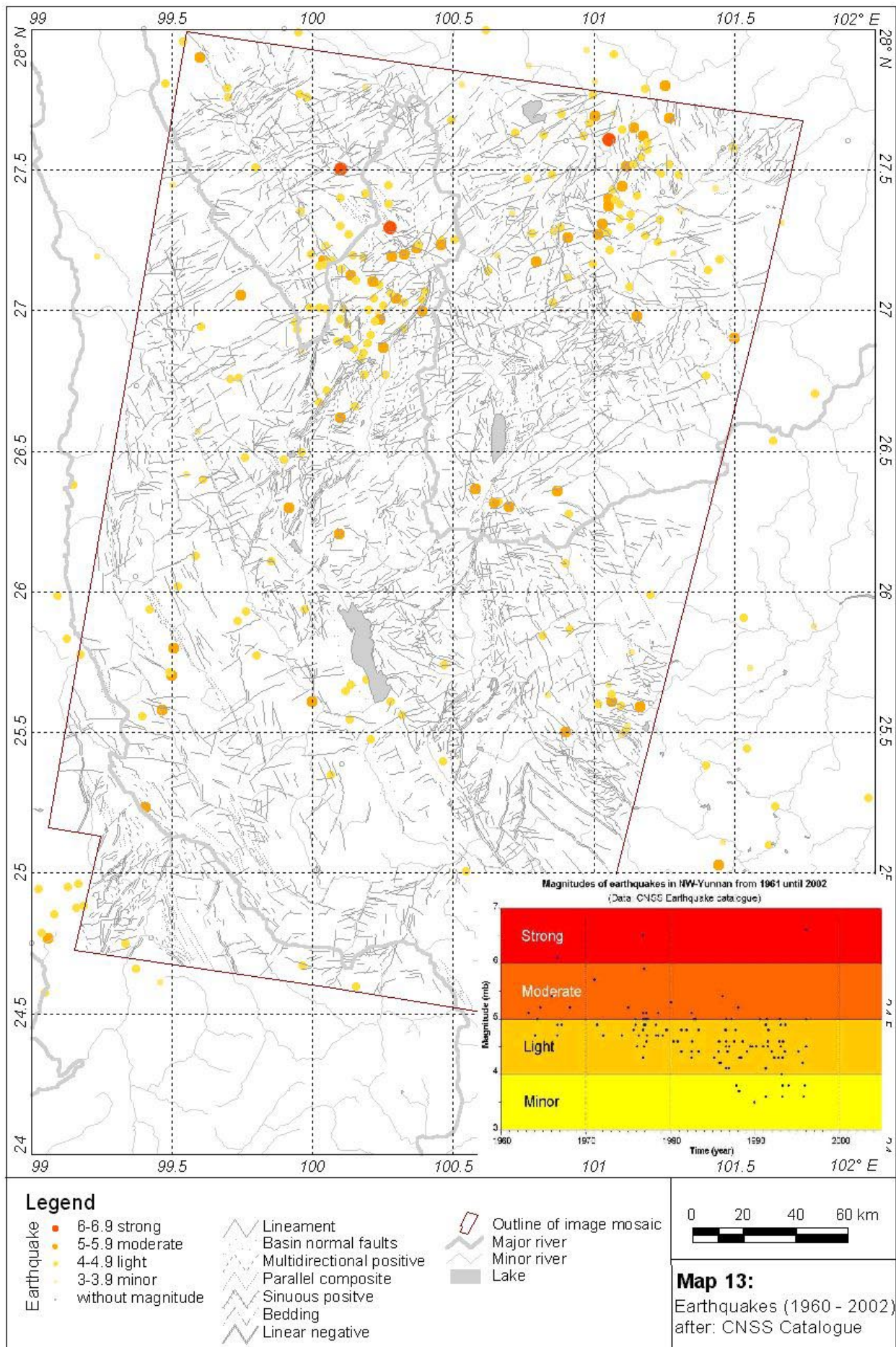
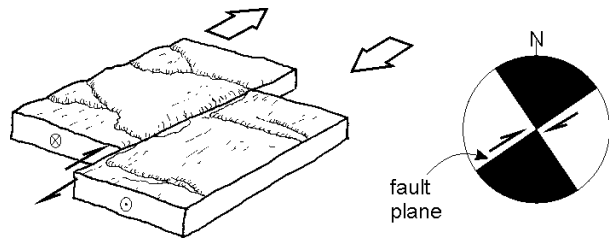


Abb. 23:
Modell einer Strike
slip-Störung und zugehörige
Herdflächenlösung.



assoziierten Störung zu Beginn eines Erdbebens. Es handelt es sich bei dieser Methode um die Analyse der ersten ankommenden P-Welle. Ist ein Beben stark genug, um sich entlang einer Störung fortzusetzen, kann sich die Bewegung in Richtung und Orientierung entwickeln und von der primären Herdflächenlösung unterscheiden.

Die während der ersten Bewegung um den Erdbebenherd auftretenden Kompressions- und Extensionszonen werden als schwarze bzw. weiße Felder in der unteren Hälfte einer Halbkugel dargestellt. Die zwei sich schneidenden Grenzlinien zwischen den Feldern geben die mögliche Lage der Störungsfläche wider. Aus diesen Angaben lassen sich zwei mögliche Störungsflächen und Bewegungsrichtungen ablesen. Die eindeutige Lage der Störungsfläche kann nur mit Angaben über die Streichrichtung der assoziierten Störung aus dem Gelände oder Satellitenbild bestimmt werden. In Abb. 23, 24 und 25 sind die Herdflächenlösungen für eine Abschiebung, eine rechtslaterale Strike-slip-Störung und eine Abschiebung mit linkslateraler Strike-slip-Komponente dargestellt.

Auf Karte 14 sind 18 Herdflächenlösungen (CMT) von Erdbeben, die im Untersuchungsgebiet auftraten,

wiedergegeben. Anhand dieser Darstellung wird deutlich, daß im Gebiet zwischen Zhongdian-, Lijiang- und Jianchuan-Störung überwiegend Abschiebungen an NNW-streichenden Störungen auftraten. Im weiter im Nordosten gelegenen Gebiet um Yanyuan zeigen die Herdflächenlösungen hauptsächlich horizontale Bewegungen an NE-SW- bzw. NNE-SSW-streichenden, linkslateralen Blattverschiebungen an. Im Gebiet von Dayao wurden vergleichbare Herdflächenlösungen berechnet. Ihr Auftreten an NW-SE-streichenden Störungen läßt sie jedoch rechtslaterale Bewegung an diesen Störungen anzeigen.

Wie bereits erwähnt, kann sich die Bewegung im weiteren Verlauf des Erdbebens ändern. Im Untersuchungsgebiet ist mit solchen Änderungen zu rechnen, wie es von Zhao et al. (1999) von Lijiang-Beben nachgewiesen wurde. In diesem Fall trat das Beben entlang einer annähernd N-S-streichenden Nebenstörung der Lijiang-Störung auf. Die erste Bewegung in Form einer westvergente Abschiebung wurde von einer schrägen Bewegung gefolgt.

Abb. 24:
Modell einer Abschiebung
und zugehörige
Herdflächenlösung.

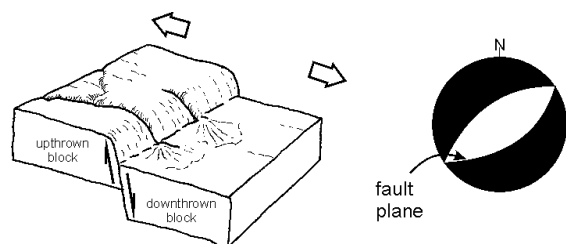
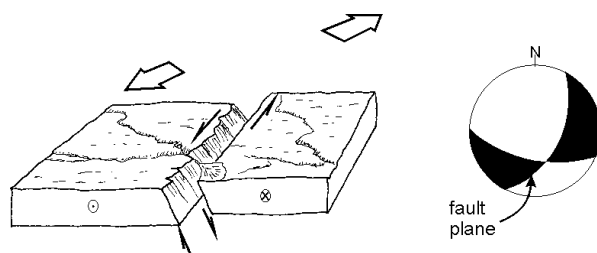
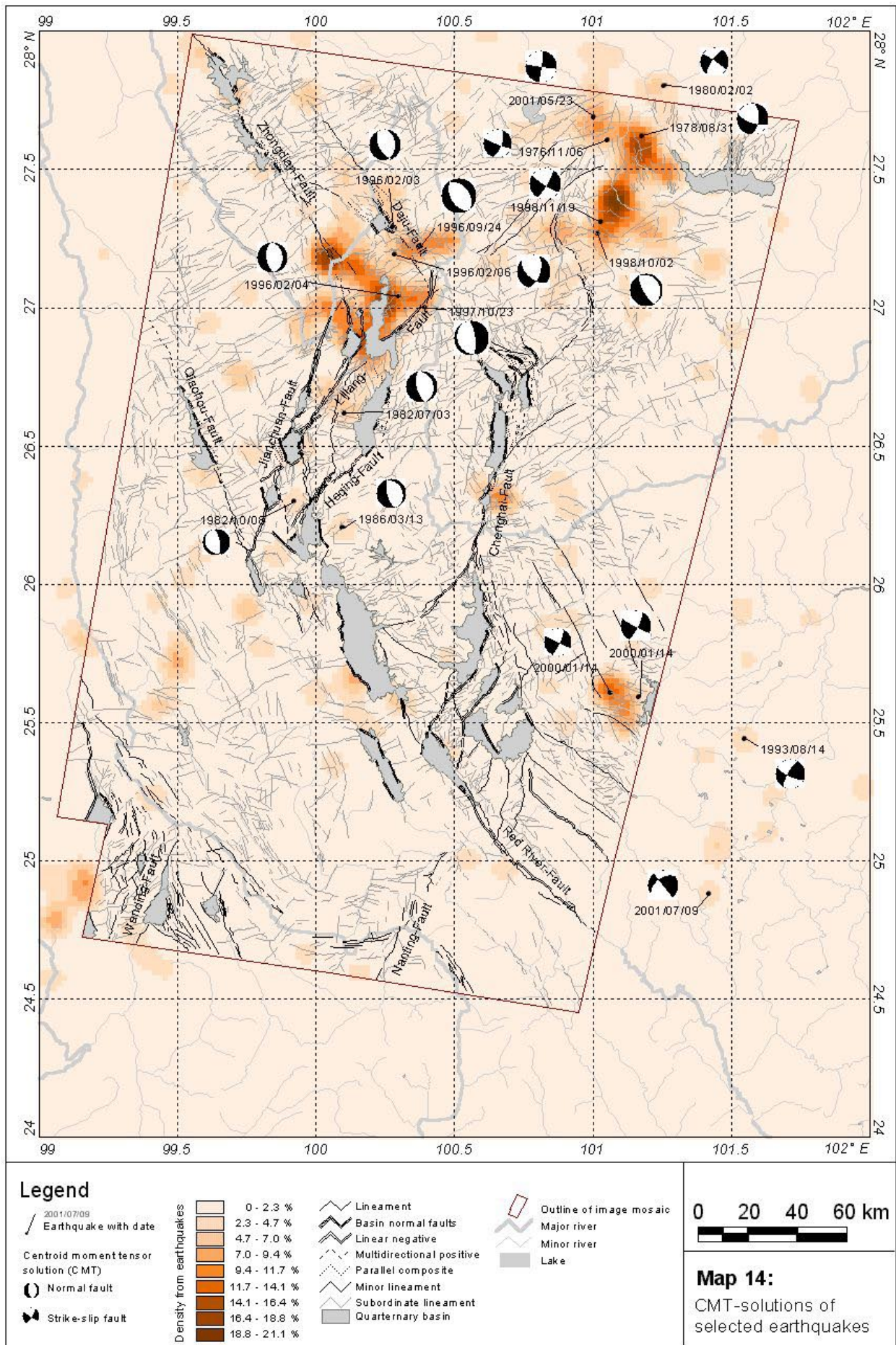


Abb. 25:
Modell einer Strike
slip-Störung mit
abschiebender Bewegung
und zugehörige
Herdflächenlösung.





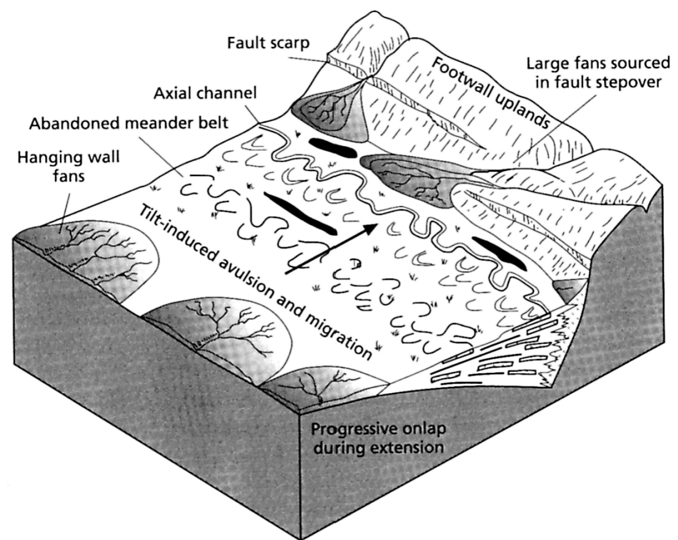


Abb. 26:
Blockmodell eines aktiven kontinentalen Halbgrabens mit den assoziierten sedimentologischen Strukturen einer längslateralen Entwässerung (aus Leeder, 1999).

4.4 Lithologische Karten

In diesem Kapitel werden die im Untersuchungsgebiet im Zeitraum vom Paläozän bis zum Holozän entstandenen Sedimente und Magmatite beschrieben und analysiert. Den in diesem GIS-Projekt erstellten geologischen Karten des Paläogen (Karte 15), des Neogen (Karte 16) und des Quartär (Karte 8) liegt die geologische Karte der Provinz Yunnan (YBGMR, 1990) zugrunde. Weitere Informationen, wie Mächtigkeitsangaben und geologische Profile entstammen dem YBGMR (1995) der sedimentären Fazies und Paläogeographie (YBGMR, 1995), aus Geländeuntersuchungen oder sind mündliche Mitteilungen der chinesischen Counterparts.

Die Auswertung der quartären und tertiären Sedimente ist ein hilfreiches Mittel bei der tektonischen Analyse des Arbeitsgebietes. Die in den sedimentären Profilen enthaltenen Diskordanzen geben Aufschluß über die zeitliche Einordnung tektonischer Bewegungen. Doch in den Profilen sind weitere, eher indirekte Angaben zur geotektonischen Entwicklung ablesbar. So lassen sich anhand petrographischer Parameter, z. B. Zu- und Abnahme der Maturität der Sedimente, abrupte Wechsel der Lithologie oder Mächtigkeitschwankungen, Aussagen über die tektonische Aktivität im Umland des Ablagerungsraumes treffen. Aus der räumlichen Verteilung der zeitgleichen Vorkommen, der Orientierung der Sedimentationsbecken und der Fazies lassen sich zusätzliche Schlüsse über die Lage der tektonisch aktiven bzw. inaktiven Zonen ziehen.

Die Lithologie der magmatische Gesteine, die im untersuchten Gebiet im Tertiär entstanden sind, geben Aufschluß über subkrustale Vorgänge. Anhand ihre Verbreitung und Ausdehnung lassen sich weitere Anhaltspunkte über tektonisch aktive Zonen und krustale Inhomogenitäten als Aufstiegswege zum Zeitpunkt der Intrusion gewinnen.

Karte der quartären Gesteine

Die quartären Sedimente sind die jüngsten geologischen Bildungen im Untersuchungsgebiet. Es handelt sich abgesehen von Süßwasserkalken und glazial verfestigten Moränen um Lockergesteine. Ihre Verbreitung ist im überwiegenden Maße an die kartierten jungen Störungsbecken gebunden. Außerhalb dieser Becken treten an den Hängen und entlang der Talböden der Flußtäler fluviatile und terrestrische Sedimente auf. Trotz des geringen Anteils dieser Sedimente an der Gesamtmenge der quartären Ablagerungen lassen sich an ihnen lateraler Bewegungen anhand von Flußversätzen und Abschiebungen an Abbruchkanten und Terrassenbildung ablesen. Beispiele dafür sind im einzelnen bei der Beschreibung der jeweiligen assoziierten Störung im Kapitel 4.2 zu finden.

Die größte Sedimentmenge wurde im Quartär jedoch in den jungen Becken akkumuliert. Ihre Gesamtmächtigkeit liegt zwischen 100 und 2000 m. Innerhalb der Becken treten sowohl fluviatile Flußsande, -silte und -tone, sowie Gerölle in den Schotterterrassen, als auch limnisch entstandene Feinablagerungen auf. Sie zeigen den Verlauf und die Verlagerung des rezenten Drainagesystems an und lassen so auf die Kippung des Beckenbodens und die Lage aktiver Störungen schließen. Besonders deutlich ist dies in den langgestreckten Gräben und Halbgräben (z. B. Weishan-Becken) mit axial entwässernden Flüssen erkennbar (Abb. 26). Dabei handelt es sich in den meisten Becken, falls der natürliche Lauf nicht anthropogen verändert wurde, um mäandrierende Flußsysteme. In den nördlicheren Becken, z. B. im Becken von Lijiang zeigen die verzweigten Flüsse, besser als „braided river“ charakterisiert, eine höhere Erosion und Transportenergie an. Anhand gehobener und erodierter Flußterrassen lassen sich rezente Horizontalbewegungen ablesen. Entlang der Becken-

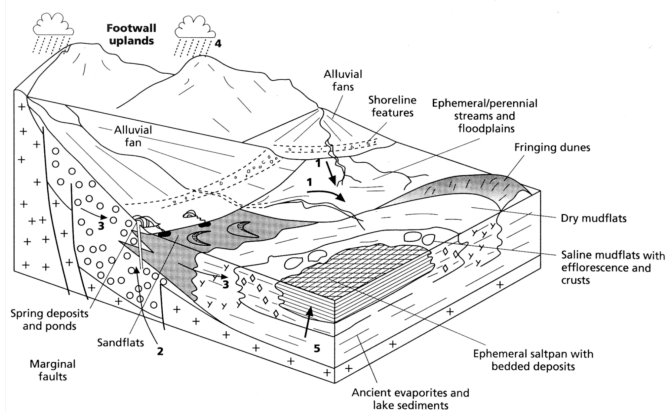


Abb. 27:
Blockmodell eines typischen Playa-Beckens mit assoziierten Ablagerungsräumen und Wasserquellen;
1: Oberflächlicher Zufluss, 2: Hydrothermales Zufluß, 3: Grundwasser, 4: Regenwasser, 5: Schichtwasser (aus Leeder, 1999).

ränder werden im Mündungsbereich der von den Hängen zufließenden Gewässer große Schutfächer aufgebaut. Sie sind das markanteste, auch auf dem Satellitenbild erkennbare, morphologische Kennzeichen für rezente tektonische Aktivität.

Zusätzlich zu all diesen sedimentären Bildungen stehen in den meisten Becken frühquartäre Glazial-sedimente des Pleistozäns an. Die aus Moränen, Fluß-sedimenten und äolischen Sanden bestehenden Abfolgen unterschiedlichsten Mächtigkeiten beweisen eine mindestens frühquartäre Anlage der Becken. Die in den meisten Becken beschriebenen Diskordanzen und Konglomeratlagen zwischen dem Holozän und Pleistozän (YBGMR, 1990) sind größtenteils durch den klimatischen Wechsel am Ende des Pleistozäns und der damit veränderten Entwässerungs- und Ablagerungsbedingungen zu erklären. Möglicherweise trat jedoch auch eine zeitgleiche Veränderung der tektonischen Situation auf. An der Basis des Pleistozäns ist die Diskordanz und das auftretende Konglomerat eindeutig mit einer Verlagerung der Sedimentationsbereiche verbunden und somit als tektonisch begründet anzusehen.

Bereits im Kapitel 4.2 wurden die quartären Ablagerungen der einzelnen Becken und die Analyse der damit auftretenden Strukturen beschrieben..

Karte der tertiären Gesteine

Layer Tertiäre Sedimente

In der englischsprachigen Literatur finden sich trotz des großen Interesses an der Geologie Yunnans nur sehr wenige Arbeiten über die tertiären Sedimente im Untersuchungsgebiet. Den zahlreichen Veröffentlichungen der chinesischen Geologen ist in einigen Fällen eine englische Zusammenfassung vorangestellt. Die meisten liegen jedoch lediglich in der Muttersprache ihrer Bearbeiter vor und sind zudem schwer erhältlich. Die daraus resultierenden relativ unsicheren Angaben über die exakte zeitliche Einordnung der Sedimentvorkommen

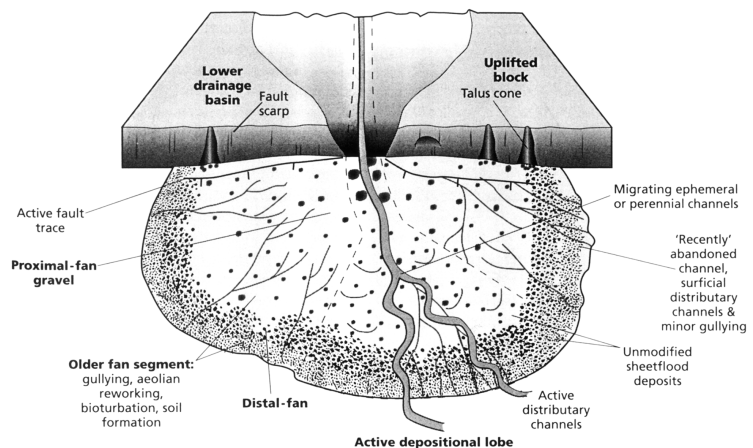
beeinträchtigen zwar die Interpretation, ermöglichen jedoch gleichwohl die Ableitung eines schlüssigen Bildes der Sedimentation im Tertiär.

Die Verbreitung der tertiären Sedimente wurde auf zwei getrennten Karten dargestellt. Die erste Karte (Karte 15) zeigt vorrangig paläozäne bis oligozäne Sedimente. Auf der zu Grunde liegenden geologischen Karte (Karte 4) nicht näher eingeordnete alttertiäre Sedimente wurden als Paläogen abgebildet. Die zweite Karte (Karte 16) gibt vordergründig die Verteilung miozäner bis pliozäner Sedimente wider. Die in den Quellen (YBGMR, 1990) nur als Jungtertiär bezeichneten Vorkommen wurden als Neogen dargestellt. Zusätzlich zeigt die Karte die Umrisse der paläogenen Sedimente, um einen direkten Vergleich der Sedimentationsräume zu ermöglichen.

Layer Paläogen

Bei der Betrachtung der paläogenen Sedimente muß zwischen den Gebieten östlich (Yangtze Plattform im engeren Sinne) und westlich (Ostteil des Sanjiang Fold Belts) der Red River-Ailao Shan-Zone unterschieden werden. Die direkte Korrelation der Profile ist nicht möglich, geschweige denn die Rekonstruktion eines zusammenhängenden Sedimentationsraumes, wie es Yano et al. (1994) in seinen Untersuchungen vorstellt. Grund für diese Einschränkung ist die von Leloup et al. (1995) nachgewiesene großräumige, linkslaterale Bewegung der Red River-Ailao Shan- Zone im Tertiär. Dies führte erst im obersten Paläogen zur benachbarten Lage beider Blöcke, wie sie heute vorliegt. Die Lage der beiden Gebiete zu Beginn der tertiären Sedimentation läßt sich anhand der jurassisch-kretazischen Sedimentbecken am einfachsten verdeutlichen. Das Chuxiong-Becken würde demnach in Nachbarschaft des Khorat-Beckens (heute Thailand) gelegen haben. Das Lanping-Becken befand sich neben den Dongba- und Markam-Becken in der Provinz Tibet.

Abb. 28:
Blockdiagramm eines stream-flow-dominierten Schuttfächers in direkter Nachbarschaft einer aktiven Abschiebung (aus: Leeder, 1999).



Chuxiong-Becken

Die paläogenen Sedimentation setzte im Chuxiong-Becken sogleich im Anschluß an die Oberkreide ein. Die Profile (YBGM, 1995) zeigen einen kontinuierlichen Übergang ohne Diskordanz oder Hiatus. Die paläozäne Sedimentabfolge umfaßt Ton- und Siltsteine mit eingeschalteten Mergel-, Kalk-, Gips, Glauberit- und Halitlinsen und ist zwischen 200 und 1400 m mächtig. Sie wurden nach YBGM (1990) im Zentrum des großräumigen intrakontinentalen Chuxiong-Beckens abgelagert, das bereits seit dem Jura existierte. In der Beckenmitte erstreckte sich ein Inlandsee, in dem randlich die Silt- und Tonsteine, sowie Mergel und Kalke sedimentiert wurden. In den zentralen Bereichen wurden die Evaporite ausgefällt. Diese erreichten im sogenannten Dayao-Salinbecken abbauwürdige Mächtigkeiten.

Die unter- und mitteozänen Ton-, Silt- und Sandsteine mit gelegentlichen Konglomerateinschaltungen lagern konkordant auf den paläogenen Sedimenten. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 200 und 2200 m. Die wachsende Anteil der klastischen Sedimente gegenüber der Evaporite im Profil zeigt nach YBGM (1995) einen Übergang vom hochkonzentrierten Inlandsee in einen See mit ausgedehnten Schuttflächen.

Das gesamte Sedimentationsbecken im Gebiet von Chuxiong hatte sich infolge von Krustenhebung schon seit der Kreide zunehmend verkleinert, so daß die Sedimentation am Ende des mittleren Eozän zum Erliegen kam.

Jianchuan

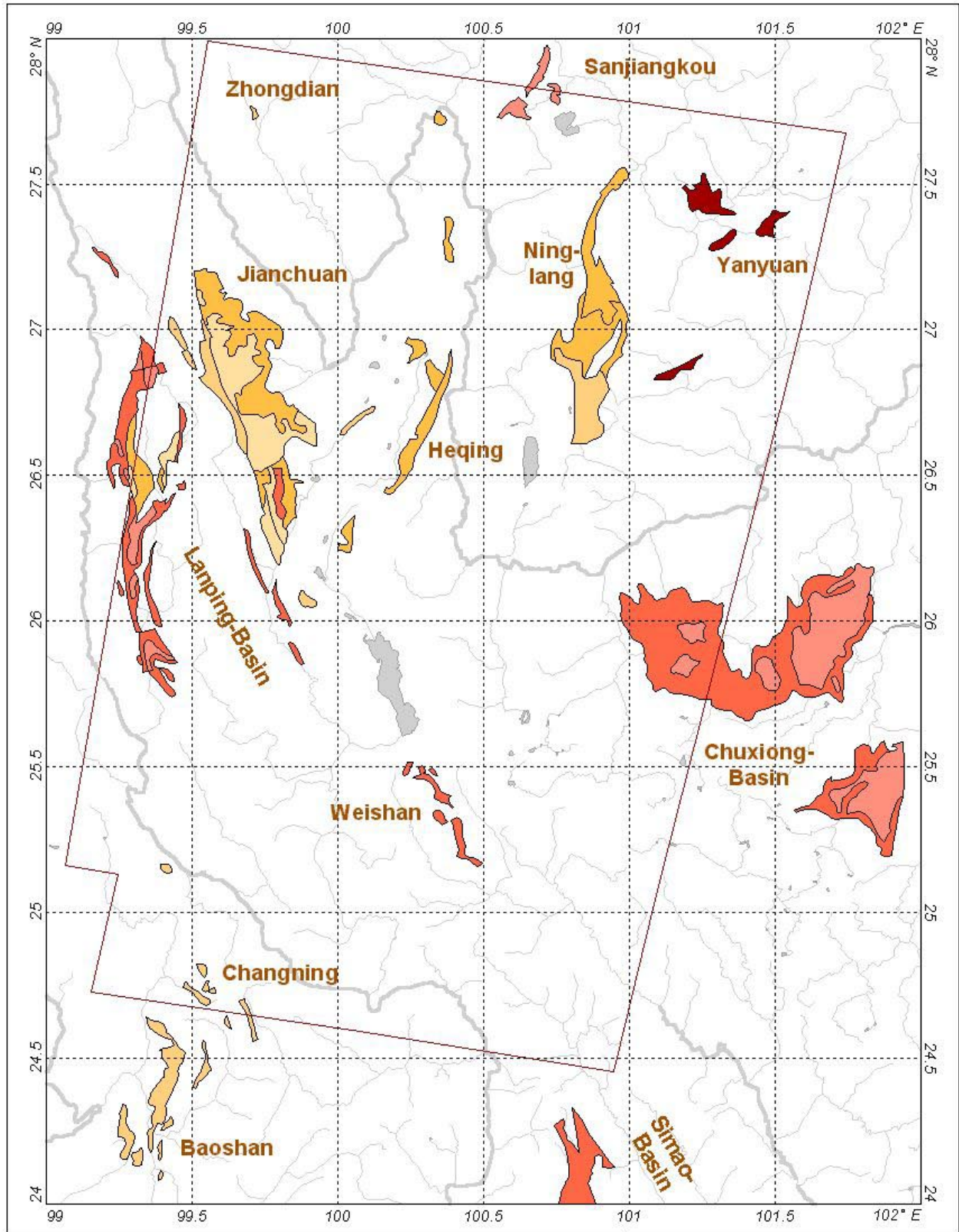
Im Gebiet westlich von Jianchuan stehen laut geologischer Karte (Karte 4) kleinere Vorkommen paläozäner und unter- bis mitteozäner Sedimente an. Sie lagern diskordant sowohl auf triassischen Karbonaten und Vulkaniten, als auch paläozoische Sedimenten und proterozoischen Metamorphiten auf. Die paläogenen Siltstein-, Tonstein- und Evaporitabfolgen mit Gips,

Halit und Sylvit sind ca. 1000 m mächtig und wurden in einem hochkonzentrierten Inlandsee sedimentiert. Die auflagernden Sand- und Siltsteine haben ein unter- bis mitteozänes Alter und sind ca. 600 m mächtig. Sie kamen nach (YBGM, 1990) in flachen, von Gezeiten beeinflussten Uferbereichen zur Ablagerung.

Auf den paläozänen bis mitteozänen Sedimenten lagern mit einer Diskordanz und einem Basiskonglomerat ausgedehnte Konglomerat- und Sandsteinlagen, die in das Beckenzentrum zunehmend in Silt- und Tonsteine und lokal in Mergel übergehen. Sie sind zwischen 300 und 1600 m mächtig und werden in den Zeitraum Obereozän-Unterozän eingestuft. Im Hangenden folgen bis 1000 m mächtige oberoligozäne Konglomerate und Sandsteine, die im oberen Bereich des Profils mit Ton-, Silt- und Sandsteinlagen in das Miozän überleiten. Laut Profil ist an ihrer Basis eine Diskordanz mit einem Konglomerat ausgebildet. Die gesamte eo-oligozäne Sedimentabfolge westlich von Jianchuan wurde in einem ausgedehnten, bis 100 km langen Becken auf Schotterflächen und Schuttflächen akkumuliert.

Heqing-Lijiang-Zhongdian

Im Gebiet Heqing-Lijiang-Zhongdian treten vereinzelte kleinere Vorkommen tertiärer Sedimente auf. Es handelt sich ausschließlich um obereozäne bis oligozäne Abfolgen, die diskordant auf älteren Gesteinen auflagern. Ihre Basis bilden Konglomerate oder Brekzien. Die Vorkommen östlich und nördlich von Lijiang sind zwischen 200 und 1600 m mächtig (YBGM, 1995). Sie zeigen eine starke, kleinräumige Faziesdifferenzierung in Bereiche schneller Sedimentakkumulation, wie Schotter- und Schuttflächen und ruhigere Seen und Stillwasserzonen mit Pflanzenbewuchs im Uferbereich (YBGM, 1990). Auffällig ist eine weitere Diskordanz mit Basalkonglomerat innerhalb der Abfolge, die be-



Legend

- Oligocene
- Eo-Oligocene
- Upper Eocene
- Lower-Middle Eocene
- Paleocene
- Paleogen

- Outline of image mosaic
- Major River
- Minor River
- Lake

0 20 40 60 km



Map 15:

Paleogene sediments

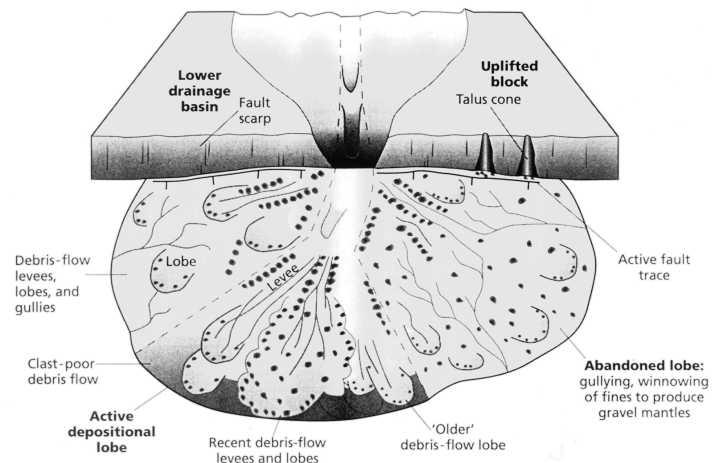


Abb. 29: Blockdiagramm eines debris-flow-dominierten, alluvialen Schuttfächers in direkter Nachbarschaft einer aktiven Abschiebung (aus: Leeder 1999).

reits aus dem Profil des Vorkommens westlich von Jianchuan beschrieben wurde und somit ebenfalls an die Basis des Oberoligozän eingestuft werden könnte. Das Hangende der eo-oligozänen Gesteine bilden diskordant auflagernde pliozäne Konglomerat- und Sandsteinschichten.

Die eo-oligozänen Sedimente südwestlich von Heqing setzten sich laut YBGMR (1990) aus groben Brekzien und Konglomeraten, sowie Sandsteinen zusammen, die bis zu 1000 m mächtig sind. Sie lagern mit einer Basisdiskordanz mitteltriassischer Karbonaten auf. Das Hangende der tertiären Abfolge bilden diskordant auflagernde neogene Sandsteine. Östlich des Beckens von Heqing wurden die eo-oligozänen Sedimente von triassischen Gesteinen überschoben.

Das Vorkommen bei Zhongdian ist nach YBGMR (1995) bis zu 1700 m mächtig. Es umfaßt eo-oligozäne Konglomerate und Sandsteine, die mit einer basalen Diskordanz triassischer Kalken auflagern. Im Hangenden der tertiären Sedimente stehen diskordant auflagernde pleistozäne Moränen an.

Ninglang

Im Gebiet um Ninglang setzt die tertiäre Sedimentation ähnlich wie im Raum Zhongdian-Lijiang-Heqing mit obereozänen Konglomeraten, Brekzien, Sand- und Siltsteinen ein, die diskordant auf triassischen Karbonaten auflagern. Die obereozäne bis oligozäne Abfolge ist bis zu 2000 m mächtig und wird nur von quartären Sedimenten überlagert.

Lanping-Becken

Das Lanping-Becken gehört ähnlich dem Chuxiong-Becken zu den großen jurassisch-kretazischen bis früh-tertiären Ablagerungsräumen. Die Sedimentation setzt sich kontinuierlich aus der Oberkreide in das Paläogen bis in das untere und teilweise bis in das mittlere Eozän

laut YBGMR (1990) ohne Diskordanzen fort. Die Sedimente wurden einem zunehmend in kleinere Becken, z.B. nordwestlich von Weixi, um Lanping, südöstlich von Qiaohou und zwischen Weishan und Midu abgelagert. Die Mächtigkeit der paläozänen bis mitteleozänen Abfolgen liegt laut YBGMR (1995) zwischen 900 und 1100 m. Im Paläozän wurden hauptsächlich Siltsteine, Tonsteine und Mergel mit Evaporiteinschlüssen (Gips, Halit und Sylvit) in abgeschlossenen Inlandseen sedimentiert. Im Unter- und Mitteleozän verstärkte sich der Anteil der klastischen Sedimente, so daß überwiegend Silt- und Sandsteine abgelagert wurden.

Im Gegensatz zum Chuxiong-Becken kam die Sedimentation im nördlichen Lanping-Becken zwischen Weixi und Lanping im mittleren Eozän nicht zum Erliegen. Im Hangenden der klastischen und evaporitischen Sedimente wurden bis zu 2200 m mächtige Konglomerat- und Sandsteinabfolgen geschüttet (YBGMR, 1990). An der Basis dieser obereozänen bis oligozänen Sedimente ist ein Basiskonglomerat mit Winkeldiskordanz ausgebildet. Im oberen Abschnitt des Profils tritt laut YBGMR (1990) in der allmählich von Sandsteinen dominierte Abfolge ein deutliches Konglomerat auf, das die Basis der oligozänen Sedimente bilden soll. Denkbar wäre auch eine Einstufung an die Basis des oberen Oligozän, wie es in Raum Jianchuan und möglicherweise auch im Gebiet von Lijiang auftritt. Im Hangenden der paläogenen Sedimente lagern diskordant miozäne Konglomerate, Sand- und Siltsteine auf.

Baoshan-Changning

Die tertiären Sedimente im Gebiet Baoshan-Changning lagern mit einer Diskordanz und einem Basalkonglomerat auf unterkretazischen Sandsteinen und triassischen Karbonaten auf. Es handelt sich um Konglomerat- und Sandsteinlagen aus ausgedehnten Alluvialflächen und großen Schuttfächern. Daneben tre-

Age	m	Rock type	Gastro- pod	Calc. Con- cretion	Bed- ding	Facies
Q						
N ₂ ³	11-36		6		≡	j
	40		6	6		e
	120		6			a-b j e
N ₂ ²	60		6			i
	90		6			j
N ₂ ¹	60		6		≡	j
	190		6			j i j
D _{1g}						

a=alluvial facies, b=pluvial facies, e=marsh facies, i=coastal lake facies, j= shallow lake facies

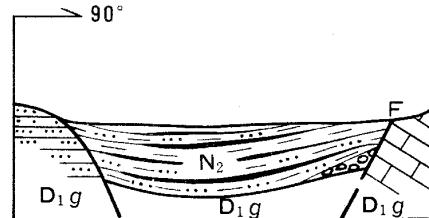


Abb. 30:
Lithologisches Profil und Profilschnitt des Neogenvorkommens im östlichen Jianchuan-Becken (aus YBGMR, 1995).

ten laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) Wechselagerungen aus Ton-, Silt- und Sandsteinen mit gelegentlicher Karbonatführung auf, die typisch für ruhigere, lakustrine Bereiche sind. Die durchschnittliche Mächtigkeit der Sedimente beträgt 700 bis 1800 m. Die zeitliche Einstufung der gesamten paläogenen Sedimente im Raum Baoshan-Changning unterscheidet sich stark zwischen den einzelnen Quellen. Nach der Lithostratigraphischen Tabelle von Yunnan (YBGMR, 1996) handelt es sich um paläozäne Sedimente. Laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) wurden die Gesteine ins Eo-/Oligozän eingestuft. Der Vergleich mit den übrigen paläogenen Vorkommen im Arbeitsgebiet läßt vermuten, daß es sich eher um Äquivalente der eo-oligozänen, klastisch dominierten Abfolgen handelt.

Zusammenfassung

Die Auswertung der paläogenen Profile und Vorkommen ergab unter Beachtung der getrennten Entwicklung der Regionen beiderseits der Red River-Störung das Auftreten mehrerer Diskordanzen im gesamten Arbeitsgebiet. Eine Winkeldiskordanz und ein assoziiertes Basalkonglomerat an der Basis des Paläozäns sind nicht sicher belegt. In den Arbeiten von Yano et al. (1994, 1997) wird es beschrieben. YBGMR (1990) und YBGMR (1995) geben jedoch einen kontinuierlichen Übergang der oberkretazischen in die unterpaläozänen Sedimente beiderseits der Red River-Störung an. Die Diskordanz zwischen dem mittleren und oberen Eo-

zän läßt sich im gesamten Arbeitsgebiet nachweisen. Sie geht einher mit einer Winkeldiskordanz, einem markanten Basalkonglomerat, einer Deformation der im Liegenden anstehenden Gesteine und einem deutlichen Wechsel in Beckenfazies und -lage. Diese Diskordanz zeigt die Hauptdeformation im Arbeitsgebiet im Zusammenhang mit der Indien-Asien-Kollision an. Sie wird von Luo et al. (2000) in die erste Episode der himalayischen Orogenese eingeordnet. An der Basis des oberen Oligozäns tritt möglicherweise eine weitere Diskordanz auf. Sie ist nur in den älteren Profilen von Weixi und Madeng im Lanping-Block beschrieben (freundl. mündl. Mittlg. Dr. Liu) und ist demnach als weniger prägnant bzw. nicht gesichert zu betrachten. Im Gegensatz dazu ist die Diskordanz zwischen dem Paläogen und dem Neogen als deutliche geologische Grenze anzusprechen, die mit einer Verlagerung der Ablagerungsräume, der sanften Deformation der liegenden Gesteine, der Änderung der Fazies und häufig mit einer Schichtlücke assoziiert ist.

Die paläozänen bis mitteleozänen Sedimente unterhalb der erwähnten Hauptdiskordanz wurden in den bestehenden jurassisch-kretazischen Sedimentbecken beiderseits der Red River-Störung (Chuxiong-Becken und Lanping-Becken) abgelagert. Dieser Prozeß war jedoch mit einer zunehmenden Beckenverengung und einer stärkeren Gliederung des Ablagerungsraumes verbunden. Yano et al. (1994) gehen sogar von mehreren störungsgebundenen Becken innerhalb dieses Bereiches

aus (Abb. 4) und erklären deren Öffnung durch die beginnende tektonische Aktivität im Zusammenhang mit der Indien-Asien-Kollision. Sie sind demzufolge als „retroarc (foreland)-Becken“ nach Miall (1996) zu bezeichnen. In diesen Becken wurden im Paläozän typische Playa-Sedimente bestehend aus feinklastischen Gesteinen, Karbonaten und Evaporiten mit Mächtigkeiten von bis zu 1500 m unter ariden bis semiariden klimatischen Bedingungen akkumuliert. Das Blockbild in Abb. 27 zeigt die Ablagerungsräume der verschiedenen Sedimente und das Auftreten von Wässern in einem solchen Becken. Im Unter- und Mitteleozän kamen zunehmend klastische Sedimente unter gleichzeitigem Rückgang der Evaporite zur Ablagerung. Im Chuxiong-Becken lagerten sich diese 200 bis 2220 m-mächtigen Sand-, Silt- und Tonsteine, sowie eingeschaltete Konglomeratlagen nach YBGMR (1995) in fluviatilen und lakustrinen Faziesräumen eines intrakontinentalen Beckens ab. Im Lanping-Becken wurden die 500 bis 2000 m mächtigen Sand-, Silt- und Tonsteine nach YBGMR (1995) in küstennahen, gezeitenbeeinflussten Flachwasserzonen und Marschflächen sedimentiert, die aus heutiger Südostrichtung bewässert wurden.

Die obereozänen bis oligozänen Sedimente, die oberhalb der bedeutenden Diskordanz abgelagert wurden, zeigen eine massive Zunahme der Korngröße mit gleichzeitiger Abnahme der Sortierung und Reife der Komponenten. Die Konglomerate, Brekzien und Sandsteine mit eingeschalteten Silt- und Tonsteinen deuten eine extreme Versteilung der Morphologie, sowie eine deutliche Erhöhung der Erosion und der Transportleistung an. Ausgehend von der basalen Diskordanz und der Deformation der liegenden Gesteine müssen sie als intrakontinentale Molassesedimente interpretiert werden. Sie wurden in störungsgebundenen Becken, die zu den prädiskordanten Becken deutlich verlagert waren, in relativ kurzer Zeit akkumuliert. Es kann sich dabei um Becken vor einer Überschiebungsfront und Pull-apart-Becken an einer Strike-slip-Störung handeln. Sie werden allgemein als transpressionale „foreland-type-Becken“ nach der Klassifizierung von Miall (1996) eingestuft. Die groben Sedimente wurden von den übersteilten, tektonisch aktiven Rändern als Schuttfächer in die Bek-

ken geschüttet. Die ausgedehnten Konglomeratvorkommen bei Jianchuan lassen vermuten, daß am Rand dieses Beckens mehrere benachbarte Schuttfächer, als sogenannte „bajada“ (Leeder, 1999) bezeichnet, entlang einer Überschiebungsfront vorhanden waren. Anhand der transportierten Sedimentfracht lassen sich im Untersuchungsgebiet „debris-flow“-dominierte und „stream-flow“-dominierte Schuttfächer unterscheiden (Leeder, 1999). In ersterem wurden relativ kantige und wenig sortierte Klasten, wie sie in den Profilen von Heqing und Lijiang zu beobachten sind, in großen Suspensionsströmen nach Regenperioden in die Becken transportiert (Abb. 28). In zweiterem wurden die Klasten durch ständig oder saisonal vorhandene Flüsse sortiert, gerundet und transportiert (Abb. 29). Dies läßt sich anhand der Abfolgen in den übrigen Vorkommen ablesen. Das Nebeneinander der unterschiedlichen Transportprozesse unter gleichen klimatischen Bedingungen könnte in den unterschiedlichen Umgebungsgesteinen begründet sein. Nur im Gebiet von Lijiang/Heqing stehen mächtige triassische Karbonate an, in denen normale Mengen von Oberflächenwasser relativ schnell in Karstlöchern versickern. Heftige Regenfälle könnten jedoch gelegentlich als Sturzbäche die Lockergesteinsmassen erreicht haben und diese in Form von Schlammströmen ins Becken transportiert haben. In den Becken wurden die Sedimente von „braided-river“-Flußsystemen zu großen Schotterflächen angehäuft. In ruhigeren Beckenbereichen an den passiven Beckenrändern kamen Sand- und Siltsteine zur Ablagerung. Die durchschnittliche Mächtigkeit der obereozänen bis oligozänen Sedimente beträgt 800 m. Die Spannbreite der Profilmächtigkeiten schwankt zwischen 100 und 2200 m (YBGMR, 1995). Die Sedimente wurden beiderseits der Red River-Störung abgelagert. Die Beckenlängsachsen sind annähernd in N-S-Richtung orientiert. Auffällig ist die Verringerung der durchschnittlichen Korngröße in östliche Richtung. Dies spricht für eine Haupttransportrichtung dieser Sedimente in den heutigen Osten und eine Deformation aus Westen. Im oberen Oligozän wurden infolge des Abflauens der Erosion zunehmend Sand- und Siltsteine abgelagert. Eingeschaltete Konglomeratlagen an der Basis des oberen Oligozäns (freundl. mündl. Mittlg. Dr. Liu) wurden,

wie bereits erwähnt, als eine weitere, jedoch nicht eindeutig belegte Diskordanz angesprochen. Sie könnte mit der veränderten tektonischen Situation im Miozän im Zusammenhang stehen.

Layer Neogen

Die neogenen Sedimente wurden im Gegensatz zu den paläogenen Ablagerungen unter deutlich humideren klimatischen Bedingungen und in einer Vielzahl kleinerer, störungsgebundener Becken gebildet. Dabei kamen fein- bis grobklastische Sedimente, teilweise Karbonate und in verstärktem Maße Pflanzenreste als Ausgangsmaterial der heute vorliegenden Kohlen zur Ablagerung. Innerhalb der Becken traten neben fluviatilen und lakustrinen Faziesbereichen auch randliche Zonen mit Hangschuttmassen auf.

Die miozänen Sedimente lagern diskordant, häufig mit Schichtlücke, auf den paläogenen oder älteren Gesteinen auf. Sie wurden in deutlich kleineren, aber zahlreicheren Becken abgelagert. Der Beginn der Sedimentation unterscheidet sich stark zwischen den einzelnen Becken und zieht sich über die gesamte Zeitspanne des Miozäns (YBGMR, 1995) hin. Die Becken wurden nur bei Jianchuan im Bereich bestehender eo-oligozäner Becken geöffnet. Auffällig ist jedoch die Nähe einiger Vorkommen zu jungen, teilweise rezent aktiven Störungen. Die Vorkommen von Midu Yonghua und Weixi reihen sich perlschnurartig an der Red River-Störung bzw. ihrer nördlichen Fortsetzung auf. Die Mächtigkeit des Vorkommens bei Weixi wird mit ca. 700 m angegeben (freundl. mündl. Mitt. Dr. Liu). Das Alter beider Vorkommen wird nach YBGMR (1995) als untermiozän eingestuft. Das Vorkommen bei Jianchuan Shuanghe liegt direkt an der heutigen Jianchuan-Störung und im Bereich des quartären Jianchuan-Beckens (Abb. 30). Die untermiozänen Sedimente bei Yongping Yangjie sind laut YBGMR (1995) zwischen 100 und 200 m mächtig. Weitere mittelmiozäne Vorkommen im Lijiang-Zhongdian-Gebiet werden zufolge der gleichen Quelle mit 200 bis 400 m Mächtigkeit angegeben. Es findet sich jedoch kein Anhaltspunkt über die genaue Lage der Vorkommen.

Die Ablagerung der pliozänen Sedimente setzte nach YBGMR (1995) erst zu Beginn des oberen Pliozäns zeitgleich in allen Becken mit einem Basiskonglomerat

und einem Hiatus von mindestens zwei Millionen Jahren ein. Die Sedimente wurden einerseits nahe den bereits vorhandenen miozänen Gesteine abgelagert. Andererseits öffneten sich zahlreiche weitere Becken, die noch auffälliger im Bereich junger Störungen lagen. Daraus resultiert auch ihre Nähe zu den quartären Vorkommen, die später in Becken an eben genau diesen Störungen gebildet wurden.

Die Vorkommen im Gebiet Baoshan-Changning (Baoshan-Luozhai, Baoshan-Yangyi, Changning Kejie und Changning Wandian) befinden sich direkt an der Wanding-Störung und untergeordneten Blattverschiebungen. Die Mächtigkeiten der Abfolgen betragen nach YBGMR (1995) 100 bis 500 m.

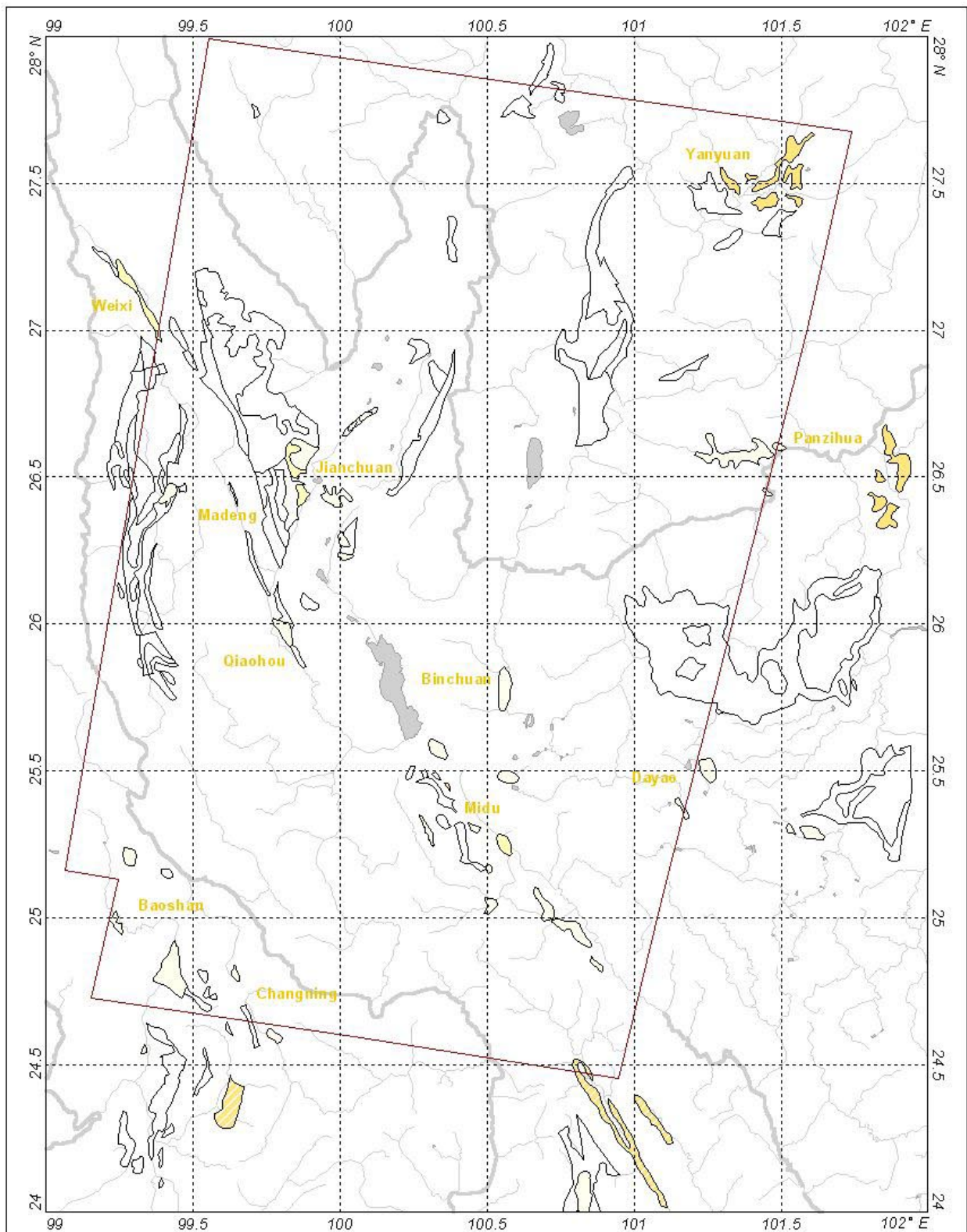
Die Sedimente im Lanping-Block treten abgesehen vom Vorkommen bei Lanping Fudong ausschließlich entlang der Red River-Störung auf. Die Mächtigkeiten der Sedimente bei Lanping und Weixi Xiaomachang liegen bei 1000 bzw. 200 m mächtig. Im südlicher gelegenen Dreieck Weishan-Midu-Nantian erreichen die Abfolgen Mächtigkeiten von bis zu 900 m.

An der Zhongdian-Störung stehen pliozäne Ablagerungen bei Zhongdian-Nixi an. Im Gebiet zwischen Jianchuan und Eryuan finden sich pliozäne Gesteine an der Jianchuan- und der Heqing-Störung. Sie sind zwischen 160 und 1000 m dick. In Abb. 30 sind das pliozäne Profil des Jianchuan-Beckens mit zahlreichen Kohlelagen, sowie der Beckenquerschnitt angegeben. Ebenso sind an der Chenghai-Störung und an von ihr abzweigenden Blattverschiebungen Pliozänvorkommen bei Binchuan, Dali und Jiangyun mit Mächtigkeiten 60 bis 350 m aufgeschlossen.

Die Vorkommen zwischen Chuxiong und Yuanmou an der östlichen Grenze des Arbeitsgebietes sind zwischen 30 und 300 m mächtig. Über die Abfolgen bei Huaping und SW-Sichuan liegen keine genauen Angaben über die Profile und Alterseinstufungen vor.

Zusammenfassung

Die Auswertung der jungtertiären Sedimente zeigt eine auffallende Verlagerung der neogenen gegenüber den paläogenen Ablagerungszonen. Die neogenen Sedimente wurden in einer Vielzahl kleinerer Becken akkumuliert, die häufig im Bereich junger, z. T. rezent noch aktiver Störungen, als Pull-apart- oder modifizier-



Legend

- | | |
|--|---|
|  Pliocene |  Outline of image mosaic |
|  Miocene |  Major river |
|  Miocene-Pliocene |  Minor river |
|  Neogene undifferentiated |  Lake |
|  Paleogene | |

0 20 40 60 km



Map 16:

Neogene sediments

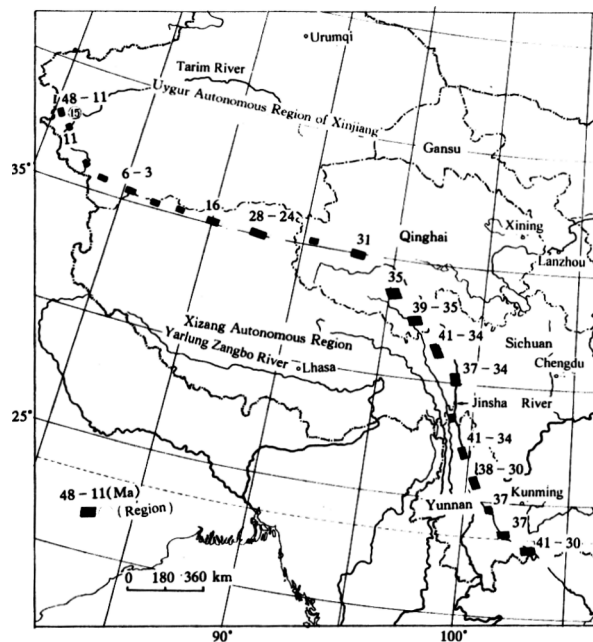


Abb. 31: Auftreten und Isotopenalter alkali-reicher Intrusionen und assoziierter Gesteine in Yunnan und Tibet (aus: Zhang & Xie, 1997, verändert).

te Pull-apart-Becken geöffnet wurden. Sie liegen diskordant auf den paläogenen und älteren Gesteinen auf. Der unterschiedliche Beginn der miozänen Sedimentation spricht für die allmähliche Öffnung der frühneogenen Becken. Die pliozänen Sedimente wurden jedoch im Gegensatz dazu gleichzeitig und in allen Vorkommen von der Basis des oberen Pliozäns an abgelagert. Diese Becken entstanden demnach alle in einem relativ kurzen Zeitraum. Die Mächtigkeiten der einzelnen Vorkommen schwanken stark zwischen den jeweiligen Becken. Sie liegen zwischen 30 und 2000 m (YBGMR, 1995).

In den Profilen ist ein Rückgang der grobklastischen Sedimente gegenüber den eo-oligozänen Abfolgen erkennbar. Konglomerate und Brekzien treten nur noch als gelegentliche Lagen und Linsen und nicht mehr als m-mächtige Pakete in den Sandstein- bis Tonsteinabfolgen auf. Dafür sind häufig bis zu 100 m dicke Kohlagen und Kohle-Tonsteinwechsellagerungen eingeschaltet. Die Sedimente wurden demnach unter deutlich humideren klimatischen Bedingungen abgelagert. In den Becken entwickelten sich die Sumpf- und Seebereich mit dichter Vegetation neben den Schuttfächern und den Flußbetten zu den Ablagerungsbereichen mit den höchsten Sedimentationsraten. Die Becken waren demzufolge in störungsnahen Randzonen mit Schuttfächern, Hangschuttmassen und ruhigeren Flachwassergebieten, in denen feinere Sedimente zur Ablagerung kamen, gegliedert.

Layer Tertiäre Magmatite

Im Arbeitsgebiet sind zahlreiche Intrusionskörper aufgeschlossen, die nach Altersdatierungen in den vergangenen Jahren zufolge ins Tertiär eingestuft wurden. Die anstehenden, in der Literatur (Zhang & Xie 1997,

Deng et al. 1998, Peng et al. 1998, Wang et al. 2000) häufig als „alkalireiche Porphyries“ bezeichneten Gesteine, umfassen nach YBGMR (1990) hauptsächlich alkaline und subalkaline Magmatite mit intermediärer bis saurer Zusammensetzung, die in geringe Tiefen intrudierten bzw. teilweise extrudierten. Das Spektrum reicht von Monzoniten und Syeniten über Granit-, Monzonit-, Diorit- und Syenitporphyre bis zu Latiten und Trachyten. Daneben kommen in der Literatur eine Vielzahl weiterer petrologischen Bezeichnungen, wie z. B. Trachytporphyry, Hornblende-Syenit-Porphyry, Biotit-Monzonitporphyry oder Biotitgranoporphyry vor, deren eindeutige Zuordnung durch eine fehlende genaue Definition alkaliner Porphyries erschwert wird. Neben den genannten Gesteinen wurden von den bereits erwähnten Bearbeitern basische Körper, meistens Lamprophyre, beschrieben. Der Durchmesser der oberflächlich aufgeschlossenen Intrusionen liegt zwischen 1 und 14 km mit einem Maximum bei 4 bis 5 km, wobei ein möglicher größerer Durchmesser des jeweiligen Körpers sowohl unterirdisch noch verborgen sein kann, als auch bereits oberirdisch schon erodiert wurde.

In Tabelle 5 sind die Ergebnisse der zahlreichen K/Ar-Isotopendatierungen an den Magmatiten, dargestellt, außerdem werden die Bearbeiter genannt. Der Intrusionszeitraum umfaßt eine Spanne von der Grenze Paläogen/Eozän bis ins unterste Miozän (52 bis 23 Mio a). Das Maximum der Alter liegt im oberen Eozän und im unteren Oligozän (38 – 28 Mio a). Die magmatische Phase im Zusammenhang mit der Indien-Asien-Kollision setzte auf Grundlage der Altersdatierungen schon vor der Kontinent-Kontinent-Kollision ein. Diese wird in der westlichen Himalayaregion mit rund 45 Ma und im Untersuchungsgebiet 39 bis 37 Ma anhand der Hauptdiskordanz angegeben. In der Tabelle wur-

Mineralisation	Vorkommen	Gesteinsart	Mineral (GG = Gesamtgestein)	Paläogen				Daten-Quelle
				Paläozän E ₁	Eozän E ₂	Oligozän E ₃	Neogen	
✕	Machangqing, Midu	Monz.-Granoporphyr	Biotit	35,1 ± 0,5				A
	Machangqing, Midu	Granitporphyr	GG	42,5 ± 2,0				C
	Machangqing, Midu	Granitporphyr	Biotit	52,3 ± 1,1				C
	Machangqing, Midu	Lamprophyr	Biotit	45,7				C
	Southern Midu	Shoshonit	GG	37,3 ± 0,5				A
	Houshancun, Midu	Nepheleintephrit	GG	30,4 ± 0,5				A
	Xiaoguancun, Xiangyun	Latit	GG	32,4 ± 0,5				A
	Xiaoguancun, Xiangyun	Lamprophyr	Biotit	35,9 ± 0,5				A
	Qigushan, Dali	Nepheleintephrit	GG	34,0 ± 0,5				A
	91#, Dali	Alkali-Lamprophyr	Phlogopit	36,2 ± 0,5				A
	121#, Dali	Alkali-Lamprophyr	Phlogopit	35,6 ± 0,5				A
	Wozhong, Binchuan	Shonkinit	GG	32,9 ± 0,5				A
	Tuanshan, Binchuan	Monzoporphy	GG	37,4 ± 0,4				B
	Wenhuaacun, Yao an	Trachyporphyr	Biotit	33,5 ± 1,0				A
	✕	Beiya, Heqing	Syenitporphyr	Feldspat	27,3 ± 0,5			
Beiya, Heqing		Syenitporphyr	GG	32,3 ± 0,5				B
Liuhe, Heqing		Syenitporphyr	GG	33,9 ± 0,8				B
Hongnitang, Heqing		Syenitporphyr	GG	47,8 ± 1,0				D
Wandongshan, Heqing		Syenitporphyr	GG	36,0 ± 1,4				D
North Jianchuan		Trachyporphyr	GG	26,5 ± 0,3				B
Laojunshan, Jianchuan		Syenitporphyr	Feldspat	28,2 ± 0,4				A
Diannan, Jianchuan		Trachyt	Biotit	36,7 ± 0,6				A
Shuijinsan, Jianchuan		Syenitporphyr	GG	31,3 ± 0,4				B
Yushaokuai, Jianchuan		Syenitporphyr	GG	23,4 ± 0,4				B
Malushan, Jianchuan		Syenitporphyr	GG	36,1 ± 0,4				B
Xiangduo, Lijiang		Syenitporphyr	Biotit	36,2 ± 0,8				A
Xiaoqiatao, Lijiang		Diopsidsyenit	Biotit	33,0 ± 0,7				A
Dahuoshan, Ninglang		Monzoporphy	GG	37,6 ± 0,3				B
✕		Zhuopan, Yongping	Diopsidsyenit	Biotit	38,0 ± 0,6			
	Lianhuashan, Weishan	Quarzmonzonit	GG	48,0				E
	Xifanping, Yanyuan	Monzonitporphyr	Hornbl.	47,0				D
	Xifanping, Yanyuan	Porphyry	Hornbl.	33,0				D
	Xifanping, Yanyuan	Monzonitporphyr	Biotit	34,6				D
	Xifanping, Yanyuan	Monzonitporphyry	GG	51,9				D
	Yulong, Changdu	Monzogranitporph.	?	52, 40, 28				F
	Yulong porphyry belt	verschiedene Körper	?					G

1 2 3 4 5

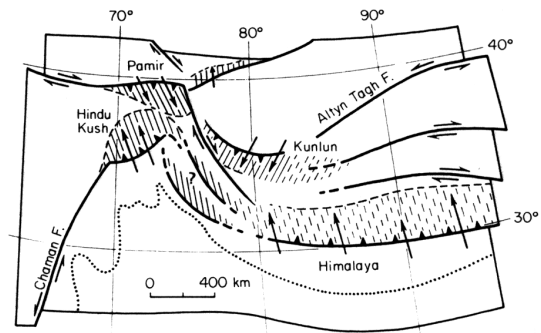
früh mittel spät

Tab. 5:

K-Ar-Alter alkalireicher Intrusiva und vergesellschafteter Gesteine im Ailaoshan-Jinshajiang-Belt innerhalb des Arbeitsgebietes (nach A: Zhang & Xie, 1997, B: Deng et al. 1998, C: Peng et al. 1998, D: Wang et al. 2000, E: Zhang, mündl. Mittlg.).

Abb. 32:

Räumlicher Zusammenhang zwischen kontinentaler Subduktion und Strike-slip-Störungen in Tibet und nördlich angrenzenden Gebieten (gestreift: seismisch aktiv, gestrichelt: seismisch ruhig); Pfeile zeigen den Bewegungssinn (aus Mattauer, 1986).



den neben den Altersdaten der magmatischen Gesteine des Untersuchungsgebietes noch Angaben zu den Intrusionen im nördlich anschließenden „Yulong Porphyry-Belt“ aufgenommen, der als Fortsetzung des magmatischen Gürtels des Arbeitsgebietes anzusehen ist. Auf Grundlage der Altersdaten jener Gesteine erfolgte von Gu et al. (2001) eine Einteilung der magmatischen Periode in eine frühe, mittlere und späte Phase. Diese Einteilung läßt sich auf das Arbeitsgebiet übertragen. Es ist somit von einer Früh- (präkollisionalen), Haupt- (synkollisionalen) und Spät- (postkollisionalen) Phase auszugehen.

Im Untersuchungsgebiet lassen sich einige Zonen mit auffällig vielen magmatischen Körpern abgrenzen. Dabei ist ein direkter Vergleich der Gebiete östlich und westlich der Red River-Störung schwierig, da diese aufgrund der Aktivität und der damit verbundenen Verschiebung entlang der Störung zum Zeitpunkt der Magmenintrusion eine entferntere Lage eingenommen haben müssen (vgl. Kapitel „Tertiäre Sedimente“). Östlich der Red River-Störung sind laut Geol. Karte (YBGMR, 1990) Intrusionen gehäuft aufgeschlossen bei Jianchuan, Beiya-Heqing, Dali-Binchuan, Dayao, Zhongdian, Ninglang und Yanyuan. Die meisten magmatischen Gesteine wurden im Gebiet westlich von Jianchuan, zwischen der Jianchuan- und der Qiaohou-Störung nachgewiesen. Die sauren bis intermediären, alkali-reichen Porphyry und Plutone intrudierten in Form von Stöcken, Gängen oder Dikes in die mächtigen paläogenen Siltsteine der Shuanghe-Formation (Paläozän-Eozän), in die neogenen Sedimentabfolgen und in Metamorphite der präkambrischen Shigu-Formation. Nach Zhang & Xie (1997) und Deng et al. (1998) handelt es sich dabei um Syenit- und Trachyporphyre, Trachyte und Basalte. Im Gebiet von Beiya-Heqing sind nach Zhang & Xie (1997), Deng et al. (1998) und Zhang et al. (2000) ca. 10 alkali-reiche Porphyry, meist Syenitporphyry und ein Picrobasalt in einem Störungsbecken in triassischen Kalksteinen aufgeschlossen. Die Autoren beschreiben aus der Gegend von Dali-Binchuan (Dayingjie-Gebiet) östlich des Erhai-Sees u. a. Granoporphyry, Monzonitporphyry, Alkali-

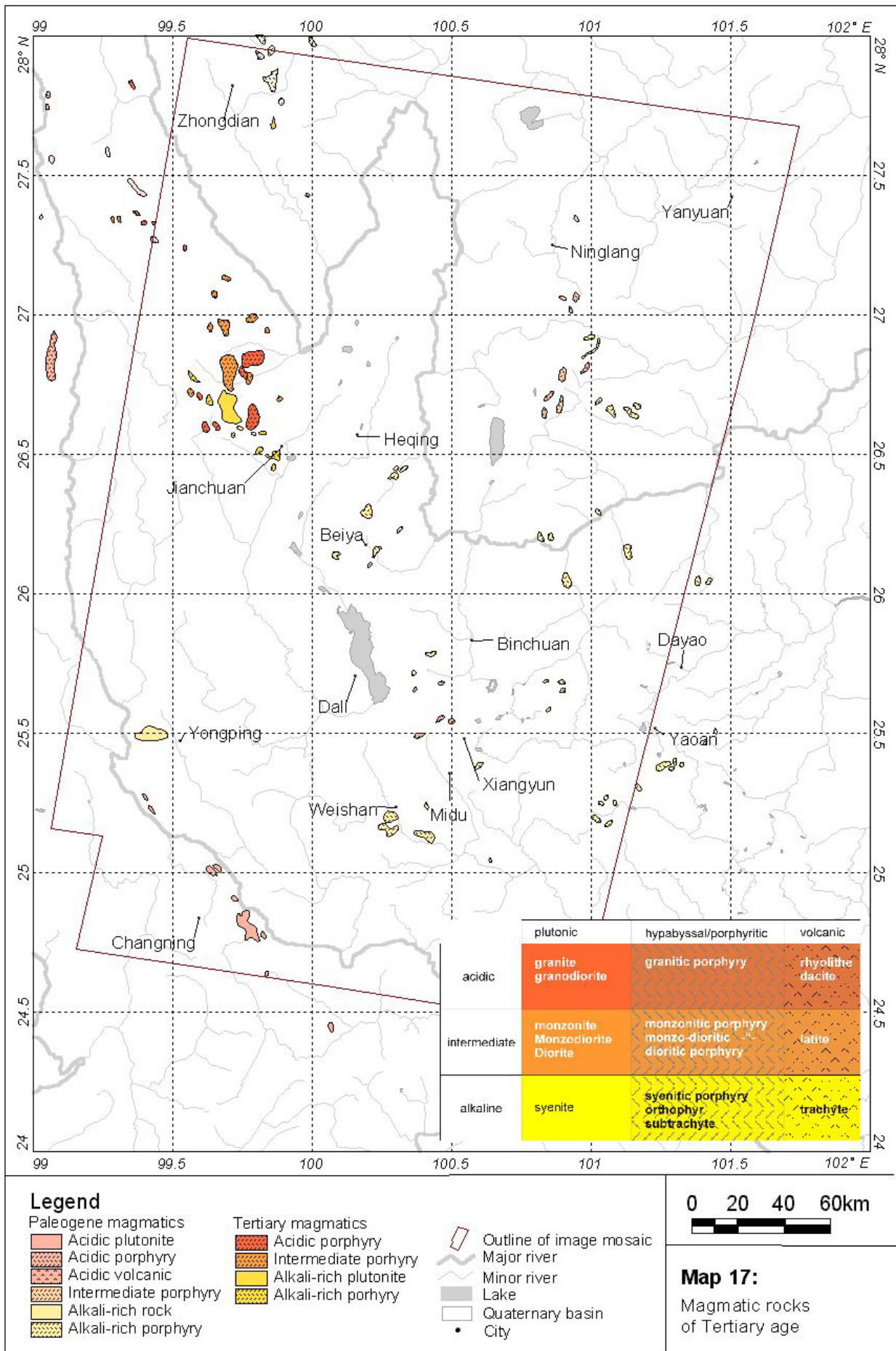
Lamprophyre und Shonkinite. Daneben stehen einige eruptive Brekzienpipes aus Pyrop-führenden Minnetten an. Ein typischer alkali-reicher Porphyry, sowie ein kleiner Olivinbasalt sind östlich dieser Gruppe bei Tuanshan aufgeschlossen. Im südlich von Dali gelegenen Midu-Xiangyun-Gebiet treten nach Deng et al. (1998) und Peng et al. (1998) saure und intermediäre Porphyry, wie z.B. Monzonit-Granoporphyry, Granitporphyry, Quarzmonzonite, sowie Lamprophyre und Syenite in paläozoischen Gesteinsabfolgen auf.

Östlich der Chenghai-Störung stehen in den mächtigen jurassisch-kretazischen Sedimenten des Chuxiong-Beckens laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) zahlreiche Syenite an, die sich von Yao'an halbkreisförmig zum Jinsha Jiang im Norden ziehen. Sie umschließen ein Gebiet, in dem paläozäne und untereozäne Sedimente abgelagert wurden.

Die laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) südlich von Ninglang an der Grenze zwischen Yunnan und Sichuan in sinischen und paläozoischen Schiefer, Phylliten und Klasisiten, sowie eo-oligozänen Sedimenten aufgeschlossenen Porphyry werden von Deng et al. (1998) als Monzonitporphyry eingeordnet und führen nach Xu & Zhang (1995) Kupfer- und Kupfer-Molybdänmineralisationen.

Im Gebiet zwischen Zhongdian und Xiangcheng treten am nördlichsten Rand des Arbeitsgebietes Intrusionen in triassischen Sediment- und Vulkanitabfolgen auf. Laut geologischer Karte (YBGMR, 1990) haben sie spätesozoisches Alter. Eine jüngere Entstehung der Gesteine ist durchaus anzunehmen, da bereits einzelne Intrusionskörper nach neueren Arbeiten als Tertiär eingestuft wurden (freundl. mündl. Mittlg. Prof. Zhang).

Xu et al. (1997) und Xiao et al. (1998) beschreiben einen mineralisierten Quarz-Monzonitporphyry bei Mofancun/Xifanping im Bezirk Yanyuan (Sichuan), dessen genaue Lage aus den Arbeiten und geol. Karten nicht ersichtlich wird. Es ist zu vermuten, daß in diesem Gebiet weitere, möglicherweise kleine Intrusionskörper anstehen.



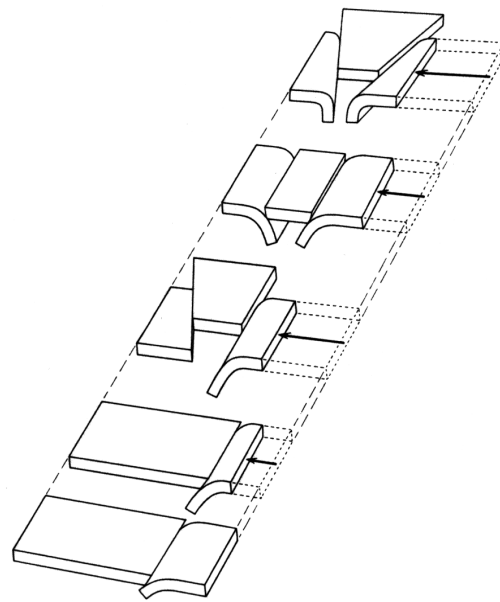


Abb. 33:
Blockdiagramm der verschiedenen Kombinationen der Verkürzung der kontinentalen Lithosphäre durch Subduktion und laterale Extrusion (aus Mattauer, 1986).

Westlich der Red River-Störung sind relativ wenige magmatische Körper in den ausgedehnten jurassisch-kretazischen Sedimenten des Lanping-Beckens aufgeschlossen. Es lassen sich die Diopsidsyenite bei Yongping westlich von Dali und die Syenite, Monzonitporphyries und Dioritintrusionen (Lianhuashan) südwestlich des Dachang-Beckens abgrenzen.

In einigen Fällen sind die Intrusionskörper bzw. ihr Nebengestein vererzt. Dies ist in der Tabelle 4 gekennzeichnet, ausführlichere Beschreibungen finden sich im Kapitel Lagerstätten.

Überregional betrachtet zeigt sich, daß diese tertiären Intrusionskörper zu einer Zone gehören, die sich von Jinping im Süden (außerhalb des Arbeitsgebietes) nach Zhongdian im Norden erstreckt. Dieser Gürtel wird in der Literatur als „Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusive rock belt“ (Zhang & Xie 1997), Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich rock belt (Lai & Peng 1996) oder „Jinsha River-Ailaoshan rock belt“ (Deng 1998) bezeichnet. Die Magmatite treten sowohl innerhalb der Red River-Ailao Shan-Zone, als auch in den Gebieten beiderseits der eigentlichen Zone und in ihrer nördlichen Fortsetzung im Tal des Jinsha Jiangs auf. Daraus erklärt sich auch die Bezeichnung „Jinsha Jiang-Ailao Shan“. Innerhalb Zone handelt es sich dabei hauptsächlich um Lamprophyre, die im Ailao Shan, südlich des Untersuchungsgebietes, aufdrängen (Karte 17).

Die petrologische Einordnung der Magmatitsuite und die damit verbundene Interpretation des geotektonischen Umfeldes wird durch die Vielzahl unterschiedlicher petrologischer Bezeichnungen erschwert. Dazu kommt weiterhin, daß in einigen Arbeiten nur ein Teil der magmatischen Körper, meist die Porphyrys, und nur einzelne Regionen untersucht wurden. In diesen Arbeiten tauchen dann jedoch die oben genannten Be-

zeichnungen für den gesamten Magmatitgürtel auf, die den Alkalireichtum der Gesteine betonen. Zhang & Xie (1997) gehen sogar von einem genetischen und petrologischen Zusammenhang mit ähnlichen Magmatiten in nördlichen Tibet aus. Sie fassen die gesamten alkalireichen ultrabasischen bis sauren Intrusiv- und Effusivgesteine zu einer Zone zusammen, der sich über 3700 km von der chinesisch-laotischen Grenze in SW-Yunnan nach Norden über Sichuan, Qinghai bis weit in den Nordosten Tibets verfolgen läßt (Abb.31). Die Gesteine weisen Alter zwischen 48 und 3 Ma Jahre auf und werden somit in nordwestliche Richtung zunehmend jünger. Im Untersuchungsgebiet handelt es sich jedoch nicht ausschließlich um Gesteine der alkalinen Serie, wie aus den Bezeichnungen und Arbeiten vor schnell abzuleiten wäre. Auf der Grundlage von geochemischen Untersuchungen ordnen Lai & Peng (1996) die Magmatitsuite in NW-Yunnan der kalkalkalinen und peralkalinen Serie mit SiO_2 -Gehalten von 46,8 bis 76,3% zu. Ebenso bezeichnen Deng et al. (1998) die Intrusionen und die vulkanischen Äquivalente als nicht „klassische“ Alkaligesteine, sondern nach dem SiO_2 zu $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ -Diagramm als kalkalkalin. Ein Teil der Gesteine ist jedoch als typisches alkalines Gestein anzusprechen. Dazu zählen die Alkali-Lamprophyre und die Foid-führenden Intrusiva, die eher in der mittleren und späteren Phase der magmatischen Aktivität intrudierten. Kalkalkaline Magmatite entstehen nach Best & Christiansen (2001) in magmatischen Zonen über subduzierter Lithosphäre. Gesteine des alkalinen Trends treten dagegen in postorogenen bis anorogenen („within-plate“) Settings und in Riftzonen auf.

Es ist somit zu vermuten, daß sich der magmatische Trend vom frühen Paläogen bis ins Miozän infolge der Änderung des geotektonischen Settings von kalkalkalin bis alkalin veränderte.

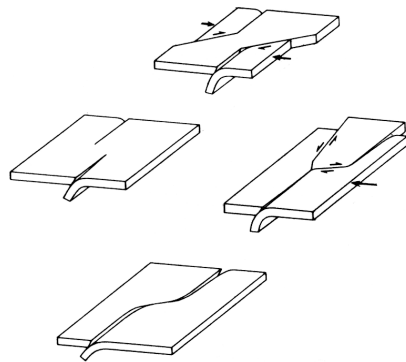


Abb. 34:

Beziehungen zwischen lithosphärischen Strike-slip-Störungen und kontinentaler Subduktion; links und oben: Strike-slip-Störung im Zusammenhang mit inverser Subduktion; rechts und unter: laterale Extrusion eines Lithosphärenblocks entlang von Strike-slip-Störungen infolge von Subduktionen (aus Mattauer, 1986, verändert).

Ein vergleichbares Szenario wird von Windley (1995) aus der Kanadischen Kordillere beschrieben. Dort tritt ein Wechsel vom kalkalkalinen prä- und synkollisionalen Magmatismus zur postkollisionalen Intrusion alkaliner Gesteine in einem rein von Scherbewegungen entlang von Transformstörungen bestimmten tektonischen Umfeld auf. Damit wurde die postkollisionale „Entspannungsphase“ eingeleitet. In der Niger-Nigerian Anorogenic Province (Bowden et al., 1987) und im Adrar des Iforas in Mali (Liégeois & Black, 1987) intrudierten alkaline Magmatite in einem transpressiven Regime entlang großer Scherzonen nach der Panafrikanischen Orogenese. Die Transformation des magmatischen Trends ging allgemein einher mit der Änderung des tektonischen Spannungsfeldes und der beginnenden, postkollisionalen Fragmentation. Das war mit einer Änderung der Magmenquelle von einem Mantel mit Anteilen subduzierter ozeanischer Kruste und Kontamination durch kontinentaler Kruste zu einem weniger abgereicherten asthenosphärischen Mantel verbunden. Dieser unterlag ursprünglich die subduzierte Platte und konnte nach deren Abreißen in geringere Tiefen aufsteigen (Liégeois & Black, 1987). Diese „neue“ Magmenquelle ist vergleichbar mit den postulierten Quellen für alkaline within-plate-Komplexe in einem reinen anorogenen Setting, wie es bisher ausschließlich für das Untersuchungsgebiet angenommen wurde. Die zahlreichen geochemischen Analysen der vergangenen Jahre zur Identifizierung des Eduktes der magmatischen Gesteine zielten vor allem auf die Erklärung der alkalinen Gesteine und zeigen somit die Quelle der späteren Intrusionen auf. So bestätigen Zhang & Xie (1997) anhand der gemessenen Nd und Sr-Verhältnisse einen Ursprung im angereicherten z. B. hoch alkalinen, asthenosphärischen Mantel bzw. EM II-Mantel. Zhang & Xie (1997) geben die Tiefe der Magmenquelle mit rund 100 km an und schlußfolgern aus den sehr konstanten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen auf eine homogene Quelle ohne großen Einfluß der unterschiedlichsten höherkrustalen Umgebungsgesteine. Hu et al. (1996)

gehen allgemein von einer Entstehung in der tiefen Kruste oder im oberen Mantel aus. Liu et al. (1999) rekonstruierten an ultramafischen Xenolithen in einem Syenitporphyr aus Liuhe (Heqing-County) dessen Entstehung durch partielle Aufschmelzung des primären Mantels und nachfolgender Metasomatose mit einem Mantelfluid aus Mantelentgasungen. Sie interpretieren die Entstehung der Alkaligesteine im direkten Zusammenhang mit diesem Prozeß.

Die bisherige Interpretation des tektonischen Settings, in dem der magmatische Gürtel aktiv war, konzentrierte sich ebenso, wie die Klärung der Genese auf die alkalireichen Gesteine. Demzufolge bezeichnen Hu et al. (1996) es allgemein als anorogenes tektonisches Regime. Zhang & Xie (1997) postulieren es als von Dehnung- und Mantelaufwölbung-dominierte Umgebung und vergleichen es mit kontinentalen Riffen. Lai & Peng (1996) schließen auf eine strukturelle Entspannungsphase mit Dehnungscharakter. Deng et al. (1998) dagegen interpretieren das geotektonische Umfeld als post-orogenes Setting, das eng mit Strike-slip-Bewegungen und extensionalen Strukturen verknüpft ist. Diese Deutungen sind für die jüngeren Intrusionen des Untersuchungsgebietes durchaus vorstellbar, wobei eine dominierende transpressive Komponente im postkollisionalen Regime zu beachten ist. Für die erwähnten kalkalkalinen Magmatite, die vor der Hauptdeformation entstanden sind, trifft diese Deutung jedoch nicht zu. Ihre Bildung ist, wie bereits erwähnt, auf Magmatismus im Zusammenhang mit der Subduktion von Lithosphärenmaterial zurückzuführen. Eine mögliche Erklärung dafür wäre eine „vererbte“ Signatur in der Magmenquelle. Deng et al. (1986) beschreiben diese als eine « gemischte » Kruste-Mantel-Zone, die als Relikt eines Kollisionsevents am Ende des Perms/Anfang der Trias (um 250 Ma) anzusehen ist und zur Schließung der Jinsha Jiang-Sutur führte. Eine andere Erklärungsmöglichkeit für intrakontinentalen, kalkalkalinen Magmatismus hinter dem eigentlichen „magmatic arc“ oberhalb der Subduktionszone zeigen

Tapponnier et al. (2001) und Mattauer (1986) in Tibet auf. Sie postulieren die intrakontinentale Subduktion asiatischer Lithosphäre als Ausgleich zur Krustenverkürzung infolge der fortschreitenden Kollision. (Abb. 32) verdeutlicht die Möglichkeiten der Lithosphärenverkürzung durch Subduktion und lateraler Extrusion. Tapponnier et al. (2001) rekonstruieren die Herausbildung von großen Scherzonen (Xianshuihe- und Red River-Störung), die sich infolge der Kollision entlang von Suturen als den schwächsten lithosphärischen Nahtstellen in Tibet bildeten. An diesen „Mega-Scherzonen“ kam es zeitlich versetzt zu schrägen, intrakontinentalen Subduktionen des asiatischen Mantels (Abb. 33), wodurch die Krustenverdickung kompensiert und das Tibet-Plateau blockweise herausgehoben wurde. Tapponnier et al. (2001) unterteilen dabei den von Zhang & Xie (1997) als ein Einheit interpretierte magmatische Zone in Tibet in einen nördlichen, jüngeren Teil, der entlang des Kunlun-Gebirges verläuft und einen südlichen, älteren Abschnitt, der in den Höhenzügen des Tanggula-Gebirges aufgeschlossen ist. Die Gesteine im Kunlun weisen Entstehungsalter zwischen ≤ 20 Ma bis rezent auf. Das Alter der Granitoide und Rhyodazite des Tanggula-Gebietes liegt zwischen 39 und 48 Ma. Die Magmatite des Untersuchungsgebietes lassen sich altersmäßig und räumlich mit den Intrusionen des Tanggula-Gebietes korrelieren. Sie wären demzufolge durch eine Reaktivierung der Jinsha Jiang-Sutur als spätere Red River-Ailao Shan-Zone und eine assoziierte intrakontinentale Subduktion noch vor der eigentlichen Kollision entstanden. Die notwendige Krusteneinengung zeigt sich an der von Yano et al. (1994) beschriebenen Diskordanz zwischen Kreide und Tertiär und der zunehmenden Verlagerung der Sedimentation in störungsbegrenzte Becken. Die im Oligozän einsetzende Lateralbewegung der Red River-Ailao Shan-Zone könnte mit dem Aktivieren einer anderen Magmenquelle und der Veränderung des magmatischen Trends verbunden gewesen sein. Damit wurde die eigentliche postkollisionale Phase eingeleitet, die mit der beginnenden Fragmentation des Orogens einhergeht. Die zunehmend alkali-reichen Magmen stiegen vor allem in oder nahe von Wrench faults als Dehnungszonen (Erläuterung siehe Kapitel 5.2 „Karte Tertiärstressfeld“) oder

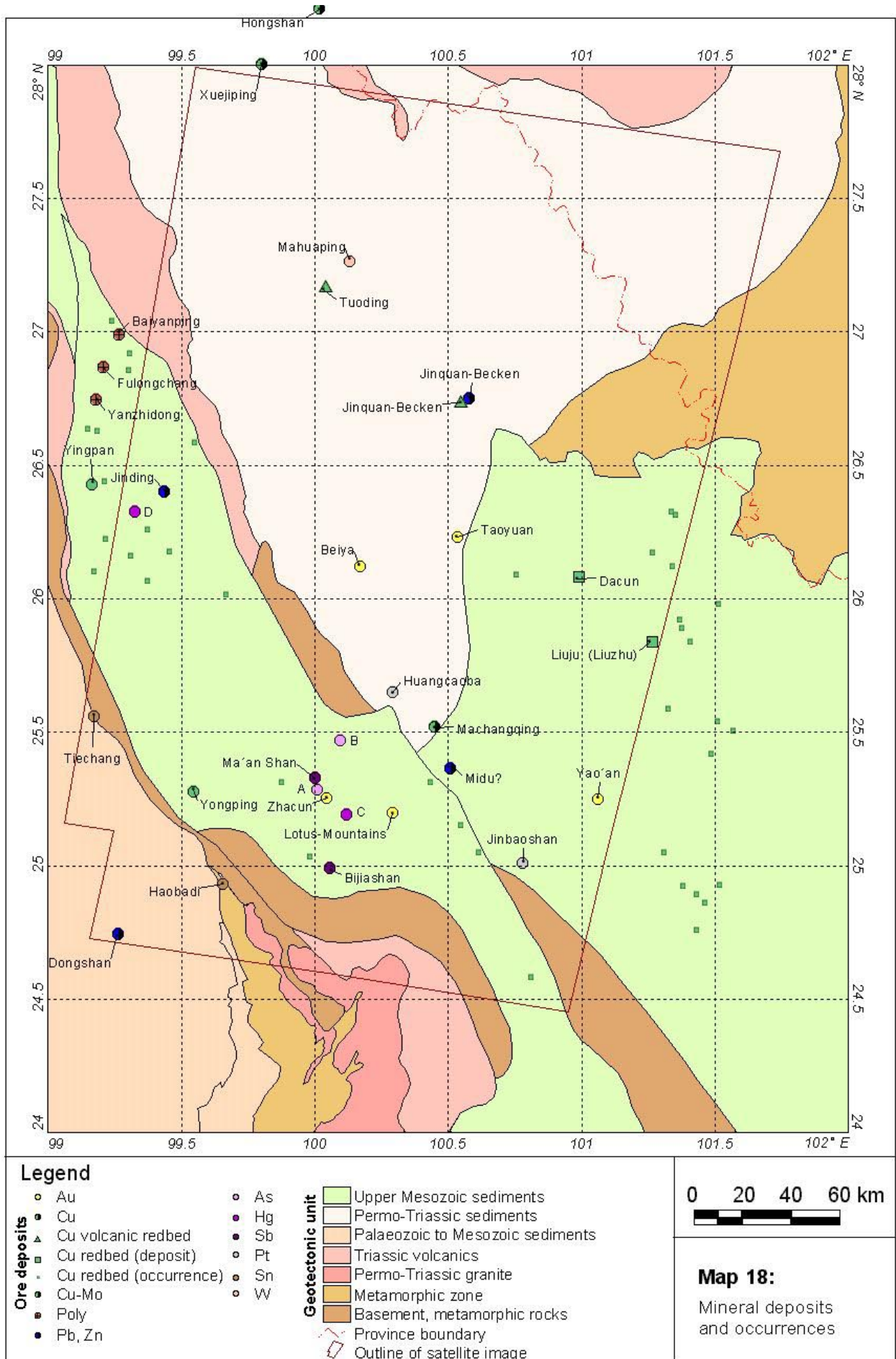
in anderen lokalen Extensionsbereichen auf. Die tertiären Magmatite des Untersuchungsgebietes entstanden demnach an einer bedeutenden Scherzone, die vor der Hauptkollision von Indien und Asien in der Spur einer Sutur angelegt wurde.

4.5 Lagerstättenkarte

Die gesamte Sanjiang-Region, zu der sowohl NW- und SW-Yunnan, als auch die nördlichen anschließenden Gebiete von Ost-Tibet und West-Sichuan zählen, weist eine Vielzahl metallischer (nicht-eisen) Vererzungen auf. Das hohe Lagerstättenpotential der Region läßt sich jedoch nicht nur an der Zahl der bekannten Vorkommen, sondern auch am anhaltenden Interesse chinesischer und internationaler Lagerstättenkundler (Zhou et al., 2002; Li & Peters, 1998; Yang et al., 2002) und Bergbaufirmen (Ivanhoe Mines & Pacific Minerals Inc., 2002) für bestimmte Gebiete messen.

Das breite Spektrum an Vererzungen ist einerseits im heterogenen, mosaikartigen Aufbau der Region begründet. Sie besteht aus geologischen Blöcken, die als kontinentalrandständige, „aktive Zonen“ oder als exotische Terranes interpretiert werden (siehe Kapitel Geologischer Bau 2.2). Sie werden von geotektonischen, oft wiederholt aktiv gewesenen Zonen, wie Suturen, Störungen und Scherzonen begrenzt. Andererseits liegt die Ursache des hohen Lagerstättenpotentials in den verschiedenen geologischen „Großereignissen“, wie Rifting- und Orogenphasen, die sich mit Sicherheit seit dem Paläozoikum nachweisen lassen. Sie führten zu dem komplexen Aufbau der Region und waren mit magmatischen Aktivitäten verknüpft. In der geologischen Entwicklung der Region standen somit mehrmals heterogene Gesteinsabfolgen und tiefere Lithosphärenbereiche als Erzquellen, Magmen und Fluide als Transportmedien und aktive Störungen und intrudierende Magmen als Aufstiegswege zur Verfügung.

Während der zahlreichen Geländebegehungen in NW- und SW-Yunnan wurde deutlich, daß die Mineralisationen himalayischen Alters in der Gesamtheit der bekannten Vorkommen eine herausragende Stellung in bezug ihrer Bedeutung einnehmen (Helmcke, 1996, Helmcke & Wagner, 1997, 1998, 1999, 2000, 2001,



Helmcke et al., 1999). Das läßt sich auch in den Veröffentlichungen der jüngsten Zeit nachlesen (Yang et al., 2002; Zhou et al., 2002). Sie stehen im Mittelpunkt der vorliegenden Untersuchungen.

Die der Analyse zugrundeliegenden Informationen über die metallischen Nichteisenlagerstätten und –vorkommen des im Arbeitsgebiet stammen aus den Geländebegehungen im Rahmen des BGR-Hochschulvergabeprojektes und aus chinesischen und anderen internationalen Veröffentlichungen. Zusätzlich wurden Daten und Ergebnisse über weitere Lagerstätten im nördlichen Sanjiang-Gebiet in die Untersuchung einbezogen.

Die Liste der Mineralisationen ist sehr heterogen und schwankt stark im jeweiligen Angabenspektrum zu den einzelnen Vorkommen. Gründe dafür sind die erschwerte Zugänglichkeit zu bestimmten montanen Regionen und die Geheimhaltung von Ergebnissen jüngerer Prospektions- und Explorationsvorhaben. Eine deutliche Aussage in bezug auf bevorzugte Vererzungszonen ist trotzdem mit Hilfe der vorliegenden Daten und der darauf aufbauenden Analyse möglich.

Die meisten der aufgeführten Mineralisationen weisen himalayische Bildungsalter auf. Die Alterseinordnung einiger Vorkommen ist jedoch noch fraglich. Handelt es sich um Vererzungen in jüngeren Sedimenten, ist eine Entstehung im Zusammenhang mit der himalayischen Orogenese anzunehmen. Die Kupfermineralisationen in den jurassisch- bis paläogenen, kontinentalen Sedimenten und in den oberpermischen Basalten wurden trotz möglicher präorogener Bildungsalter in die Betrachtung miteinbezogen. Es ist in Gebieten mit einer Häufung dieser Vererzungen von einer himalayischen Remobilisierung und Anreicherung entlang von Störungen und Klüften auszugehen.

Alle in die Auswertung einbezogenen Vorkommen und Lagerstätten sind nachfolgend alphabetisch beschrieben.

Arsen (As)

Vorkommen A und B

Im südlichen Lanpingbecken treten nach Liu (mündl. freundl. Mittlg. Li) mehrere Arsenvererzungen in den triassisch bis kretazischen Sedimenten auf. Das Vorkom-

men A und die mittelgroße Lagerstätte B lassen sich auf der Karte lokalisieren, doch es fehlen nähere Angaben zu den Mineralisationen.

Gold (Au)

Beiya

Die Au-Porphry-Lagerstätte Beiya ist nordwestlich der Ortschaft Beiya inmitten des Dali-Berglandes gelegen. Der Intrusionskomplex umfaßt Orthophyre, Quarzorthophyre und Biotit-Orthophyre. Nach Zhang & Xie (1997) und Deng et al. (1998) handelt es sich jedoch um Syenitporphyrys. Sie intrudierten in mitteltriassische Karbonate der Beiya-Formation und in Brekzien und violette geröllführende Siltsteine der untertertiären Lijiang-Formation (Tab. 6). Song & He (1996) unterscheiden zwei Phasen der Mineralisation. Die erste Mineralisationsphase fand während der Intrusion statt und führte zur leichten Nebengesteinsvererzung. In der zweiten hypogenen Mineralisationsphase wurde Erz in ausgedehnten Erzkörpern in den umgebenden Kalksteinen angereichert. Im Anschluß daran wurde das Erz durch supergene Prozesse umgewandelt und weiter konzentriert, so daß der Großteil des abbauwürdigen Golderzes aus gediegenem Gold, Limonit, Hämatit und Tonmineralen besteht. In der Lagerstätte werden momentan 50 t Konzentrat pro Tag produziert und damit eine Goldproduktion von 60-70 kg/Jahr erreicht. Im gesamten Gebiet um Beiya wird jedoch mit einer Menge von mehr als 10 t Gold gerechnet (mündl. Mittlg. Zhang).

Lianhuashan (Lotus-Mountains)

Das in kanadisch-chinesischer Zusammenarbeit erkundete Explorationsgebiet Lianhuashan (Lotus-Mountains) befindet sich 2 km südlich der Stadt Weishan am SW-Rand des Dachang-Beckens. Es handelt sich um einen Komplex aus mehreren tertiären Magmatiten, die in Ton-, Silt- und Sandsteine, sowie eingeschaltete Kalk der obertriassische Maichuqing-Formation, der unterjurassischen Yangjiang-Formation und der mitteljurassischen Huakaizhuo Formation des Lanping-Beckens intrudierten (Tab. 6). Der Intrusionskomplex ist in einem Areal von 10 km in N-S- und 8 km in E-W-Richtung aufgeschlossen. Laut den Angaben der örtlichen Geologen können innerhalb des Komplexes folgende Intrusionsphasen unterschieden werden:

Lagerstätte	Yao'an	Beiya	Lianhuanshan	alkalische Porphyrys
Elemente	Au	Au	Au-Cu	Cu, Au, (Ag)
Haupterz-mineralogie			Pyrit, Fahlerze Zinkblende	Chalkopyrit, Pyrit, Magnetit, Bornit, Chalkosit,
Gangart				
Mineralisationsalter				
Massiv	Linsen			
Gangförmig	x		x	x
Disseminiert			x	x
Brekzien				
Stockwerk				x
Vererzte Störg.			x	x
Verdrängung stratiform		Skarn		
Nebengestein	jurassische Tonsteine und Mergel	mitteltriass. Kalke, untertert. Brekzien und Siltsteine	unter- und mitteltriass. Siliziklastika, obertriass. Siliziklastika mit Kalken	
Intrusion	Syenitporphyry, Qz-Syenitporphyry	Orthophyr, Qz-Orthophyr, Biotit-Orthophyr,	Syenit, Qz-Monzonitporphyry, Biotit-Hornblende-Monzonitporphyry, Diorit (Minette)	Alkalischer Gabbro bis Syenit, Si- unter- und übersättigte, zeitgleiche shoshonitische Vulkanite
Intrusionsalter	33,5 Ma (K/Ar)	32,3 Ma (K/Ar)	48 Ma (K/Ar)	
Tektonik			NE- und SW-streichende Klüfte	
Alteration	K-FSP-Alteration Phyllitisierung Chloritisierung Karbonatisierung.			K-FSP-Alteration Propylitische Alteration Phyllitisierung, Serizitisierung Albitisierung
Magmatisch-hydrothermale Phasen	2	2		meist mehrphasig
Supergene Anreicherung		x	x	möglich
Erzkontrolle	Kontaktzone	Kalkstein	Monzonit	Magm. Kontakte, intern und extern, Kuppeln, Dike-Schwärme, Brekzien, Klufzonen
Assoziierte Lagerstätten		Skarn		
Quelle	Bi et al. 2002	Song & He (?)	mündl. Mitt.	Panteleyev (1995)

Mögliche weitere assoziierte Lagerstätten: Cu-Skarne, Au-Ag- und Buntmetall-Mantos, Verdrängungs- und Brekzienvererzungen in Karbonaten und nichtkarb. Sedimenten, epithermale Au-Ag-Lagerstätten, polymetallische Buntmetall-Quarz- und Quarz-Karbonat-Gänge

Tab. 6:
Gegenüberstellung der Au- und Au-Cu-Porphyry-Lagerstätten in Yunnan und der Merkmale alkalischer Porphyrys.

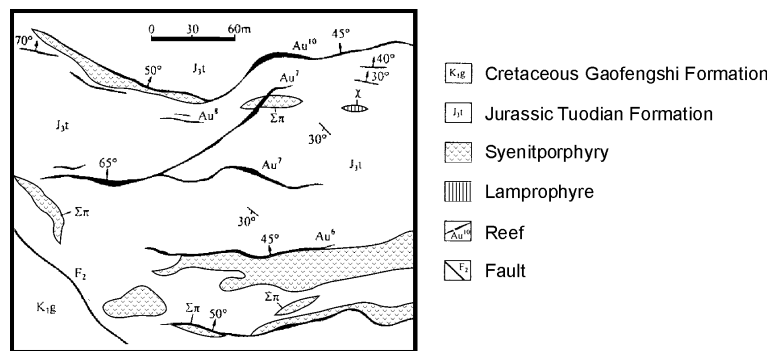


Abb. 35:
Geologische Übersichtskarte
der Au-Lagerstätte Yao'an (aus
Bi et al., 1997).

1. Syenit mit Dioritinintrusionen, ohne Mineralisation
2. Porphyry mit Feldspat-Phenocrysten
3. mehrere schwer unterscheidbare Porphyry-Intrusionen
Quarz-Monzonit-Porphyry
Biotit-Hornblende-Monzonit-Porphyry
Hornblende-Monzonit-Porphyry
4. grobkörnige Intrusion mit zahlreichen Phänokristen
5. Biotit-reiche Diorit-Dykes, mgl. Minette

Das Hauptintrusionsalter wurde mit 48 Ma (K/Ar) bestimmt. Die wichtigste Mineralisationsphase ist nach Angaben der örtlichen Geologen zwischen die 2. und 3. Intrusionsphase einzuordnen. Die Vererzung tritt disseminiert im Monzonit, sowie in NE- bzw. NW-streichenden Klüften und Störungen auf, die teilweise brekziiert wurden. Der primäre Goldgehalt in den Monzoniten liegt durchschnittlich bei 0,8 g Au/t.

Im oberen Bereich des Intrusionskomplexes ist eine stark oxidierte Zone (Eiserner Hut) entwickelt. Die hohen Goldwerte in den Quarz-Limonit-Erzen in diesem Bereich zeigen eine deutliche supergene Anreicherung durch Verwitterungsprozesse auf. Im Erzanschliff einer mineralisierten Probe ist zementiertes Gold mit einem Silbergehalt von ca. 10% zu erkennen, der für eine sekundäre Goldanreicherung typisch ist. Das Silber wurde wahrscheinlich aus Fahlerzen und Zinkblenden mobilisiert. Pyrit ist vereinzelt in Relikten erhalten.

Die Monzonite des Intrusionskomplexes weisen eine Serizitalteration auf. Im Kontakt zum Nebengestein bildeten sich Hornfelse aus, die Mächtigkeiten bis max. mehrere Meter (10 m) erreichen.

Die Quarze zeichnen sich durch eine für porphyrische Schmelzen untypisch hohe Anzahl von fluiden Einschlüssen aus. Dieser Aspekt, die geringe Größe der Einschlüsse und das hohe Wasser/ Gas-Verhältnis sprechen für eine sekundäre Bildung der Einschlüsse. Somit kann von einem hohen Fluidfluß ausgegangen werden.

Taoyuan

Die mittelgroße Goldlagerstätte Taoyuan befindet sich 40 km südlich von Chenghai. Sie liegt an der N-S-streichenden Chenghai-Störung, die das Dali-Bergland vom

östlich anschließenden Chuxiong-Becken trennt. In diesem Bereich grenzen oberpermisch Basalte an jurassische Sedimente. Vereinzelt paläozoische Gesteine der Yangtze-Plattform an. Genaue Angaben über die Lagerstätte liegen nicht vor. Es kann nur vermutet werden, daß es sich um eine störungsgebundene Mineralisation zwischen den Basalten und den Sedimenten handelt.

Yao'an

Die Au-Porphyry Yao'an befindet sich im östlichen Untersuchungsgebiet südlich der Stadt Yao'an. Die assoziierten känozoischen Magmatite intrudierten in die mesozoischen Redbeds des Chuxiong-Beckens (Yangtze-Plattform). Die Intrusionen drangen in Form von Stöcken und Apophysen in die Mergel, Silt- und Tonsteine der jurassischen Tuoding-Formation ein (Tab. 6). Nach Untersuchungen von Bi et al. (2002) handelt es sich um Syenitporphyries und untergeordnet um Quarz-Syenitporphyries. Der hellgraue Syenitporphyry zeigte eine massive, porphyrische Textur mit Perthit, Plagioklas, Hornblende und Biotit-Phenokristen in einer mineralogisch gleichen, phänokristallinen Grundmasse.

Seit 1980 wurden bisher neunzehn einzelne Erzkörper entdeckt, die im Bereich des Endo-/Exo-Kontaktes der Alterationszone zwischen Syenit und jurassischen Sedimenten ausgebildet sind (Abb. 35). Die Körper streichen annähernd E-W-Richtung und fallen mit 60-70° nach NNW ein. Die Mächtigkeit der Körper schwankt zwischen 0,35 und 6,4 m. In den gang- oder linsenförmigen Erzkörpern tritt das Erz in Brekzien, Bändern oder Trümergehängen auf. Die Erzkörper fingern im Streichen mehrmals auf und vereinigen sich wieder. Teilweise schneiden sie die Syenite. Die nahe den Erzzonen nachgewiesenen tektonoklastisch deformierte Gesteine verdeutlichen die starke Durchbewegung.

Der Goldgehalt des Erzes schwankt zwischen 0,5 und 30 ppm. Mit zunehmender Teufe und abnehmender Mächtigkeit der Erzkörper erhöht sich nach Bi et al. (2000) der Erzgehalt. In Abhängigkeit vom vererzten Nebengestein können zwei Erztypen – Porphyry-Typ und Hornfels-Typ – unterschieden werden. Die Vererzung fand nach Untersuchungen an Gangkreuzungen, Erzzusammensetzungen und Mineralparagenesen von Bi

et al. (2000) in 2 Phasen statt. In Phase I (sulfid stage) wurden feinkörnige Pyrit-Chalkopyrit-Galenit-Trümergeänge mit wenig freiem Gold und K-Feldspat, Serizit, Quarz und Calcit als Gangminerale gebildet. Das Gold ist in diesen Gängen hauptsächlich im Pyrit gebunden. In Phase II (oxide + sulfid stage) wurden grobkörniger Pyrit und Spekularit mit Quarz, Calcit und Chlorit als Gangmineralen in tektonische Brekzien und gebänderten Erzen ausgeschieden. Das Gold tritt in diesen Erzen im Spekularit und im Pyrit auf.

In der Kontaktzone des Intrusionskörpers ist eine 200 bis 500 m breite Alterationszone entwickelt. Innerhalb der Syenitkörper wurden anhand kritischer Mineralparagenesen Zonen der K-FSP-, phyllitischen und fortgeschrittenen argillitischen Alteration auskartiert. Im vererzten Nebengestein lassen sich neben der Hornfelsbildung K-FSP-, phyllitische und chloritische Alteration, sowie Karbonatisierung nachweisen.

Bi et al. (2000) erklären die Genese der Intrusionen durch partielle Aufschmelzung einer angereicherten Quelle im oberen Mantel. Sie interpretieren das erzbildende Fluid nach REE-Untersuchungen an Feldspäten als magmatisch generiertes Fluid, wie es typischerweise von aufsteigenden Magmen in der mittleren bis oberen Kruste ausgeschieden wird und reich an Metallen und Liganden ist. Es verursachte in einem frühen postmagmatischen Stadium sowohl die hydrothermale K-Alteration, als auch die Mineralisation der Phase I. Dies erklärt das Auftreten der Erze der Phase I in den Zonen nachweisbarer FSP-Alteration.

Zhacun

Die Goldlagerstätte Zhacun liegt im südlichen Lanping-Becken an der Südwestflanke einer NNW-SSE-streichenden Antiklinale (Zhang et al, 1996). Auf dem Satellitenbild ist erkennbar, daß die Falte in diesem Bereich durch eine Störung begrenzt wird. Die Störung ist zwischen obertriassischen Klastit-Karbonat-Abfolgen und jurassischen Redbeds entwickelt. Li und Peters (1998) zufolge handelt es sich um eine mittelgroße Lagerstätte mit 10 bis 30 t Gold. Die Autoren erwähnen diese Vererzung in ihrem Open-File Report zu Goldlagerstätten in Sedimenten (Carlin-Type). In diesen Lagerstätten treten nach Schroeter und Poulsen (1995) gediegen Gold, Pyrit, Arsenopyrit, Stibnit, sowie Hg-Mi-

nerale auf. Ihre Entstehung wird als epithermale Vererzung oberhalb von flachen Intrusionen, distale Skarn-Vererzung in der Nähe von Intrusionen oder als störungsgebundene Vererzung im Zusammenhang mit aus großen Tiefen stammenden Krustenfluiden interpretiert.

Kupfer (Cu)

Jinquan-Becken

Die kleine Cu-Lagerstätte Jinquan-Becken befindet sich ca. 40 km ESE von Lijiang (Steinbach & Helmcke, 1996). Sie tritt in den oberpermischen Emeishan-Basalten auf und ist als „volcanic redbed Cu“-Lagerstätte anzusprechen. Vererzungen dieses Types, auch als basaltic Cu, volcanic-hosted copper oder copper mantos bezeichnet, treten nach Lefebure & Church (1996) in intrakontinentalen Riften mit subaärischen Flutbasaltabfolgen auf. Die Erzparagenese setzt sich meistens aus Chalkosit, Bornit, gediegen Kupfer, Digenit, Djurleit und gediegen Silber zusammen. Die Ausscheidung der Erze erfolgte hauptsächlich in Zonen erhöhter Permeabilität, z. B. in Vulkanoklastiten, Brekzien, Blasen Hohlräumen und Störungen. Nach Aussagen von Ivanhoe Mines und Pacific Minerals Inc. (2002) sind in Nord-Yunnan mehr als 100 Vorkommen dieses Typs in einem 200 km langen und 80 km breiten Gebiet bekannt. Die oberpermischen Abfolgen sind in zahlreichen nordwest-streichenden, beckenförmigen Synklinen aufgeschlossen. Die Lagerstätte Jinquan-Becken befindet sich ungefähr im Zentrum dieses Gebietes. Der durchschnittliche Kupfergehalt in den oberpermischen Basalten zeigt mit 170g/t bereits erhöhte Werte. Die Vererzung von gediegen Silber und Kupfer tritt nach Aussagen der Bergbaufirmen mit Bitumen und Zeolithen (Prehnit-Pumpellyit-Fazies der Regionalmetamorphose) in den oberen Abschnitten der Basaltabfolge auf. Dabei handelt es sich hauptsächlich um poröse, Tuff- und Karbonat-führende Horizonte oberhalb der einzelnen Flows. Die bekannten Mineralisationen zeigen Kupfergehalte von 2 bis 10%, mehr als 100 g Silber pro Tonne und signifikante Platin- und Palladiumwerte. Bisherige Explorationsprojekte konnten zwei ausgedehnte, 2 bis 5 m mächtige Horizonte mit gediegen Kupfer auskartieren.

Alter	Formation	Lithologie	Färbung	Hostrock	Sedimentationsraum
E ₂ ² -E ₃ ¹	Baoxiangsi	basale Konglomerate übergehend in Sandsteine	z. T. rot	Au-Ag und polymetall.	alluviale Schuttfächer in intramontanen Becken
Winkeldiskordanz z.T. auf Trias					
E ₂ ¹⁻²	Guolang	Tonsteine	rot		fluvial-lakustrin
E ₁	Yunlong	Tonsteine, Evaporiteinschaltungen	rot	Jinding Pb/Zn	Sabkha
Basiskonglomerat und Winkeldiskordanz					
K ₂	Mankuanhe	Sand- und Tonsteine mit Konglomeraten und Mergel	rot	vereinzelt Redbed Cu	fluvial-lakustrin, anhaltendes Uplift
K ₁	Hutousi	dickbankige Sandsteine	bunt	häufig Redbed Cu	verstärktes Uplift, extensive „braided river“ Flußsysteme
	Mangang	Konglomerat-, Sandstein- und Tonsteinwechsellagerungen	rot		beginnendes tektonisches Uplift
	Jingxing	alternierende weiße Sandsteine und rote Tonsteine	rot, weiß	häufig Redbed Cu	mäandrierende Flüsse mit Deltas in lakustrinen Bereichen,
basale Diskordanz					
J ₃	Bazhulu	Tonsteine mit fein- bis sehr feinkörnigen Sandsteinen	rot	Vereinzelt Redbed Cu	lakustrin auf stabiler Plattform
J ₂	Huakaizhou bzw. Hepingxiang	gröbere Randfazies aus Sandsteinen, lokale Flachwasserkalke	rot, bunt	Vereinzelt Redbed Cu	mäandrierende Flüsse, mit Überflutungsflächen und Seen, marine Ingression, flachmarine Schelfsedimente
teilweise Diskordanz an Basis					
J ₁	Yanjiang	rote Tonsteine mit feinkörnigen Sandsteineinschaltungen	rot, weiß	vereinzelt Redbed Cu	kaum ausgebildet, marin

Tab. 7:

Stratigraphische Übersichtstabelle der kontinentalen Sedimentabfolge im Chuxiong- und Lanpingbecken zusammengestellt nach Angaben von Yano et al. 1994, 1997 mit Zusätzen zum sedimentären Ablagerungsraum und Redbed Cu-Vererzungen nach (SedAtlas).

Die Bildung der Volcanic Redbed-Mineralisationen fand nach Lefebure & Church (1996) während der diagenetischen und regionalmetamorphen Überprägung der Vulkanitabfolgen und der assoziierten Sedimente statt. Ihre Entstehung ist somit als prähimalayisch anzusprechen. Diese Vererzungen wurden trotzdem in die Lagerstättenkarte aufgenommen, da sie höchstwahrscheinlich während der himalayischen Orogenese weiter angereichert und von tertiären Strukturen beeinflusst wurden. Eine vergleichbare Reaktivierung und Anreicherung prätertiärer Vererzungen wurde beispielsweise bei den triassischen Volcanic Redbed- und paläozoischen VMS-Lagerstätten in SW-Yunnan beobachtet (Helmcke & Wagner, 1999).

Dacun

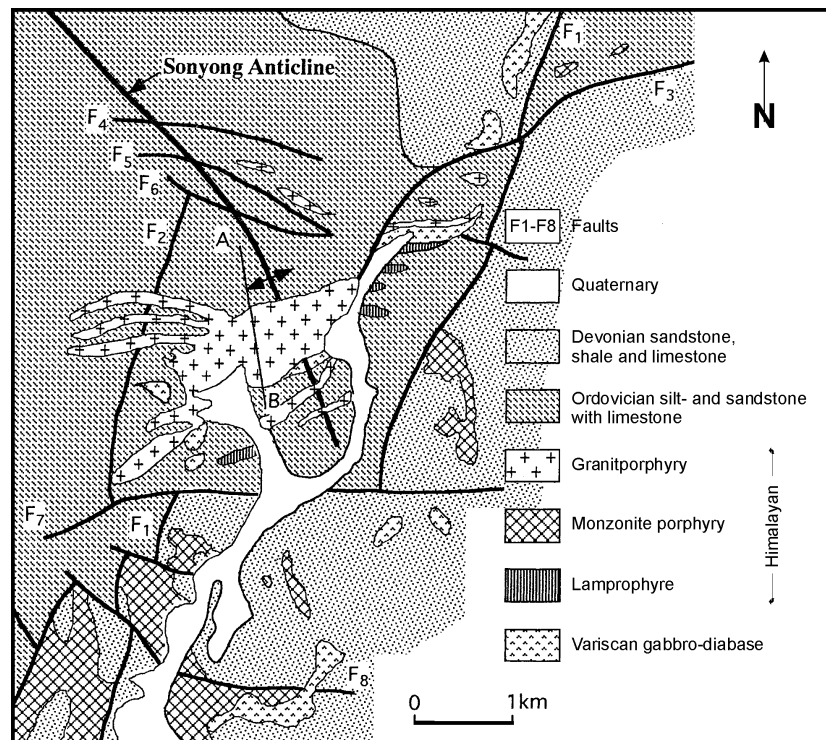
In den kretazischen kontinentalen Sedimenten des westlichen Chuxiong-Beckens befindet sich ca. 50 km NW von Dayao die mittelgroße Cu-Lagerstätte Dacun (Chin.Buch). Es handelt sich dabei höchstwahrschein-

lich um eine sedimentäre „Redbed Cu“-Vererzung. Sie ähnelt nach Helmcke (1997) der nachfolgend beschriebenen Lagerstätte Liuju. Die Vererzungen des Redbed-Kupfer-Typs werden, wie auch die Vorkommen von Volcanic Redbed-Kupfermineralisationen, auf der Lagerstättenkarte (Karte 18) dargestellt, da von einer himalayischen Überprägung auszugehen ist. Remobilisiertes Kupfer wurde dabei in tektonisch aktiven Zonen ausgeschieden bzw. angereichert und ist somit nach Gesichtspunkten der känozoischen Lagerstättenanalyse zu erkennen.

Liuju (Liuzhu)

Am äußersten östlichen Rand des Untersuchungsgebietes liegt ca. 15 km NNW von Dayao die mittelgroße Kupferlagerstätte Liuju (chin. Buch). In den hellen kretazischen bzw. paläozänen Sandsteinen treten imprägnierte Cu-Ag-Mineralisationen mit Chalkosin, Bornit, Chalkopyrit, Malachit, Azurit und Covellin auf. Diese schichtgebundenen sedimentären Redbed-

Abb. 36:
Geologische Übersichtskarte
der Cu-Mo-Lagerstätte Ma-
changqing (nch: Peng et al.,
1998).



Kupfervererzung können in einer Vielzahl kontinentaler Sedimente entstehen (Lefebure & Alldrick, 1996). Typisch sind rote, kontinentale Sandsteine mit Evaporitsequenzen, wie sie im Chuxiong-Becken und im Lanping-Becken anstehen. Schwarze, graue, weiße oder grüne reduzierende Sandsteine innerhalb der Abfolge sind die bevorzugten Ausscheidungszonen für die Sulphide.

Die Karte 18 zeigt die zahlreichen weiteren Kupfervorkommen dieses Types, die in den kontinentalen Abfolgen des Chuxiong- und Lanping-Beckens auftreten. Die Tabelle 7 zeigt die jurassisch bis paläogene Sedimentabfolge dieser Becken und die Häufigkeit von Vererzungen. Daran wird deutlich, daß die „bunten“ Sandsteine der unterkretazischen Jinxing- und Hutousi-Formation die meisten Redbed-Vererzungen führen.

Tuoding

Die große Kupferlagerstätte Tuoding liegt ca. 40 km nordwestlich von Lijiang am Jinshajiang. Die Vererzung tritt in oberpermischen Emeishanbasalten auf und zählt somit zu den Vererzungen des volcanic redbed-Typs vgl. Jinquan-Becken.

Yingpan

Die kleine Kupferlagerstätte Yingpan befindet sich 4 km südlich der Ortschaft Yingpan am Ufer des Lancang Jiang. Es handelt sich um überwiegend um Chalkopyrit- und Bornit-, sowie untergeordnet um Pyrit-, Galenit-

und Covellinmineralisationen in N-S-streichenden, schwarzen, stark durchbewegten Tonschiefern. Die Durchbewegung dieser unterkretazischen Ton- bis Siltsteine steht im Zusammenhang mit einer E-W-orientierte Störungszone. Nach Aussagen der chinesischen Kollegen konzentrieren in sich die Mineralisationen in der Zone am Lancang Jiang an Kreuzungspunkten von N-S/E-W-Störungen. Außerhalb der Kreuzungspunkte erreichen die Vererzungen geringere Ausmaße.

Ein weiterer Kupfererzabbau ist auf der gegenüberliegenden Flußseite erkennbar. Am Kontakt von kretazischen Sandsteinen mit Tonsteinen zeigen leuchtend grün gefärbte Malachitausblühungen Kupfermineralisationen an.

Yongping

Die kleine Kupfer- und Kobaltlagerstätte Yongping befindet sich 30 km südlich der Ortschaft Yongping. Die Vererzungen treten in kretazischen Sedimenten auf. Möglicherweise handelt es sich um eine Vererzung des Redbed Cu-Typs.

Kupfer-Molybdän (Cu-Mo)

Hongshan

Die mittelgroße Cu-Mo-Porphyr-Lagerstätte Hongshan liegt 60 km nördlich von Zhongdian in obertriassischen Sand-, Tonstein- und Kalkabfolgen (Tab. 8). Die Erzparagenese umfaßt Chalkopyrit, Pyrrhotin, Molybdänit, Sphalerit, Galenit, Magnetit, Scheelit und

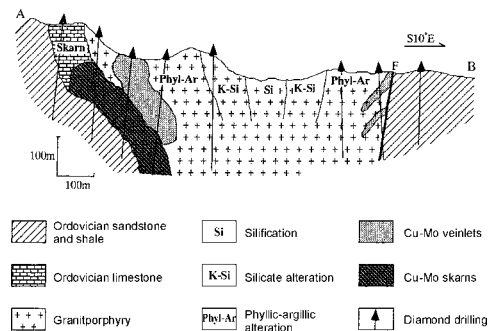


Abb. 37:
Profil durch die Cu-Mo-
Lagerstätte Machangqing (aus
Peng et al., 1998).

Pyrit. Die Vererzung tritt disseminiert, massiv und gangförmig innerhalb des dioritischen Porphyrys und als Skarn in den umgebenden Karbonaten auf (mündl. Mitt.Li). Neben den Hauptmineralen Kupfer und Molybdän führt die Lagerstätte abbauwürdige Gehalte an Blei und Zink.

Machangqing

Die große Cu-Mo-Porphyr-Lagerstätte Machangqing befindet sich 12 km WNW von Xiangyuan im Bereich einer Störungszone, die sich vom Midu-Becken in NE-Richtung in das Becken von Binchuan zieht. Die Störungszone versetzt paläozoische Sedimente (Devon, Ordovizium) und oberpermische Basalte (Abb. 36). Im Lagerstättengebiet dominieren NW-SE und NE-SW-streichende Störungen, sowie eine NW-SE-streichende, nach SE abtauchender Faltenachse der Sonyang-Antiklinale in den paläozoischen Sedimenten (Tab. 8). In die Sedimente intrudierten variszische Diabase, sowie die mineralisierten tertiären Granit- und Monzonit-Porphyrries (Peng et al. 1998). Der Machangqing Granitporphyry ist der Hauptkörper, der von Monzonitporphyrystöcken und Lamprophyrdikes umgeben ist. Isotopengeologische K-Ar-Untersuchungen an den Magmatiten ergaben Intrusionsalter mit einer Spanne zwischen 52,3 und 31,5 Ma, wobei die jüngeren Alter nach Aussagen der Bearbeiter (Peng et al. 1998) ein späteres thermale Event anzeigen können. Das Intrusionsalter der Granit- und Monzonitporphyrys fällt demzufolge in den Zeitraum Paläozän bis frühes Eozän vor der Hauptdeformationsphase in Yunnan. Das Alter der Mineralisation wurde nach Peng et al. (1998) mit 39,2 - 26,4 Ma bestimmt. Die Vererzung ist somit deutlich jünger und ist der eo-oligozänen Hauptdeformation zuzuordnen.

Die Vererzung tritt in Form von Cu-Mo-Quarzgängchen und Cu-Mo-Skarnen auf. Die Cu-Mo Quarzgängchen konzentrieren sich im nordwestlichen Bereich des Granitporphyrys. In dieser 1000 m langen und bis zu 110 m breiten Zone werden zwei Gangscharen unterschieden. Die NNW-streichenden Gänge fallen mit 55° nach NE und die ENE-streichenden Gänge mit 30° nach NW ein. Durchschnittlich stehen 12 Gängchen mit Breiten zwischen 0,2 und 1.0 cm pro Meter an. Das Erz ist hauptsächlich aus fein- bis mittel-

körnigem Quarz mit Molybdänit, Pyrit und Chalkopyrit, sowie Spuren von K-Feldspat, Serizit und Calcit zusammengesetzt. Geringere Molybdänitmengen treten feinverteilt im Granitporphyry nahe der Quarzgängchen auf. Die Cu-Mo-Skarne sind am nördlichen, ENE-WSW-streichenden Kontakt zwischen den ordovizischen Kalksteinen und dem Granitporphyry am nördlichen Kontakt ausgebildet. Diese Zone taucht mit 20° nach SE ab und ist ca. 1400 m lang und zwischen 100 und 600 m breit. Die Bearbeiter konnten mehrere Mineralisationsstadien nachweisen. Im Frühstadium wurden Magnetit, Pyrit, selten Magnetkies, Alkalifeldspat und Quarz aus sehr alkalischen und hochtemperierten Fluiden ausgeschieden. Während des Hauptstadiums entstanden aus der sich abkühlenden, alkalischen bis neutralen fluiden Phase Chalkopyrit, Pyrit, Molybdänit, Sphalerit, Alkalifeldspat, Serizit, Epidot und Quarz. Im Spätstadium folgte in sehr geringen Mengen die Bildung von Matildit, Bismuthinit und Elektrum.

Um den Porphyrystock ist ein Alterationsmuster von Silifizierung, Kalifeldspat-, phyllitischer und argillitischer Alteration erkennbar (Abb. 37). Die Mineralisationstemperaturen liegen für die Cu-Mo-Gängchen zwischen 265-400°C und für die Cu-Mo-Skarne zwischen 200-500°C.

Die Autoren gehen davon aus, daß die Alteration und die Mineralisation auf hydrothermale Fluide aus der selben Quelle zurückzuführen sind. Die Erzreserven werden auf 16 Millionen t Kupfererz mit durchschnittlichen Kupfergehalten von 0,5 % und 56 Millionen t Molybdänerz mit Gehalten von durchschnittlich 0.078 % Mo geschätzt.

Xuejiping

55 km nördlich von Zhongdian liegt die Cu-Mo-(Au-Ag-)Porphyry-Lagerstätte Xuejiping (mündl. Mittlg. Zhang). Der Intrusionskomplex setzt sich aus tertiären Granophyren, Dioriten und Monzoniten zusammen (Tab. 8), die in obertriassische Sediment- und Vulkanitabfolgen im Bereich der N-S-verlaufenden Gazha-Störung intrudierten (Helmcke, 1997). Die Haupterzminerale umfassen Pyrit, Chalkopyrit, Bornit, Molybdänit, Chalkosin, Galenit und Sphalerit. Die Vererzung tritt disseminiert in den Intrusionskörpern und als Skarn im Nebengestein auf. Der alterierte Be-

Lagerstätte	Xifanping (W-Sichuan)	Machangqing (NW-Yunnan)	Xuejiping (NW-Yunnan)	Hongshan (NW-Yunnan)	Yunlong (E-Tibet)	Cu+/-Mo+/-Au Porphyrys
Elemente	Cu-Au	Cu-Mo	Cu, Mo, Ag,Au	Cu-Mo (Pb, Zn)	Cu-Mo	Cu, Mo, Au, (Ag)
Haupterz- mineralogie	Chalkopyrit, Molybdänit, Chalkosit, Bornit, Pyrit					Pyrit, Chalkopyrit, Molybdänit, Bornit, Chalkosit
Gangart		Quarz				Quarz, Calcit, Baryt
Minerali- sationsalter		39,2-26,4 Ma (K/Ar)				
Massiv				Linsen		
Gangförmig	x	x		x	x	x
Disseminiert		x	x	x	x	x
Brekzien						x
Stockwerk						x
Vererzte						
Störungen						x
Verdrängung		x	x	x		
stratiform						
Nebengestein	permo Klastite	ordovizische -triassische Sand- und Silt- steine mit Kalken	obertriassische und devonische Tonsteine, Kalke, Vulkanite	obertriass. Sand- und Tonsteine, Kalke, Vulkanite	triassische Sand- und Siltsteine und Mergel	Kalksteine,
Intrusion	Monzonit- porphyry Qz-Monzonit- porphyry	Granitporphyry Monzonit- porphyry Lamprophyr	Granophyr Diorit Monzonit	Dioritischer Porphyry	Biotit- Monzogranit- Porphyry	kalkalkaline Quarzdiorite bis Granodiorite und Quarzmonzonite
Intrusionsalter	51,9 bis 32,2 (K/Ar)	52,3-31,5 Ma (K/Ar)	himalayisch	himalayisch	52,0-33,2 Ma (K/Ar)	
Tektonik		NNW/ENE- streichende Gänge, NW/NE-strei- chende Störungen				
Alteration	Quarz, Serizit,	Silifizierung K-Silikat-Bildung Phyllitisierung Argillitisierung	K-FSP-Alteration Qz-Epidot-Blg. Argillitisierung	Hornfelsblg.	K-FSP-Alter. Phyllitisierung Silifizierung Argillitisierung Propylitisierung	K-FSP-Alteration Propylitische Alteration Phyllitisierung, Serizitisierung Albitisierung
Magmatisch- hydrothermale Phasen		mehrphasig		mehrphasig	3	mehrphasig
Supergene Anreicherung					x	möglich
Erzkontrolle	Kontaktzone	Granitporphyry Kalkstein	Intrusionskörper Kalkstein	Kalkstein	Porphyry Kalkstein	siehe alkalische Porphyrys Tab. 6
Assoziierte Lagerstätten		Skarn	Skarn	Skarn		

Mögliche weitere assoziierte Cu-Skarn, epithermal Au-Ag- (Cu)-Lagerstätten, Verdrängung- und Stockwerksvererzung, polymetallische Lagerstätten: Buntmetallgänge mit Quarz und Quarzkarbonat

Tab. 8:
Gegenüberstellung der Cu- und Cu-Mo-Porphyry-Lagerstätten in NW-Yunnan, E-Tibet und SW-Sichuan und der Merkmale kalkalkalischer Porphyrys, mit Daten von Wang et al., 2000, Peng et al., 1998, mündl. Mitt. Zhang, Gu et al., 2001, Panteleyev (1995), Ma, 1989, Chen et al., 1998.

reich läßt sich in einzelne Zonen mit K-FSP-Alteration, Quarz-Epidot-Bildung und Argillitisierung untergliedern (mündl. Mittlg. Zhang).

Cu-Mo-Porphyr Yulong

Der Yulong Cu-Mo-Porphyr und weitere Porphyrys (Zhalaga, Mangzong, Duoxiasongduo und Malasongduo) werden von Gu et al. (2001) zu einem 400 km langen und 37-70 km breiten Gürtel gezählt, der sich in der nördlichen Sanjiang-Region (Ost-Tibet) erstreckt. Die Körper treten in Gruppen entlang regionaler NW-SE-streichender tektonischer Linien bzw nach Zhou et al. (2002) teilweise an Rändern tertiärer Becken auf. Sie intrudierten in triassische sedimentäre und vulkanische Gesteine und vereinzelt in jurassisch-kretazische terrestrische Sedimente (Tab. 8). Die K-Ar und U-Pb-Isotopenalter lassen drei intrusive Episoden erkennen: 57 bis 41 Ma, 41 bis 35 Ma und 35 bis 25 Ma. Ma (1989) unterteilt auf Grundlage von K-Ar-Altern eine frühe (52 Ma), eine mittlere (40 Ma) und eine späte Episode (33 Ma). Es ist somit von einer mehrphasigen Entstehung der Intrusionskomplexe auszugehen. Petrologisch handelt es sich nach Gu et al. (2001) um Biotit-Monzonitporphyrys und Biotit-Syenogranitporphyrys. Ma (1990) bezeichnet die Gesteine des „Yulong Porphyry Belts“ als Monzogranit-, Syenogranit- und Alkalifeldspatgranit-Porphyrys, sowie Alkalifeldspatsyenit-Porphyrys. Letztere ordnet er der subalkalischen Serie und die übrigen der kalkalkalinen Serie zu. Zhang et al. (1998) fassen die mineralisierten Porphyrys und die koexistierenden alkalinen Plutone, Vulkanite und Lamprophyre als Gesteine der shoshonitischen Serie zusammen.

Der Yulong-Porphyr ist einer der größten Cu-Mo-Porphyrys innerhalb des Gürtels und in ganz China. Der Biotit-Monzogranit-Porphyr intrudierte in eine obertriassische Abfolge aus Kalksteinen, Siltsteinen und Mergeln (Gu et al., 2001). Der Intrusionskomplex ist intensiv gestört und brekziiert und weist fünf Alterations-Mineralisationsstadien auf. Das früheste Stadium (I) führte zu Kontaktmetamorphose und Alkalimetasomatose (K-Alteration) in und um den Intrusionskörper. Diese Phase war von einer Cu-Mo-Sulphidmineralisation in Form von Gängchen und disseminierter Vererzung in geringem Umfang begleitet. Die folgenden Alterationszonen formen annähernd

konzentrische Hüllen um diesen Bereich und umfassen phyllitische Alteration und Quarz-Serizit-Pyrit-Bildung (Stadium II), Silifizierung und Argillitisierung (Stadium III) und Propylitisierung (Stadium IV). Die Hauptmineralisation von Cu und Mo ist genetisch an Phase II gebunden. Es folgte eine spätere sekundäre Anreicherung (Stadium V), die zu Gehalten von bis zu 38% Cu führte. Die Vererzung ist disseminiert und stockwork-artig in weiten Teilen der Intrusion. (Zhou, 1985) beschreibt eine horizontale und vertikale Zonierung der Mineralisationsbereiche, in denen Molybdän innen bzw. unten und Kupfer außen bzw. oben auftreten. Die Haupterzminerale sind Pyrit, Hämatit, Chalkopyrit, Molybdänit und untergeordnet Chalcocite, Bornit, Magnetit und Gold. (Zhou et al. 2002). Die Gesamtmenge an Kupfermetall beläuft sich in der Lagerstätte nach Gu et al. (2001) auf 8,5 x 10⁶ t. Zhou et al. (2002) geben Gesamt Mengen von 6,5 Mt Cu, 0,15 Mt. Mo und 28, 6 t Au mit Gehalten von 0,2 g/t an.

Quecksilber (Hg)

Vorkommen (C)

Die mittelgroße, mit „C“ bezeichnete Quecksilber-lagerstätte befindet sich ca. 20 km westlich von Weishan im südlichen Lanping-Becken. Die als schichtgebunden-hydrothermal und stratiform bezeichnete Vererzung ist in jurassisch-kretazischen, kontinentalen Sedimenten ausgebildet (Helmcke & Steinbach). Genauere Aussagen zur Art und Genese der Mineralisation liegen nicht vor. Es ist zu vermuten, daß es sich um eine subvulkanische bzw. epithermale Vererzung handelt, die oberhalb oder in der Nähe von hydrothermalen Cu-Porphyr-Systemen entstanden ist. Gründe dafür sind weitere hydrothermale, in Sedimenten auftretende Au-, As- und Sb-Vererzungen in einem Umkreis von 10 bis 30 km (Zhacun, Ma'an Shan, Vorkommen A, B) und eine bekannte Au-Cu-Porphyr-Lagerstätte (Lianhuashan), die sich 20 km östlich der Hg-Mineralisation befindet. Arsen, Antimon und Quecksilber zählen nach Lehmann (Vorlesung Lagerstätten) zu den Begleitmineralen solcher oberflächennahen Au-(Cu-, Ag-)Vererzungen, die sich oberhalb von Cu-(Mo-, Au-)Porphyrys unter niedrigen Drücken und Temperaturen von 50 bis 250/300°C bilden können.

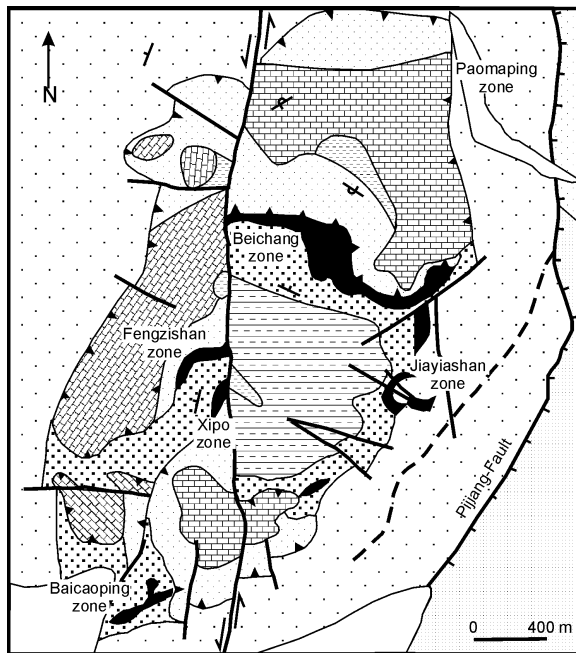


Abb. 38:
Geologische Übersichtskarte
der Pb-Zn-Lagerstätte Jinding
(aus Kyle & Li, in review).

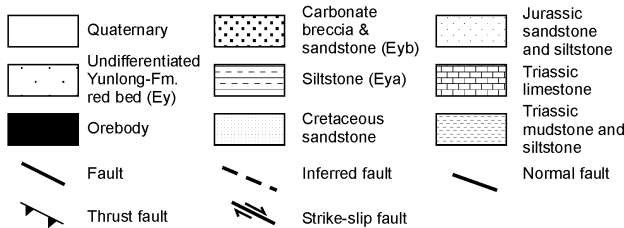
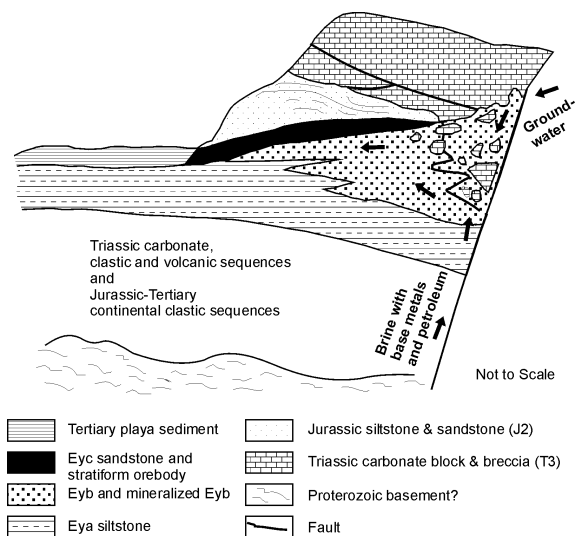


Abb. 39:
Genesemodell der
Pb-Zn-Lagerstätte
Jinding (aus Kyle & Li, in review).

Vorkommen (D)
Die kleine Hg-Cu-Lagerstätte „D“ Der 20 km SSW von Lanping gelegene Abbau von Kupfer und Quecksilber ist nur über Fußpfade zu erreichen. In der Abbauzone sind zahlreiche oberflächennahe Stollen vorgetrieben, die sich in E-W-Richtung anordnen. Derzeit erfolgt der lokale Abbau der oxidierten Zone). Die Vererzung konzentriert sich an den Kontakt von hellen alltertiären Sandsteinen zu rötlichen oberkretazischen Sandsteinen. Diese Matrix zeigt eine starke Durchädung mit ehemaligen Calcitgängen, die von Limonit- und Manganmineralen nachgezeichnet werden. Neben roten Belägen von Cinnabarit sind Malachit- und Metazinnerabscheidungen zu beobachten. In weniger oxidierten Handstücken ist die Erzparagenese von Chalkosin, Covellin und Hg-Cu-Fahlerzen erhalten, die auf Klüften und imprägniert im Gestein auftritt. Idiomorphe Quarzneubildungen sprechen für eine niedrig temperierte Ausscheidung. Die Gewinnung des Quecksilbers erfolgt über einfache Röstanlagen vor Ort



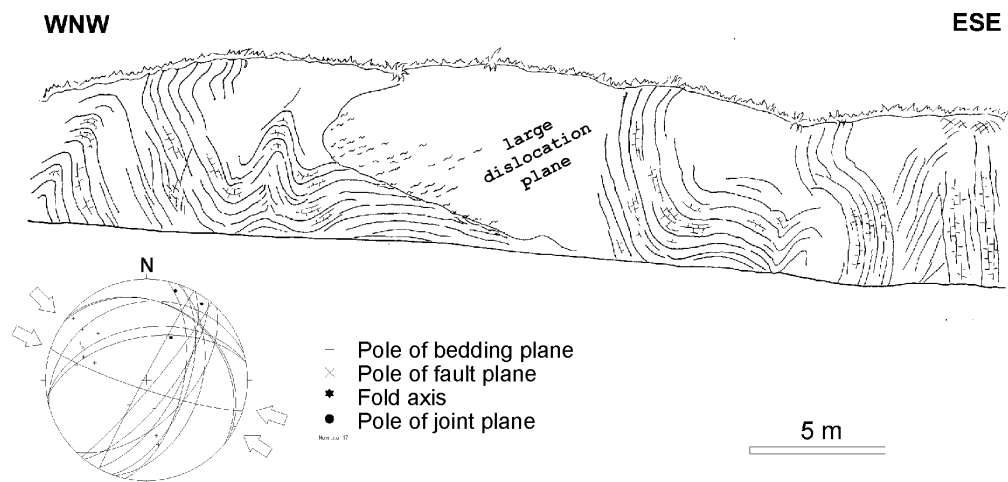


Abb. 40:
Aufschluß in den triassischen Kalken im Zufahrtbereich der Lagerstätte Jinding. Die tertiäre Verfaltung durch WNW-ESE-Einengung ist an den dargestellten Flächen im Stereonez ablesbar.

Blei-Zink (Pb-Zn) Jinding

Die bedeutende Blei-Zink-Lagerstätte Jinding befindet sich an einem Bergrücken 3 km südöstlich der Stadt Lanping. Die Vererzung tritt in Sandsteinen, karbonatfragment-führenden Sandsteinen und Karbonatbrekzien der paläogenen Yunlong-Formation auf (Abb. 38). Laut der geologischen Karte 1: 50.000 und Yano et al. (1994) wird diese Formation dem Paläozän zugeordnet. Die Basis der Abfolge bilden Schluffsteine. Vereinzelt treten saline Einschaltungen auf. Nach Yano et al. (1994) wurden diese Sedimente in kleineren Störungsbecken abgelagert. Kyle & Li (in review) und Luo et al. (2000) interpretieren die Gesteine der Yunlong-Formation im Bereich der Lagerstätte als Schuttfächer- und streamflow-dominated fan-Fazies. Die Schuttfächer wurden am tektonisch gestörten Rand eines lakustrinen Beckens abgelagert.

Im Bereich der Lagerstätte Jinding bilden die paläogenen Gesteine eine Antiklinalstruktur, die entlang der Pijiang-Störung ostvergent auf kretazische Sandsteine überschoben wurde (Abb. 38, 39). Die vererzte Yunlong-Formation wird wiederum von überschobenen jurassischen siliziklastischen Sedimenten und triassischen Karbonaten überlagert. Die gesamte Struktur wird von einer N-S-streichenden links-lateralen Störungszone durchschnitten.

An der Zufahrtsstraße zur Mine ist die Verfaltung in obertriassischen Kalken aufgeschlossen (Abb. 40). Die Einengung erfolgte in WNW-ESE-Richtung.

Innerhalb der Lagerstätte werden die 7 Erzblöcke Beichang, Paomaping, Jiayanshan, Xipo, Baichaoping, Fengzishan und Nanchang unterschieden. Beichang weist 85 % der Gesamtreserven auf und ist somit der Haupterzkörper. Die Lagerstätte beinhaltet über 200 Millionen t Zn+Pb mit 7% und Ag mit 5,8g/t. Nach

Aussagen des örtlichen chinesischen Geologen erreichen die Blei- und Zink-Gehalte im Erz sogar Werte von bis zu 20%. 60 % der Vererzungen sind an die Sandsteine und die übrigen 40 % an Karbonatbrekzien und karbonatfragmentführende Sandsteine gebunden (Kyle). Das Haupterze sind Galenit, Sphalerit und Pyrit mit Bildungstemperaturen von 200 bis 250°C (Hu et al. 1998). Die Pb/Zn-Erze enthalten neben dem Eisen im Pyrit noch Quecksilber, Arsen, Thallium und Rubidium, sowie zonenweise abbauwürdige Silber- und Kupferanreicherungen. Die Gangart wechselt zwischen Quarz und Calcit. Die Vererzung tritt schichtparallel, lagig in Linsen und in Gängen auf.

Im oberen Abschnitt der Lagerstätte ist ein weiträumiger Eiserner Hut ausgebildet. Dieser Bereich wird von Zinkkarbonat (Smithsonit) und untergeordnet Bleikarbonat (Cerussit) dominiert. Daneben treten die typischen Limonitminerale, sowie Imprägnationen von Manganmineralen auf.

Die Mine wird einerseits von der Gemeinde Lanping und andererseits von der Provinz Yunnan abgebaut. Der Abbau erfolgt mit einfachen technischen Hilfsmitteln im Tief- und Tagebau. Die Aufbereitung und Konzentration des Erzes erfolgt in Anlagen nahe der Mine. Die Halden werden am Hangfuß nochmals von Menschen durchgewaschen.

In der Literatur finden sich unterschiedliche Genesemodelle, die sich in der Art der Fluide und der Herkunft der Metalle unterscheiden. Kyle & Li (in review) favorisieren die Mischung

von angereicherten tiefen Beckenfluiden mit flachen Grundwässern. Die Sulfidausscheidung erfolgte in den Sedimenten der Schüttungsdelta- und streamflow-dominierten Schuttfächerfazies. Die erwärmten Becken-

lösungen stammen seinen Ergebnissen zufolge aus den tieferliegenden mesozoischen marinen Abfolgen und führen gelöste Metalle und Petroleum mit sich. Der reduzierende Schwefel in den flachen Grundwässern entstammt der bakteriellen Sulfatreduktion. Aktive Störungen bilden in diesem Modell einerseits eine Rolle als beckensteuernde Strukturen und andererseits als Wegsamkeiten für die Lösungen.

Nach Untersuchungen von Hu et al. (1998) agierten luftgesättigte meteorische Grundwässer als Transportmedium. Die erwärmten Wässer lösten S, Cl und radiogenes He und Ar aus den salzführenden Beckensedimenten durch Gesteins-Wasser-Wechselwirkungen. Aus magmatischen Abfolgen mit Mantelsignatur wurden Pb und Zn gelöst und in S und/ oder Cl-Komplexen transportiert. Die Lösungen stiegen auf und wurden in den bereits erwähnten Sedimentabfolgen ausgeschieden. In beiden Modellen wird jedoch keine genaue zeitliche Einordnung der Mineralisation angegeben.

Im Gegensatz dazu gehen Luo et al. (2000) von einem Mineralisationspeak im mittleren bis oberen Eozän aus. Dieser beendete eine seit dem Beginn des Paläozän dauernde primäre Anreicherungsphase des Erzmaterials in den lakustrinen Sedimenten. Die Anreicherung erfolgte durch die hydrothermale Lösung von Basementgesteinen. Entscheidend für die Bildung der Lagerstätte waren den Autoren zufolge weiterhin die fluviolakustrinen Sandsteine und Brekzien als Hostrock und eine mächtige Schwächezone zwischen der Antiklinale und den überschobenen mesozoischen Sedimenten, sowie die aktive Pijiang-Störungszone.

In allen Modellen wird deutlich, daß sowohl die Zirkulation hydrothermalen Wässers und die Art der unter- und umlagernden Gesteinsabfolgen, als auch die Aktivität von Störungen entscheidend für die Ausbildung der Vererzung waren.

Die salzführenden triassischen und tertiären Sedimente im Lanping-Becken waren die wichtige Quelle für S und Cl, um Transportkomplexe und Sulfide zu bilden. Die von Hu et al. (1998) nachgewiesene magmatische Signatur der Pb- und Zn-Quelle wird von ihm auf triassische Magmatite am Beckenboden zurückgeführt. In den aufgeschlossenen triassischen Sedimenten im Lanping-Becken sind jedoch nur Tuffe eingeschaltet, so daß von einer zusätzlichen Quelle ausgegangen werden muß.

Eine naheliegende Erklärung sind verborgene tertiäre Intrusionen im Lanping-Becken, die nur ganz vereinzelt anstehen (z.B. bei Yongping) und eine eindeutige Mantelsignatur aufweisen (). Eine weitere mögliche Metallquelle sind tertiäre und triassische Magmatite, die östlich des Lanping-Beckens im Bereich der Jinsha Jiang-Ailao Shan-Zone anstehen. In diesem Fall muß von Wegsamkeiten aus dieser Zone in das Lanping-Becken hinein ausgegangen werden.

Die erwähnte Aktivität entlang von Störungen spielte bereits bei der Anlage der paläozänen Sedimentbecken eine wichtige Rolle. Weit bedeutender für die Bildung der Lagerstätte scheint jedoch die Aktivität während der Einengungsphase im mittleren bis oberen Eozän zu sein, die mit der Überschiebung der tertiären Sedimente einherging. In diesem Zeitraum lag die bedeutendste Phase der himalayischen Orogenese im Sanjiang-Gebiet, die mit einer starken Mineralisationsperiode beiderseits der Jinshajiang-Ailaoshan-Zone einherging (Luo et al. 2000). Es ist somit anzunehmen, daß die Hauptvererzung der Lagerstätte Jinding erst im mittleren bis oberen Eozän stattfand.

Die Lagerstätte Jinding läßt sich nicht in einen gängigen Typus von Lagerstätten in sedimentären Becken einordnen. Die meisten Zn-Pb(± Ag)-Lagerstätten treten in marinen sedimentären Abfolgen auf und werden in drei genetische Typen unterteilt: Mississippi Valley-type (MVT), sedimentär-exhalativ (SEDEX) und Sandsteintype (SST). Die vererzten Sandsteine der Lagerstätte Jinding unterscheiden sich im Ablagerungsraum und petrologischen Charakter von denen in typischen SST-Lagerstätten. Solche Vererzungen treten in basalen Quarzareniten auf, die sich im Anschluß an eine lange tektonische Ruhephase sedimentiert werden.

Die Lagerstätte Jinding wurde jedoch im Anschluß an eine langanhaltende Sedimentationsphase im Zuge von intrakontinentaler Deformation angelegt.

Jinquan-Becken

Die kleine Pb-Zn-Lagerstätte Jinquan-Becken steht nordöstlich der bereits beschriebenen Kupferlagerstätte Jinquan-Becken, ca. 40 km ESE der Stadt Lijiang an (Helmcke, 1996). Die hydrothermale Vererzung tritt am Kontakt zwischen oberpermischen Basalten und triassischen Kalksteinen auf.

Midu

Eine mittelgroße Pb-Zn-Lagerstätte wird von Helmcke (1996) nahe der Stadt Midu, ca. 40 km SE von Xiaguan beschrieben. Die hydrothermal-sedimentäre Mineralisation tritt stratiform in paläozoischen Sedimenten in der Nähe eines permischen Basites auf. Das Vererzungsalter wird als polyzyklisch angegeben, so daß eine himalayische Überprägung der Lagerstätte anzunehmen ist.

Dongshan

Die große Pb-Zn-Lagerstätte Dongshan, 50 km südlich von Baoshan gelegen, ähnelt der oben erläuterten Lagerstätte bei Midu. Die nach Helmcke (1996) als hydrothermal-sedimentär bezeichnete, stratiforme Vererzung ist an unterkarbonische Gesteine, nahe einer Störung gebunden und wird als polyzyklisch eingestuft.

Polymetallisch (Pb+/-Cu+/-Zn+/-Ag) Baiyanping

Die bisher als mittelgroß eingestufte polymetallische Cu-Ag-Co-Lagerstätte Baiyanping liegt im nördlichen Lanping-Becken, 20 km nordwestlich von Hexi. Sie wird in den jüngeren Arbeiten im Zusammenhang mit der bedeutenden Pb-Zn-Lagerstätte Jinding genannt und mit dieser zu einem Erzgürtel gezählt (Chen et al., 2000; Xue et al., 2000). Die Erze bestehen zu einem großen Teil aus Chalkopyrit, Tetraedrit, Azurit, Malachit (Helmcke, 1996). Sie treten als hydrothermale Vererzung in einer Störungszone auf, in der klastische, bunte Sedimente mit kretazischen Altern und triassische Karbonate anstehen. Die N-S-Störungen fungierten als Migrationsbahnen der Lösungen und die NE-SW-Störungen als Vererzungszonen (Helmcke, 1996). Es handelt sich höchstwahrscheinlich um einen der Lagerstätte Jinding vergleichbaren Vererzungstyp in klastischen Sedimenten im Bereich tiefgreifender Störungen. In Untersuchungen von Chen et al. (2000) und Xue et al. (2000) wurden anhand von Isotopenmessungen Signaturen der tiefen Kruste und möglicher Mantelentgasung nachgewiesen.

Fulongchang

Die polymetallische Lagerstätte Fulongchang befindet sich rund 20 km SSW von Baiyanping und liegt mit dieser, sowie der Lagerstätte Yanzhidong, perlschnur-

artig im Bereich einer NE-SW-streichenden Störungszone. Die Erzparagenese setzt sich überwiegend aus Galenit, Sphalerit, Tetraedrit, Freibergit, Chalkopyrit, Pyrit, Malachit, Azurit und Geokronit zusammen. Darin sind abbauwürdige Anreicherungen von Cu, Ag, Pb, Zn und Hg enthalten. Die Vererzung tritt in brekziierten kretazischen Sand- und Schluffsteinen, sowie möglicherweise in assoziierten Karbonaten auf, wie die sekundären Minerale anzeigen. Die Umschreibung des Lagerstättentypes als „hydrothermal oder sedimentär und störungsverbunden“ (Helmcke, 1996) deutet die Unklarheit über die genetische Einordnung an. Damit liegt der Schluß nahe, daß es sich um eine hydrothermale Vererzung in Sedimenten im Bereich einer tiefgreifenden Störungszone, ähnlich den Lagerstätten Baiyanping und Jinding, handelt und diese nicht in die gängigen Vererzungstypen einzuordnen ist.

Yanzhidong

Die kleine Ag-Pb-Cu-Lagerstätte Yanzhidong ist das dritte und südlichste Vorkommen in der erwähnten Störungszone im nördlichen Lanping-Becken. Sie befindet sich bei Shiden am Lancang Jiang. Die störungsgebundene Vererzung führt Chalkopyrit, Tetraedrit, Pyrit und Galenit und tritt gangförmig und als Stockwerkvererzung in brekziierten, triassisch bis kretazischen Kalk- und Sandsteinen auf (Helmcke, 1996).

Platin (Pt)

Jinhaoshan

Die große Platin-Palladium-Lagerstätte liegt 30 km ENE von Nantian am Kontakt von triassischen Sedimenten zu einem magmatischen Körper. Das Alter und der Typ der Vererzung ist fraglich.

Huangcaoba

10 km nordöstlich von Xiaguan tritt in ordovizischen Sedimenten eine mittelgroße Platin-Palladium-Vererzung auf, deren Genese und altersmäßige Einordnung unklar ist.

Antimon (Sb)

Bijiashan

In den mesozoischen Sedimenten des südlichen Lanping-Beckens ist bei Bijiashan, 45 km südwestlich

von Weishan eine mittelgroße Sb-Lagerstätte entwickelt (Zhang et al., 1996). Sie liegt im Bereich einer Störung und führt erwähnenswerte Gehalte an Quecksilber.

Ma'anshan

Eine weitere, kleine Antimon-Lagerstätte im südlichen Lanping-Becken befindet sich ca. 35 km WSW von Weishan bei Shangshiyuan. In den vererzten obertriassischen Kalkbrekzien der Sanhedong-Formation treten Antimonit, Fluorit und Schwefel auf.

Zinn (Sn)

Tiechang

Die mittelgroße Zinn-Lagerstätte Tiechang befindet sich bei Yunlong (50 km N´ Baoshan) am äußersten westlichen Rand des Untersuchungsgebietes. Die hydrothermale Gangvererzung wird als spätyanshanisch bis himalayisch eingestuft und tritt im Kontaktbereich eines kretazischen Granites zum metamorphen Nebengestein auf (Zhang et al., 1996).

Haobadi

Nahe von Changning liegt die mittelgroße Zinn-Lagerstätte Haobadi. Die Kassiterit-Vererzung wird als „sedimentär-metamorph-hydrothermal“, sowie disseminiert und gangförmig zwischen NW-streichenden Störungen beschrieben. Das Nebengestein bilden sowohl Sedimente, als auch mesozoische Granite und himalayische Granitporphyre.

Wolfram (W)

Eine mittelgroße Wolfram-Lagerstätte bei Mahuaping am Jinsha Jiang wird von (Zhang et al., 1996) erwähnt. Die hydrothermale, gangförmige Vererzung unklaren Alters ist an devonische Gesteine gebunden.

5 Strukturanalyse

5.1 Karte Quartärstressfeld

Rekonstruiertes tektonisches Regime

Die strukturelle Auswertung des Satellitenbildmosaik in Hinblick auf die rezente Tektonik ergab ein Netzwerk aus jungen und aktiven Störungen mit zahlreichen störungsgebundenen Becken (Karte 7). Die Störungen lassen sich in NNW-SSE-streichende Abschiebungen und NNE-SSW-, N-S-, NE-SW-, sowie NW-SE und NNW-SSE-streichende Strike-slip-Störungen unterteilen. Zusätzlich zu den auf dem Satellitenbild erkennbaren Merkmalen lassen sich diese Störungstypen anhand der Herdlösungen rezenter Erdbeben (Karte 14) belegen.

Der Vergleich mit der Tab. 4 zeigt, daß die Störungen im Pliozän bzw. Pleistozän angelegt bzw. reaktiviert wurden, das läßt sich anhand der Alter der basalen Sedimente in den assoziierten, störungsgebundenen Becken ablesen. Die Karte 8 der quartären Sedimente macht außerdem deutlich, daß die pliozänen Sedimente schon nahe den späteren Quartärbecken abgelagert wurden. Die Reaktivierung erfolgte entlang vorhandener lithosphärischer Schwächezonen, wie Suturen, Überschiebungen, Scherzonen und Blattverschiebungen. Die erneute Aktivität älterer Strike-slip-Störungen ging häufig mit der Inversion der Bewegungsrichtung einher (Red River-Störung, Wanding-Störung).

Die bedeutenderen NE-SW- bzw. NNE-SSW-streichenden Strike-slip-Störungen zeigen ausnahmslos linkslaterale Bewegungssinn, der sich an Flußversätzen und der Orientierung angrenzender Pull-apart-Becken und modifizierter Pull-apart-Becken ablesen läßt. An den Strike-slip-Störungen in NNW-Richtung (Zhongdian- und Qiaohou-Störung) ist eine jüngere linkslaterale Bewegung belegbar, die jedoch rezent kaum nachzuweisen ist und möglicherweise durch eine überwiegend vertikale Komponente abgelöst wurde.

Die NNW-SSE-streichende Red River-Störung biegt im südlichen Arbeitsgebiet in NW-SE-Richtung um und zeigt ab dort nach Leloup et al. (1995) und Wang et al. (1998) rechtslaterale Aktivität. Neben den erwähnten mit Strike-slip-Störungen vergesellschafteten Pull-apart- und modifizierten Pull-apart-Becken treten in NNW-SSE-Richtung ausgerichtete Gräben und Halbgräben auf.

Die Richtungsrose auf Karte 7 zeigt die Ausrichtung der aktiven Abschiebungen in NNW-SSE-Erstreckung und die Strike-slip-Störungen in NW-SE- und NE-SW-

Richtung. Daraus ergibt sich das in dem kleinen Feld der Karte 7 abgebildete rezente Stressfeld mit minimalen horizontalen Kräften (Extension) in ENE-WSW- und mit maximalen horizontalen Kräften (Kompression) in NNW-SSE-Orientierung.

Die auf Karte 19 an den aktiven Strike-slip-Störungen dargestellten horizontalen Versatzrichtungen führen zur Rotation kleinerer und größerer Krustenblöcke im Uhrzeigersinn. Diese Blockrotationen sind besonders deutlich zwischen der Lijiang- und der Heqing-Störung in Form von "Bookshelf"-Strukturen zu erkennen.

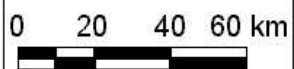
Die Blockrotationen und die überwiegend linkslateralen, an der Red River-Störung rechtslateralen Blattverschiebungen resultieren in einem nach Süden gerichteten Massentransport. Dies liegt nach (Tapponnier et al., 2001 und Leloup et al. 1995) in der anhaltenden Nordwärtsdrift der Indischen Platte und der damit verbundenen Extrusion des Tibet-Plateaus nach Osten und Südosten begründet.

Die kartierten Störungen und das abgeleitete Stressfeld ähnelt, abgesehen vom Bewegungssinn einzelner Störungen, den Resultaten der Untersuchungen von Holt et al. (1991), Leloup et al. (1995) und Wang et al. (1998). Die Modelle unterscheiden sich jedoch in der Interpretation dieser von Strike-slip-Störungen und Becken dominierten Region. Leloup et al. (1995) schließen aufgrund von Satellitenbilddauswertungen auf eine überregionale Orientierung der maximalen Kompression in NNW-SSE-Richtung und der minimalen Kompression (σ_3) in ENE-WSW-Orientierung (Abb. 42). Ihrer Meinung nach finden die linkslateralen Blattverschiebungen und die assoziierten Blockrotationen im Untersuchungsgebiet ihre Fortsetzung in vergleichbaren Strukturen im Südwesten der Red-River-Störung. Im Gegensatz dazu interpretieren Wang et al. (1998) das sogenannte „Red River- und Dali-Störungssystem“ insgesamt als Extensionszone ohne Bezug zu den Störungen (z.B. Wanding- und Nanting-Störung) im Südwesten der Red River-Störung (Abb. 43). Die Öffnung dieses Störungssystems und der südöstlich gelegenen Xiajiang-Störungszone resultieren nach Meinung dieser Autoren aus der rechtslateralen Bewegung der Red River-Störung und großräumigen Blockrotationen im Uhrzeigersinn. Holt et al. (1991) betrachten die gesamte



Legend

- | | | |
|---------------------|-------------------------------|-------------------------|
| Block rotation | Unspecified major fault | Quaternary basin |
| Relative subsidence | Basin normal faults | Outline of image mosaic |
| Relative uplift | Strike-slip fault | Major river |
| Mass transport | Multidirectional fault | Minor river |
| Rigid block | Parallel normal fault | Lake |
| | Unspecified subordinate fault | |



Map 19:
Recent block rotation and relative mass transport

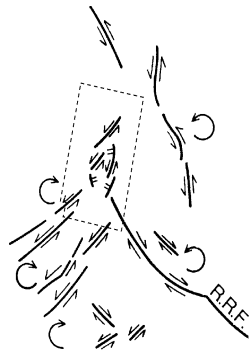


Abb. 41:
Modell der rezenten Tektonik an der östlichen Syntaxis des Himalaya. Die gestrichelte Linie verdeutlicht die Lage des Arbeitsgebietes (aus Holt et al., 1991, ergänzt).

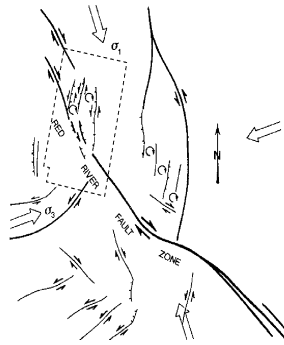


Abb. 42:
Modell der rezenten Tektonik an der östlichen Syntaxis des Himalaya. Die gestrichelte Linie verdeutlicht die Lage des Arbeitsgebietes (aus Leloup et al., 1995, ergänzt).

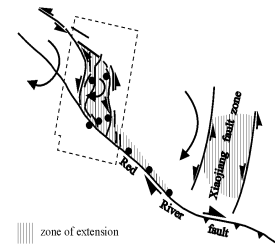
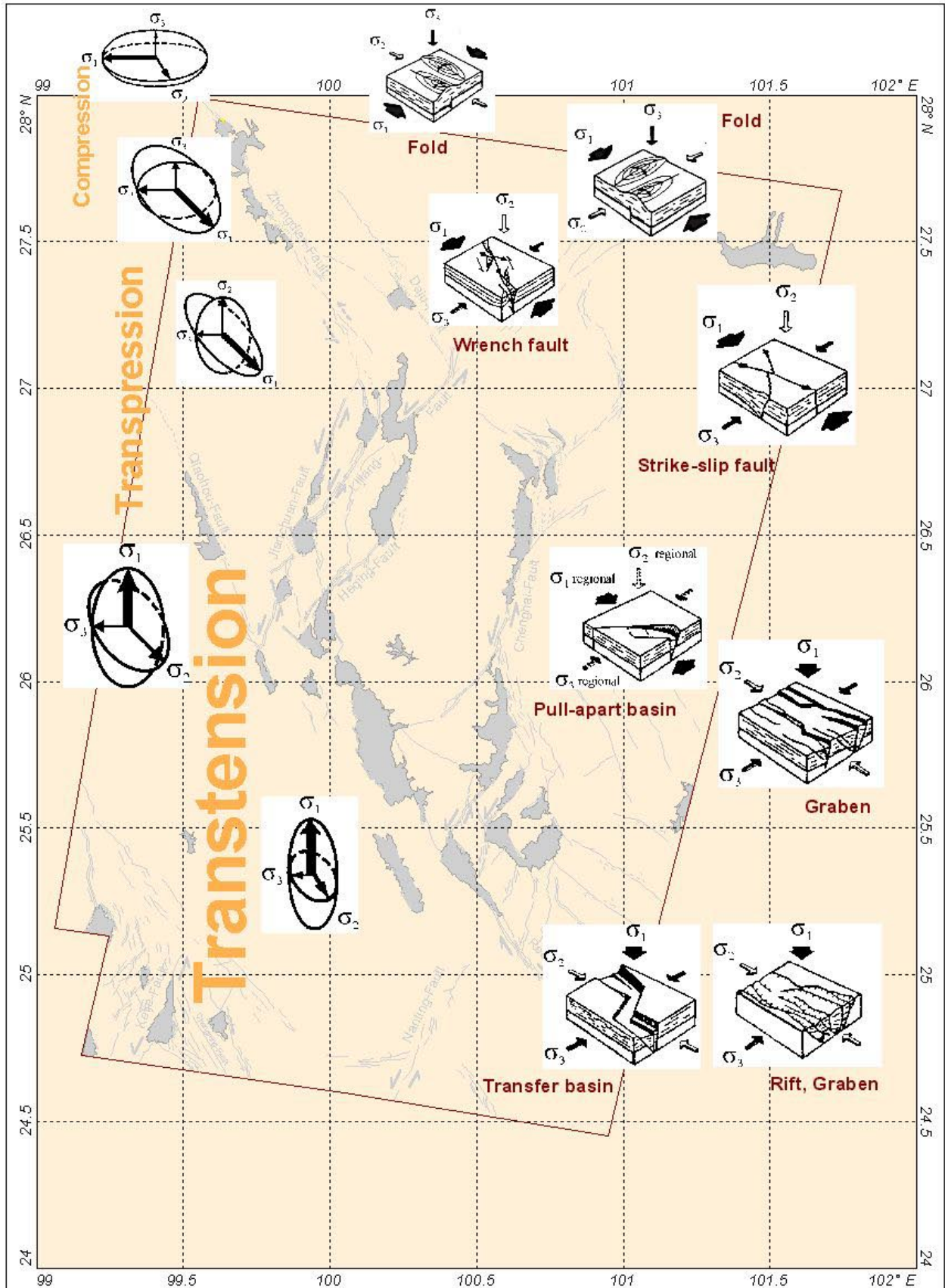


Abb. 43:
Modell der rezenten Tektonik an der östlichen Syntaxis des Himalaya. Die gestrichelte Linie verdeutlicht die Lage des Arbeitsgebietes (aus Wang et al., 1998, ergänzt).

Region, ähnlich wie Leloup et al. (1995) als eine einzige tektonische Struktur (Abb. 41). Sie konnten anhand von Erdbebenanalysen zeigen, daß sich diese in einem Übergangsbereich befindet, in dem die dominierende kompressive Bewegung in eine überwiegend extensionale Bewegung übergeht. Deutlich wird die Lage der Region und damit auch des Untersuchungsgebietes in einer Übergangszone“ an der Abb. 44 von Mattauer et al. (1999). Sie zeigt den rezenten Verlauf der maximalen horizontalen Hauptspannungen im Umfeld der Indien-Asien-Kollisionszone. Die Spannungen stehen senkrecht auf der Suturlinie und verteilen sich von dort radialstrahlig in die umgebenden Gebiete. An der östlichen Syntaxis verlaufen die Linien in NE-SE-Richtung und biegen mit zunehmender Entfernung von der Kollisionszone in östliche Richtung ab. Südöstlich der Syntaxis werden sie zwischen dem 25. und 28. Breitengrad, also genau im Untersuchungsgebiet, von in NW-SE- und N-S-Richtung streichenden maximalen horizontalen Hauptspannungen abgelöst. Bei genauer Analyse des tektonischen Inventars im Untersuchungsgebiet wird ersichtlich, daß es sich bei diesem Wechsel um ein sich in südliche Richtung änderndes Verhältnis der Hauptspannungen (Karte 20) handelt. Das ist an der Verteilung und der Typen der auftretenden Becken und Störungen ersichtlich. Im Norden des Arbeitsgebietes wurden bisher fast keine quartären Becken geöffnet. Nach Süden treten zunehmend Pull-apart-Becken und modifizierte Pull-apart-Becken, sowie weiter südlich auch Gräben und Halbgräben auf. Die jeweiligen assoziierten Spannungsellipsoide sind mit den Blockbildern der Störungs- und Beckentypen auf der Karte 20 modellhaft verdeutlicht. Daran ist abzulesen, daß sich die überwiegend W-E-orientierte Kompression im Norden in südliche Richtung so verringert, daß die bis dahin in N-S-Richtung orientierte mittlere Hauptspannung (Sigma 2) zur dominierenden Kompressionsrichtung (Sigma 1) wird. Südlich dieses Gebietes mit kompressivem Stressfeld geht die bisher senkrechte minimale Haupt-

spannung (sigma 3) in die minimale horizontale Hauptspannung über. In diesem transpressivem Regime treten Strike-slip- und Wrench-Störungen auf. Infolge der weiteren Verringerung der maximalen horizontalen Hauptspannung wirkt die bisher horizontal ausgerichtete maximale Hauptspannung (Sigma 1) im mittleren und südlichen Arbeitsgebiet senkrecht. In diesem transtensiven Stressfeld wird das Öffnen von Pull-apart-Becken, Halbgräben und Gräben ermöglicht. Der Vergleich mit überregionalen tektonischen Karten (Leloup et al., 1995, Tapponnier et al., 2001, Packham, 1996) verdeutlicht, daß sich dieser Trend auch in die südlich bzw. südöstlich und südwestlich anschließenden Regionen verfolgen läßt.

Wie eben nachgewiesen, kann anhand der Analyse der rezenten Tektonik im Untersuchungsgebiet auf Grundlage der Satellitenbildauswertung die Interpretation von Holt et al. (1991) bestätigt werden. Außerdem läßt sich an der strukturellen Auswertung belegen, daß ein Stressfeld mit horizontaler Extension in WSW-ENE und horizontaler Kompression in NNW-SSE-Orientierung rezent aktiv ist. Es gleicht unter zweidimensionaler Betrachtung dem von Leloup et al. (1995) abgeleiteten tektonischen Regime, zeigt aber räumlich eine Veränderung des Strainellipsoides von N nach S. In diesem großräumigen Zusammenhang kann das Störungs- und Beckenmosaik im Untersuchungsgebiet als eine ausgedehnte Extensionszone interpretiert werden, wie Wang et al. (1998) es beschreiben. Sie markiert den nördlichen Punkt der überwiegend extensionalen Bewegungen im Südosten der östlichen Syntaxis. Die nordöstlich der Red River-Störung entwickelten Strike-slip-Störungen des zentralen Untersuchungsgebietes sind zwar durch den Lanping-Block von den im äußerster Südwesten des Untersuchungsgebietes gelegenen Strike-slip-Störungen getrennt, wie Wang et al. (1998) es aufzeichnen. Beide Störungssysteme sind aber als Teilstücke der Extensionstektonik in der Region zwischen der Yangtze-Plattform und der Sagaing-Störung anzusehen.



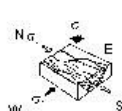
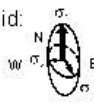
Legend

Tectonic regime:

Stressellipsoid:

Blockmodel of associated structure:

Transtension



0 20 40 60km



Map 20:

Modells of tectonic regimes

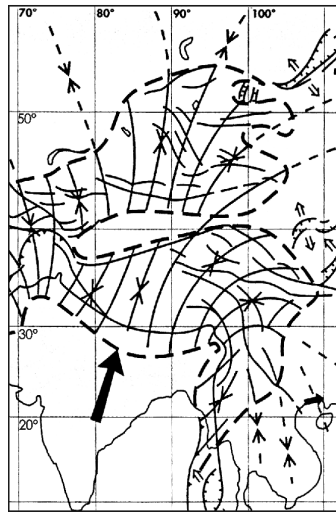


Abb. 44:
Verlauf der rezenten
horizontalen Hauptspan-
nungen im Umfeld der
himalayischen Kollisions-
zone (aus Mattauer et al.,
1999, verändert).

5.2 Karte Tertiärstressfeld Rekonstruiertes tektonisches Regime im ausgehenden Paläogen

Das Einsetzen der tertiären Deformation in Yunnan als Folge der Indien-Asien-Kollision ist an der Hauptdiskordanz an der Basis des oberen Eozäns ablesbar. Der Deformationsprozeß ging einher mit der Verfaltung der mesozoisch-paläogenen Redbeds mit N-S- bzw. NNW-SSE-streichenden Faltenachsen verbunden mit ostvergenten und vereinzelt westvergenten (Leloup et al. 1995) Auf- und Überschiebungen. Diese streichen annähernd in N-S-Richtung und sind auf dem Satellitenbild als sinuous positive-Lineamente erkennbar. Die Deformation zeigt sich weiterhin an der plötzlichen Verlagerung der Sedimentationsbereiche. Zahlreiche neue Becken wurden an der Stirnseite von Überschiebungen und als intramontane Störungsbecken geöffnet. Sie wurden relativ rasch mit im Gegensatz zu den präkollisionalen Sedimenten deutlich größeren Sedimenten (intracontinentale Molasse) in Form von Schuttflächern und -flächen verfüllt.

Die Auswirkungen der Indien-Asien-Kollision resultierten außerdem in der Bildung bzw. Reaktivierung tiefkrustaler Scherzonen entlang alter Suturen. Im Arbeitsgebiet wurde die Red River-Ailao Shan-Zone nach Leloup et al. (1995) ab dem obersten Eozän (35 Ma) als großräumige, linkslaterale Störung und Scherzone aktiviert.

Karte 21 zeigt die Lage der erläuterten postkollisionalen Strukturen. Daraus läßt sich die Orientierung des obereozänen-unteroligozänen, regionalen Stressfeldes mit einer maximalen Kompression in heutiger E-W-Richtung und einer Extension in N-S-Richtung rekonstruieren, wie es in der eingeschobenen Abbildung dargestellt ist. Es kann demnach verallgemeinert werden, daß kompressionale Strukturen, wie Schieferung und Faltenachsen annähernd N-S und extensionale Strukturen, wie Abschiebungen und Extensionsklüfte ungefähr E-W orientiert waren. As-

soziierte Strike-slip-Störungen konnten sowohl als linkslaterale, NW-SE-streichende Störung (Bsp. Red River-Störung) oder als rechtslaterale, NE-SW-streichende Störung auftreten. Diese dargestellte postkollisionale Phase wird nach Luo et al. (2000) und YBGMR (1995) als Episode I der Himalayischen Orogenese bezeichnet.

Rekonstruktion der Entwicklung seit der Kollision bis rezent

Die Tabelle 4 listet die tektonischen, magmatischen und sedimentären Ereignisse in NW-Yunnan, sowie damit im Zusammenhang stehende Ereignisse in Myanmar und der Himalaya-/Tibet-Region seit der Kollision auf. Auf den Darstellungen A bis H der Abb.45 sind diese Ereignisse in einzelnen Schritten vom mittleren Eozän bis rezent räumlich wiedergegeben. Die schräge Kollision der Indischen Platte mit dem Kontinentalrand der Eurasischen Platte setzte im mittleren Eozän im Bereich der heutigen westlichen Syntaxis ein (Windley, 1995). Dort kam es zu Auf- und Überschiebungen mit assoziierter intrakontinentaler Molassesedimentation (B). Die anhaltende, nach Norden gerichtete Bewegung der Indischen Platte war mit einer Drehung gegen den Uhrzeigersinn verbunden. Dadurch setzte sich die Kollision in Richtung der heutigen östlichen Syntaxis fort.

Im Untersuchungsgebiet führte die Kontinent-Kontinent-Kollision in den westlicher gelegenen Regionen des Himalaya und von Westmyanmar zur Ausbildung einer regional auftretenden Winkeldiskordanz an der Wende von mittlerem zu oberem Eozän (B). In diesem Zeitraum begann die Sedimentation grobklastischer Molasse in langgestreckten Trögen und horizontale Kompression mit ~N-S-streichenden, ostvergenten Auf- und Überschiebungen (nach rezenten Koordinaten).

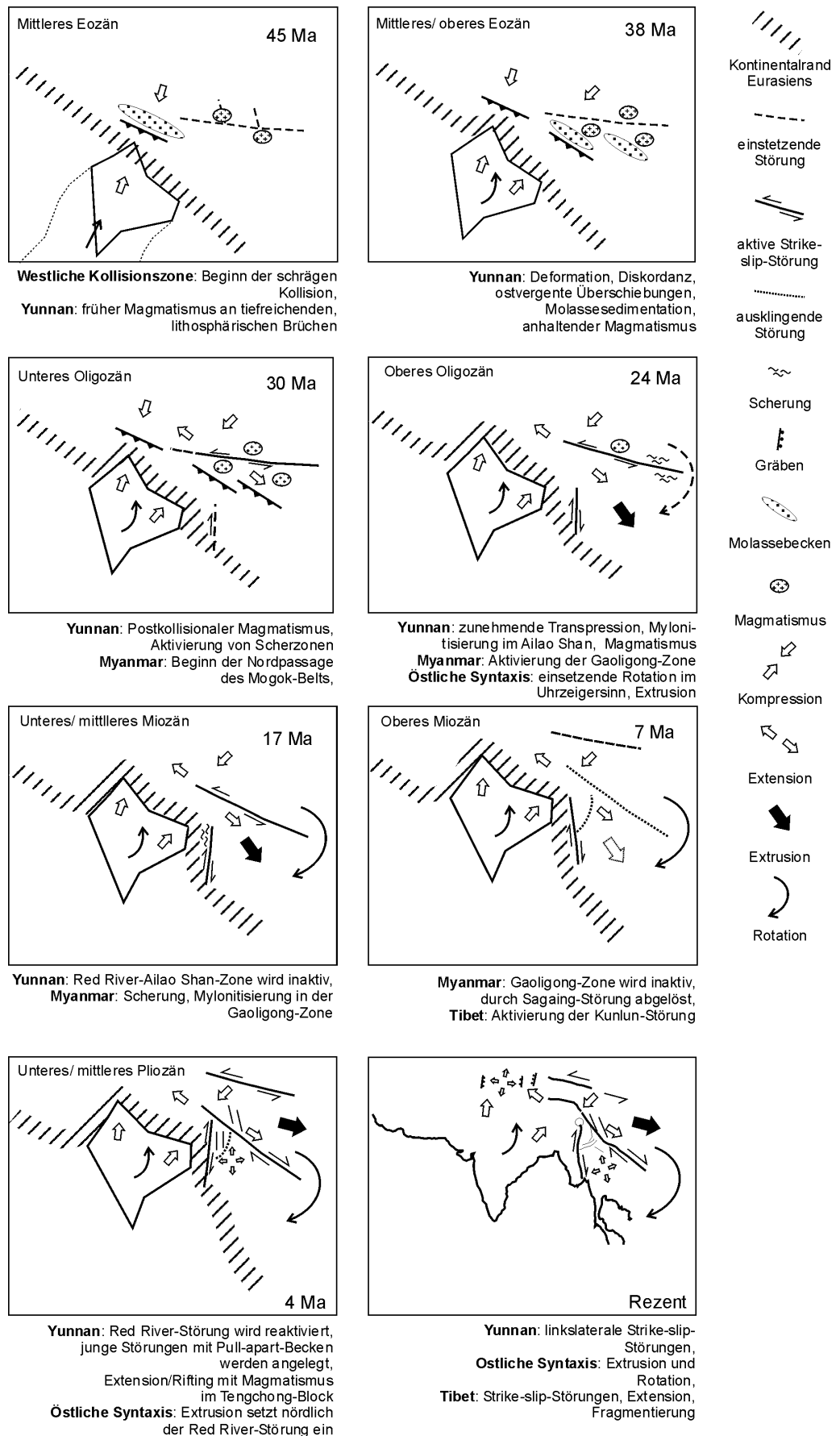
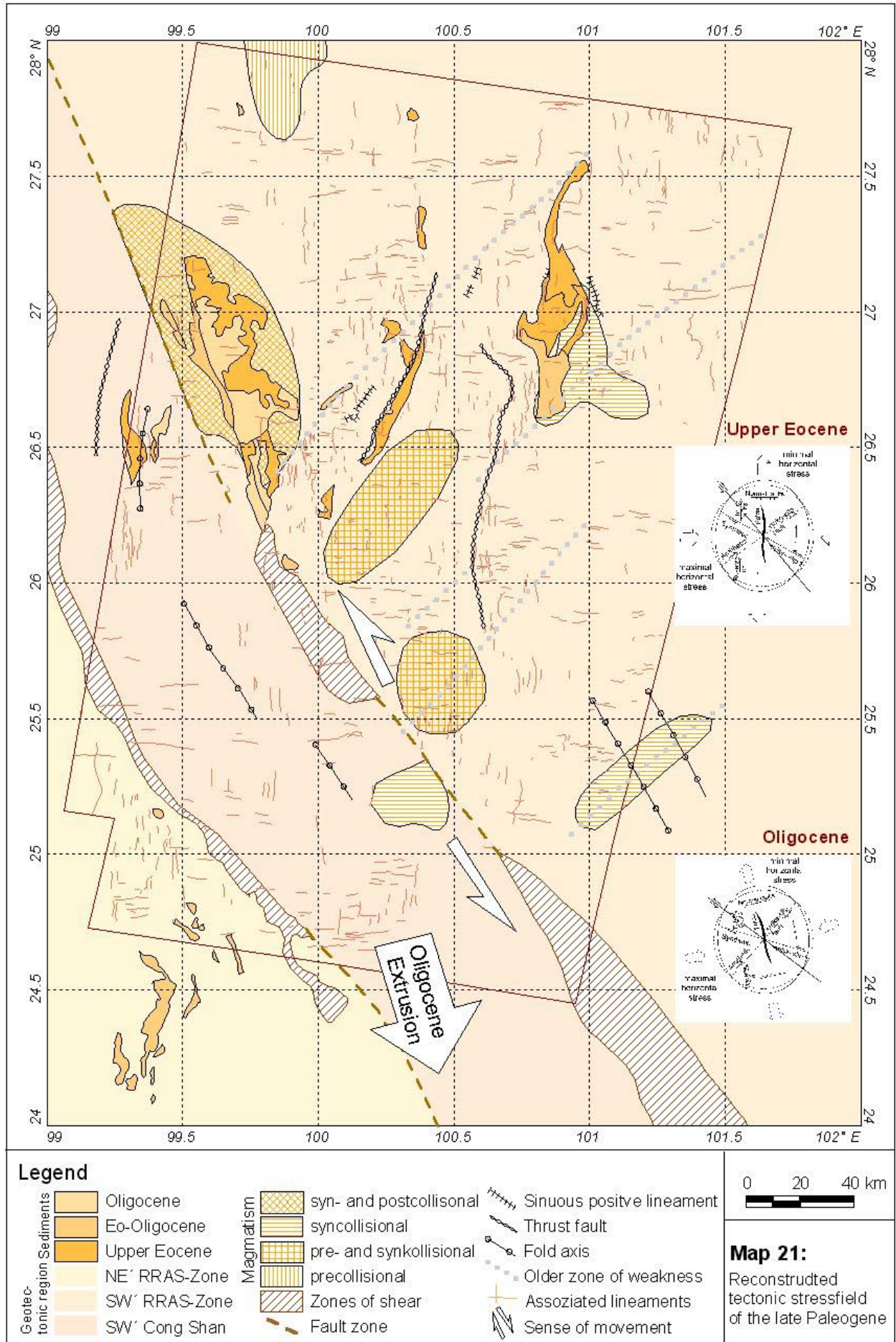


Abb. 45: Modell der geotektonischen Entwicklung im Känozoikum an der östlichen Syntaxis des Himalaya.



Die anhaltende Konvergenz der Kontinentalplatten führte zur weiteren Kompression und dem allmählichen Eindringen der Indischen Platte in den Eurasischen Kontinentalrand. Im Bereich der östlichen Syntax setzte dieser Prozeß ab dem unteren Oligozän ein und war von der beginnenden Nordpassage des Mogok-Belts (Bertrand et al., 2001) begleitet. Gleichzeitig wurden innerhalb der Eurasischen Platte alte lithologische Schwächezonen als Strike-slip-Störungen reaktiviert. Im Gebiet des heutigen West-Yunnans und Ost-Tibets handelte es sich um die linkslaterale Red River-Ailao Shan-Zone und die rechtslaterale Gaoligong-Zone, die in den Spuren der Bangong-Nujiang-Sutur und der Jinsha Jiang-Sutur angelegt wurden. Diese beginnende postkollisionale Intraplattendeformation wurde von alkalinem bis subalkalinem Magmatismus begleitet. Lokale Extensionszonen entlang der Störungen fungierten dabei als bevorzugte Aufstiegswege und reichten demnach bis in tiefkrustale Zonen bzw. bis in den obersten Mantel.

Die anhaltende Kompression in der Hauptkollisionszone führte im oberen Oligozän (D) zur Rotation im Uhrzeigersinn um die östliche Syntax. Diese Ausgleichsbewegung wurden von einer allmählichen Extrusion der Regionen zwischen Red River-Ailao Shan-Zone und die rechtslaterale Gaoligong-Zone begleitet (Leloup et al., 1995). Infolge der Rotation wurde das Gebiet des heutigen W-Yunnans relativ zur vorherrschenden NE-SW-Haupteinengungsrichtung bewegt. Dadurch nahm die kompressive Komponente, die auf die Red River-Ailao Shan-Zone gerichtet war, zu und bewirkte im heutigen Ailao Shan transpressive Scherungen und Mylonitisierungen.

Im unteren bis mittleren Miozän wurde die Red River-Ailao Shan-Zone infolge der Rotation um die östliche Syntax zunehmend in eine Ausrichtung senkrecht zur Haupteinengung verlagert. Die linkslaterale Bewegung der Scherzone kam dadurch im mittleren Miozän zum Erliegen (Leloup et al., 1995). An der westlicher gelegenen Gaoligong-Zone trat in diesem Zeitraum noch Lateralversatz mit Scherung und Mylonitisierung auf (Wang & Burchfiel, 1997). Die eo-oligozäne Molasse-sedimentation wurde im Miozän durch die Ablagerung weniger grober klastischer Sedimente in neu geöffneten Becken abgelöst. Die Öffnung der jeweiligen Becken variierte jedoch stark innerhalb der Zeitspanne Unter-

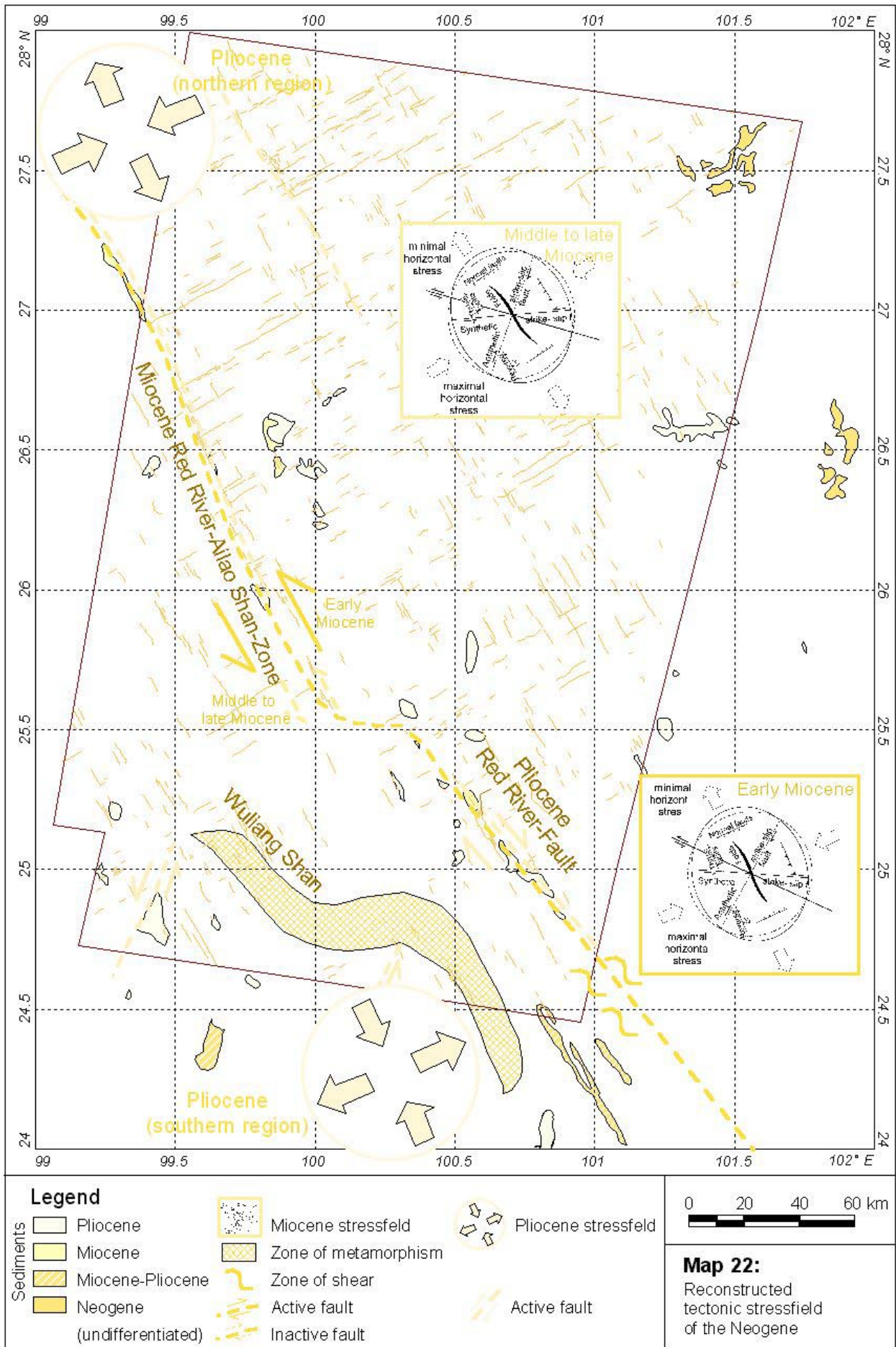
bis Obermiozän und wurde demzufolge durch sich verändernde oder instabile tektonische Faktoren gesteuert.

Im oberen Miozän war die Gaoligong-Zone ähnlich der Red River-Ailao Shan-Zone aufgrund der Rotationsbewegungen im tektonischen Stressfeld gelagert, daß ihre Lateralbewegung ebenso zum Stillstand kam. Die Extrusion der Region zwischen Red River-Ailao Shan-Zone und Gaoligong-Zone nach Südosten stoppte dadurch allmählich. Die bisherige Funktion der Gaoligong-Zone, als eine Strike-slip-Störung bzw. Scherzone zwischen der Indischen Platte und dem Eurasischen Kontinentalrand, wurde im Gegenzug von der sich ausbildenden rechtslateralen Sagaing-Störung übernommen (Wang & Burchfiel, 1997).

Im unteren Pliozän hatte sich die Red River-Ailao Shan-Zone durch die fortschreitende Rotation zu den maximalen horizontalen Kräften so verlagert, daß eine erneute Lateralbewegung, jedoch mit umgekehrtem Bewegungssinn, einsetzte (G). In diesem Zusammenhang entstanden bereits einige der heute noch aktiven Strike-slip-Störungen im Bereich ehemaliger Aufschiebungen (Wang et al., 1998). Die Einregelung des rezenten Stressfeldes begann demzufolge schon in diesem Zeitraum. Dafür spricht auch die annähernd zeitgleiche Öffnung zahlreicher Pull-apart-Becken im heutigen NW-Yunnan an der Wende von unterem zu oberem Pliozän. Die neogenen Beckensedimente wurden in Bereichen abgelagert, in denen sich später auch die quartäre Sedimentation fortsetzte. Das übergeordnete Stressfeld hat sich demzufolge seitdem nicht grundlegend geändert.

Westlich des Arbeitsgebietes führte die rechtslaterale Bewegung der Sagaing-Störung zu Extensionsbewegungen mit assoziiertem Magmatismus im Tengchong-Block. Anhand der Orientierung der Abschiebungen und Strike-slip-Störungen läßt sich ein E-W-ausgerichtete Extensionsrichtung ablesen. Dieses tektonische Stressfeld hat sich seitdem nicht grundlegend geändert.

Die tektonische Situation des Arbeitsgebietes im Quartär (H) wurde bereits im Kapitel 5.1 eingehend erläutert. Sie resultiert aus der anhaltenden Rotation um die östliche Syntax des Himalaya und der nach Osten gerichteten Extrusion der Regionen nordöstlich der Red River-Störung.



6 Potentialauswertung

6.1 Geotektonische Phasen

Die in den bisherigen Kapiteln erläuterten Fakten zur sedimentären, magmatischen und tektonische Entwicklung in NW-Yunnan und die zusätzlichen Informationen über den „Großraum“ der östlichen Syntaxis des Himalaya bilden die Grundlage für die synoptische Auswertung der geotektonischen Phasen. Die unterschiedlichen Fakten über den Zeitraum oberste Kreide bis rezent wurden in der Tabelle 4 zeitlich gegenübergestellt. Die Tabelle bildet damit ein ausgezeichnetes Werkzeug zur Korrelation der verschiedenen Daten über den gesamten prä- bis postkollisionalen Zeitraum.

Ausgehend von der Diskordanz zwischen dem mittleren und dem oberen Eozän als Marker für die tertiäre Hauptdeformation in NW-Yunnan lassen sich mehrere Phasen der geotektonischen Entwicklung abgrenzen. Die prä- bis frühkollisionale Phase umfaßt den Zeitraum von der ausgehenden Oberkreide bis in das mittlere Eozän. Sie leitet von der relativ stabilen Kontinentalrandentwicklung in die aktive Deformationsphase über. In diesem Intervall traten bereits deutliche Veränderungen in der Sedimentation auf, die an vereinzelt Konglomeratschüttungen, der Verlagerung und Verkleinerung der Becken, der Herausbildung störungsgebundener Beckenränder und nach Yano et al. (1994) auch dem Auftreten von Diskordanzen in der Sedimentabfolge ablesbar sind. Neben des zunehmenden tektonischen Aktivität wurde das Arbeitsgebiet während dieser Phase bereits von aktivem Magmatismus geprägt. Vergleiche mit rezenten aktiven Kontinentalrändern zeigen, daß magmatische Intrusionen häufig linear entlang geologischer Schwächezonen und besonders an deren Kreuzungspunkten aufsteigen. Im Arbeitsgebiet bildete sich vermutlich schon zu diesem Zeitpunkt die Red River-Ailao Shan-Zone entlang alter Suturen, als eine vergleichbare „Schwachstelle“ heraus. Bevorzugte Aufstiegsbereiche stellen die Kreuzungsbereiche mit den alten triassischen Bruchstrukturen der ehemaligen Halbgräben dar.

Die syn- bis frühe postkollisionale Phase setzte an der Grenze zwischen mittlerem und oberem Eozän ein. Das ist deutlich an der signifikanten Änderung der sedimentären Fazies, dem verstärktem Magmatismus und der zunehmenden Bewegung entlang der tektonischen Zonen ersichtlich. Diese Phase war einerseits durch Faltung und Aufschubung, sowie durch Strike-slip-Tekto-

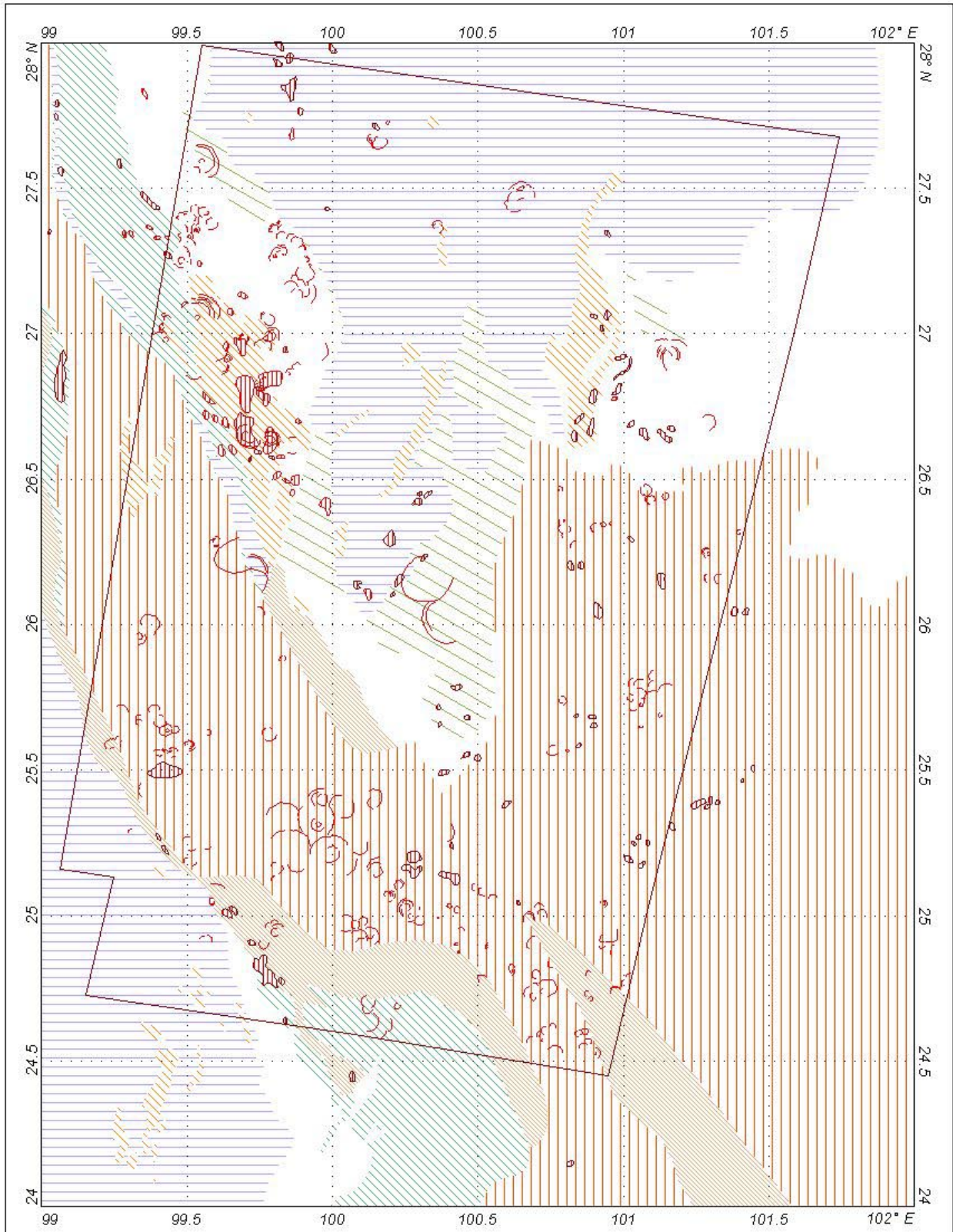
nik entlang der aktiven Red River-Ailao Shan-Zone bestimmt. Anhand der Orientierung und Bewegungsrichtung dieser Zone und der Erstreckung der Falten und Überschiebungen läßt sich die damals aktive maximale Einengung in E-W-Richtung rekonstruieren. Diese Phase hielt bis in das obere Oligozän an. Bereits seit der Hauptdeformation hatte die Rotation des Gebietes im Uhrzeigersinn eingesetzt, die im Laufe dieser eo-oligozänen Phase in der allmählichen Drehung des Streßfeldes resultierte. Dies führte in der anschließenden miozänen „Übergangsphase“ zur zunehmenden Transpression und resultierte in der intensiven Scherung und Mylonitisierung entlang der Red River-Ailao Shan-Zone. Damit war die Verringerung der magmatischen Aktivität und die Verlagerung der Sedimentationsbecken verbunden. Diese transpressive Übergangsphase leitete an der Grenze Miozän/ Pliozän in die transtensionale Phase der Kollision über. Das daran geknüpfte tektonische Regime zeichnet sich durch die „Zergleitung“ der komprimierten Deformationszone aus und ist rezent noch aktiv. Deutlich wird dies in der Tabelle 4 an der einheitlichen Basis der Beckensedimente der pliozänen Becken, der Herausbildung der heute noch aktiven Störungen und dem einsetzenden Vulkanismus im Tengchong-Block. Diese transtensionale Streßfeld wandert allmählich durch die südwärtsgerichtete Extrusion der gesamten Region nach Norden.

6.2 Mineralisationsphasen

Die im Kapitel 4.5 erläuterten Lagerstätten und Vorkommen lassen sich zwei Hauptgruppen zuordnen. Das ist einerseits die Gruppe der Mineralisationen im Zusammenhang mit tertiären Intrusionen. Dazu zählen sowohl die älteren Cu-Mo-Porphyr (Xifanping, Machangqing, Yunlong, Xuejiping, Hongshan), als auch die jünderen Au-(Cu)-Porphyr (Yao'an, Lianhuashan, Beiya). Wie bereits bei der Diskussion der magmatischen Gesteine angedeutet, sind diese Typen vermutlich auf eine Entwicklung der Magmatite von kalkalkalinen zu alkali-reichen Gesteinen zurückzuführen. Zu dieser Gruppe zählen weiterhin assoziierte hydrothermale Vererzungen im Nebengestein, wie Skarne und niedrigtemperierte Au-, As-, Sb- und Hg-Mineralisationen, die in der Nähe von Intrusionen und entlang von Rundstrukturen auftreten.

SYSTEM	SERIE	ALTER Ma	MINERALISATIONS- PHASE <small>diese Luo et al. Arbeit (2002)</small>	EPISODE DER HIMALAYISCHEN OROGENESE		Sanjiang Orogengürtel	Westrand der Yangtze-Plattform	
QUARTÄR	HOLOZÄN	Q ₂	6	Episode III	intermediärer bis basischer Vulkanismus mit geringer Au-Vererzung	Tengchong-Block	Jinshajiang-Allaoshan-Zone	
	PLEISTOZÄN	Q ₁	6					
NEOGEN	PLIOZÄN	N ₂	5	Episode II	Anlage intramontaner Abschiebungsbecken verknüpft mit einer Vielzahl exogener Lagerstätten		Dali-Bergland	
		N ₁	5					
	MIOZÄN		5-3	4	breites Spektrum an Lagerstätten (polymetallisch, Cu-Co, Sb, Ag, As) entlang Überschiebungen und Störungszonen		Jinshajiang-Allaoshan-Zone	Yanyuan Jinping
			7-3					
			11-0					
			14-3					
OLIGOZÄN		15-8	3	Migmatisierung und Mylonitisierung	späte hydrothermale Phase im Bereich der Porphyrys	Jinshajiang-Allaoshan-Zone	Chuxiong-Becken	
		20-3						
		23-5						
		28-0						
EOZÄN		33-7	2	bedeutendste Phase der Mineralisationen mit Mantel- bzw. Mantel-Kruste-Ursprung	Goldlagerstätten verbunden mit K-reichen Lamprophyren	Au-Pb-Zn-Lagerstätten, sowie Cu-Ag-Lagerstätten verbunden mit subalk. Porphyries		
		37-0						
		40-0						
		46-0						
PALÄOZÄN		53-0	1	bedeutendste Phase der himalayischen Orogenese mit starker Mineralisation entlang der Jinshajiang-Allaoshan-Störung	sedimentäre Pb/Zn-Lagerstätte mit verbundener Störungsaktivität	Allaoshan-Zone	Cu-Mo-Lagerstätten an kalkalkalinen Porphyrys	
		65-0						
OBER-KREIDE				präorogene Phase	Zinn-Lagerstätten in Biotit-K-FSP-Graniten			

Tab. 9:
Zeitliche Einordnung der Mineralisationsphasen in NW-Yunnan auf Grundlage der Ergebnisse dieser Arbeit und Einstufungen von Luo et al. (2002):



Legend			
<p>S1 Carbonate or huge carbonatic layers</p> <p>S2 Red beds</p> <p>S3 Eo-Oligocene molasse</p>	<p>M1 Permo-Triassic granite and/or volcanics</p> <p>M2 Upper Permian basalt</p> <p>M3 Tertiary intrusion</p>	<p>Complex sequence or basement</p> <p>Metamorphic zone of Tertiary age</p> <p>Outline of image mosaic</p>	
<p>Map 23: Lithological types of potential hostrock</p>			

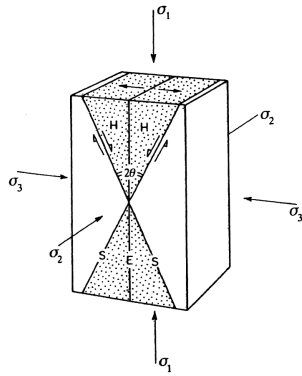


Abb. 46:

Zusammenhang zwischen dem Klufftyp und der Lage der Hauptspannungsachsen bei der Deformation von festem Gestein. E: einfache Extensionskluft, S: paarweise Scherklüfte, H: Zone, in der die S-Klüfte auftreten können (aus Hancock, 1991).

Die andere bedeutende Gruppe der tertiären Lagerstätten ist nicht auf den Magmatismus zurückzuführen. Die hydrothermalen Vererzungen finden sich in gestörten und Störungs-nahen Sedimenten des Lanping-Beckens. Entscheidend für die Herausbildung dieser Buntmetallvererzungen scheint die tiefreichende Zirkulation von Oberflächenwässern und der Aufstieg von asthenosphärischen Fluiden in diesen Störungsbereichen gewesen zu sein.

Die beschriebenen Mineralisationen lassen sich den im oberen Abschnitt des Kapitels vorgestellten geotektonischen Phasen zuordnen, so daß der gesamte betrachtete Zeitraum in 6 Mineralisationsphasen unterteilt werden konnte (Tabelle 9). Dadurch wurde die Spezifizierung der von Luo et al. (2002) für Yunnan beschriebenen Vererzungsintervalle möglich.

Die Phase 1 umfaßt den Zeitraum von der obersten Kreide bis ins Paläozän. Sie zeichnet sich durch die Bildung kristaller granitischer Magmen mit Zinn- und Wolfram-Vererzungen im westlichen Arbeitsgebiet und besonders im anschließenden Tengchong-Block aus. An der Wende Paläozän/ Eozän setzte die Intrusion der aus der tiefen Kruste bzw. dem oberen Mantel entstammenden Magmen im zentralen Arbeitsgebiet und den nördlich und südlich angrenzenden Gebieten ein. Diese Mineralisationsphase 2 ist noch als prä- bis frühkollisional einzustufen. Sie zeichnet sich durch die Bildung bedeutender Cu-Mo-Porphry-Lagerstätten aus. Die Mineralisationsphase 3 beginnt ab der Grenze vom mittleren zum oberen Eozän und wird durch das Maximum der magmatischen und der damit verbundenen hydrothermalen Aktivität bestimmt. Das resultiert in der Bildung von Au-Cu-Porphry-Lagerstätten und hydrothermalen Au-Pb-Zn-Ganglagerstätten. Während Phase 2 und 3 agierten die Red River-Ailao Shan-Zone und weitere N-S- bis NW-streichende Störungszonen als wichtige Wegsamkeiten Fluide und Magmen und ermöglichten sowohl die Genese von Au-Lagerstätten entlang des Ailao Shan, als auch die Ausscheidung großer Quantitäten von Buntmetallen in den mächtigen Sedimentabfolgen des Lanping-Beckens.

Die nachfolgende Mineralisationsphase 4 umfaßt den Zeitraum der intensiven Migmatisierung und Mylonitisierung entlang der Scherzonen und reicht im Gegensatz zu den Angaben von Luo et al. (2001) bis in

das mittlere Miozän. Die Auswertung der bekannten Vererzungen ergab weiterhin, daß eine späte hydrothermale Aktivität im frühen Miozän als Hauptmineralisationsereignis in einigen Au/ Cu-Porphry-Lagerstätten anzusehen ist. Luo et al. (2001) beschreiben außerdem ein breites Spektrum an polymetallischen Vererzungen miozänen Alters an Überschiebungen und Störungszonen. Auf Grundlage der ausgewerteten Daten sind sie ebenfalls der Mineralisationsphase 4 im unteren Miozän zuzurechnen und stehen höchstwahrscheinlich im Zusammenhang mit der erwähnten späten hydrothermalen Aktivität. Das höhere Miozän wurde demzufolge als Mineralisationsphase 5 mit einer eher untergeordneten Bedeutung für die Lagerstätten-genese eingeordnet. Die Mineralisationsphase 6 umfaßt den Zeitraum ab dem Pliozän bis rezent und zeichnet sich nur durch geringe Vererzungen an den Vulkaniten des Tengchong-Blockes aus.

6.3 Potentielle Mineralisationszonen Betrachtung der Lithologie

Auf Grundlage der untersuchten bevorzugten Mineralisationszonen wurde eine Analyse potentiellen Vererzungs-zonen durchgeführt. Dabei stand im ersten Fall die Lithologie der oberflächennahen, phanerozoischen Gesteine in bezug auf ihre Eignung als Ausscheidungsort (Hostrock) im Vordergrund. Ausgehend von den bekannten Vererzungstypen in den Sedimenten wurden bestimmte Sedimentgesteine als potentiell „vererzungswürdig“ eingestuft. Dazu zählen mächtige Karbonat- und Karbonat-Mergel-Tonstein-Folgen als Typ S1, in denen allgemein häufig Imprägnations- und Verdrängungslagerstätten auftreten. Das sind im Arbeitsgebiet die ausgedehnten obertriassischen Sequenzen aus Karbonaten und klastischen Gesteinen des Lanping-Beckens (Sanhedong-Formation) und die mitteltriassischen Karbonatabfolgen (Beiya-Formation) des Lijiang-Yanyuan-Gürtels und des Dali-Berglandes. In dem letztgenannten Gebiet sind einige Skarnlagerstätten bekannt. Im südwestlichen Arbeitsgebiet treten Karbonate als kleinräumigere Vorkommen in permo-karbonen und triassischen Abfolgen im komplex aufgebauten Baoshan-Block, sowie in der Changning-Menglian-Zone auf.

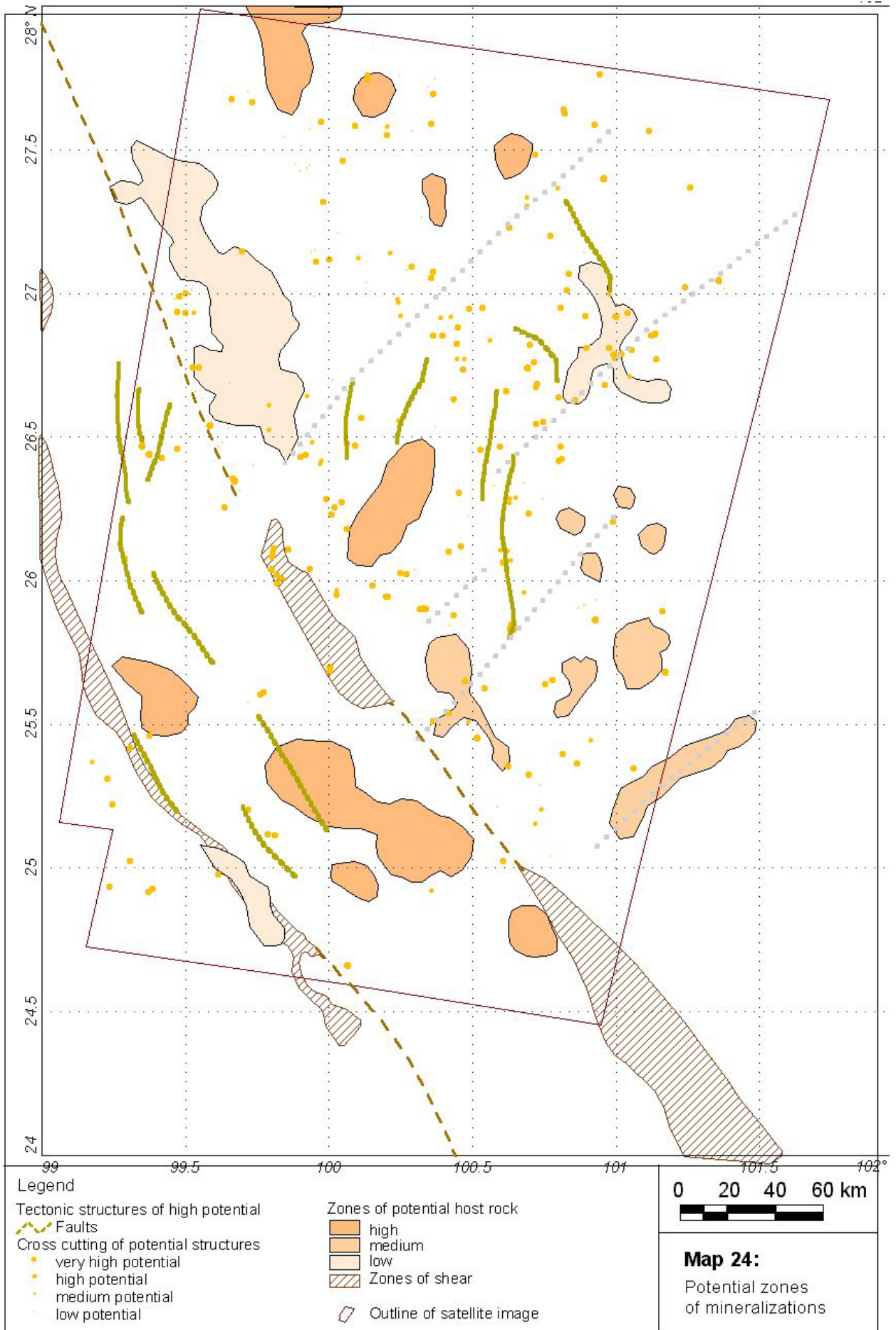
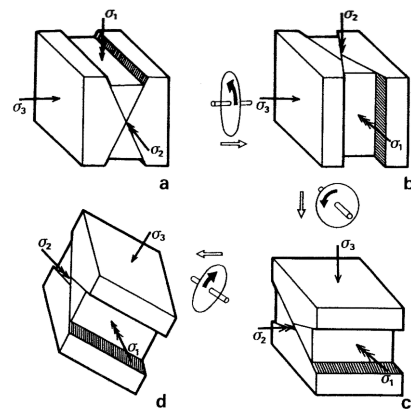


Abb. 47:
Lage der Hauptspannungen und der Scherklüfte bzw. Störungspaare in unterschiedlichen tektonischen Umfeldern: a - Extensionsregime, b - Strike-slip-Regime, c - schräges Strike-slip-Regime, d - Kompressionsregime (aus Hancock, 1994).



Weiterhin wurden im Rahmen der Analyse Gebiete mit mächtigen klastischen und evaporitischen Sedimenten, die unter terrestrischen Bedingungen abgelagert wurden, als potentiell vererzungswürdig eingestuft (Typ S2). Als besonders bedeutsam werden in diesen Abfolgen Grenzflächen zwischen reduzierenden, meist weiß, grau oder grün gefärbten und oxidierenden, rötlichen Sandsteinen angesehen. Sedimente diesen Typs stehen sowohl im Lanping- als auch im Chuxiong-Becken als kontinentale Redbeds mit jurassischen bis paläogenen Altern an. Die tertiären Molassesedimente wurden als dritte Gruppe potentieller „Hostrocks“ ausgewählt (Typ S3). Diese grobklastischen Konglomerat-, Brekzien- und Sandsteinabfolgen stehen als kleinere Vorkommen bzw. ehemalige Becken bei Lanping, Jianchuan, Heqing und Ninglang an.

In die lithologisch ausgerichtete Potentialanalyse wurden weiterhin plutonische und vulkanische Gesteine aufgenommen. In diesen können durch zirkulierende Wässer die primär enthaltenen Metalle mobilisiert, weiter angereichert und in Zonen mit vorhandenen Sulphiden ausgeschieden werden. Im Arbeitsgebiet wurden der Lincang-Granit, die Cuiyibi-, Shideng- und Yidun-Vulkanite (Typ M1), sowie die tertiären Intrusionen (Typ M2) eingestuft. Letzteren kommen dabei doppelte Bedeutung sowohl als potentielle Vererzungsträger, als auch als wichtige Transportmedien für Metalle in Magmen und assoziierten Fluiden zu.

Auf der Karte 23 wurden die Gebiete, in denen diese Gesteine auftreten, mit verschiedenen Signaturen wiedergegeben. Die Zusammenstellung und Überlagerung der Gesteine dient als Grundlage für die Auskartierung möglicher Copper Porphyry-Mineralisationen, sowie assoziierter Cu- und Au-Skarne und hydrothermalen Buntmetall- und Au-Ag-Vererzungen in nichtkarbonatischen Sedimenten und älteren Magmatiten.

Als hochpotentiell gelten dabei Bereiche, in denen zwei der ausgewählten Lithologien (Typ S1, S2, S3 oder M1), z.B. triassische Karbonate und kretazische Redbeds oder permische Basalte und triassische Karbonate, vorkommen und zusätzlich tertiäre Intrusionen (M2) aufgeschlossen sind oder Rundstrukturen auftreten. Ein mitt-

leres Potential wurde für Bereiche angenommen, in denen Gesteinsabfolgen mit einer der beschriebenen Lithologien (Typ S1, S2, S3 oder M1) anstehen und tertiäre Intrusionen bzw. Rundstrukturen auftreten. Als gering potentiell wurden Zonen eingestuft, in denen tertiäre Intrusionen in andere Gesteine, als die erläuterten Typen, wie z.B. metamorphe Abfolgen, intrudierten.

Betrachtung der tektonischen Strukturen

Der Zusammenhang zwischen den einigen Mineralisationen im Arbeitsgebiet und bestimmten tektonischen Strukturen bzw. Richtungen wurde bereits im Kapitel 4.5 erläutert. Die Kenntnis des tektonisch aktiven Inventars zum Zeitpunkt der Hauptmineralisationsphasen bietet demzufolge eine zusätzliche Möglichkeit, um bevorzugte Mineralisationspunkte abzugrenzen. Abb. 46 zeigt die Orientierung der Hauptspannungen und die möglichen Klüfte und Störungen, die beim Bruch des Gesteins entstehen können. Extensionsklüfte, die als Wegsamkeiten für Fluide fungieren können, werden senkrecht zur maximalen Hauptspannung geöffnet. Paarweise Störungen bzw. Scherklüfte können in einem spitzen Winkel von bis zu 30° zur maximalen Hauptspannung entstehen. Die räumliche Orientierung dieser Störungspaare im größeren Maßstab variiert in Abhängigkeit vom regionalen Streißfeld (Abb. 47).

Der „strukturegebundenen“ Analyse liegen die Aussagen über Störungen, Scherzonen und Lineamente zugrunde, die im möglichen Mineralisationszeitraum entstanden sind bzw. aktiv waren. Diese wurden auf der Karte 21 dargestellt. Dazu zählen große tertiäre Störungen, die nochmals in Aufschiebungen und Störungen an Molassebecken unterteilt wurden (Abb. 49). Weiterhin wurden die bedeutenden linkslaterale Scherzonen (Red River-Ailao Shan-Zone und Cong Shan-Zone), sowie alte markante Bruchzonen als reaktivierte Schwächebereiche in die Analyse aufgenommen. Diese Bruchzonen entstanden ehemals als Abschiebungen entlang von triassischen Extensionsstrukturen, wie sie in der Abb. 48 dargestellt sind. Die in der Strukturanalyse des spätpaläogenen und frühneogenen Stressfeldes ermittelten Richtungen und die zugeordneten Störun-

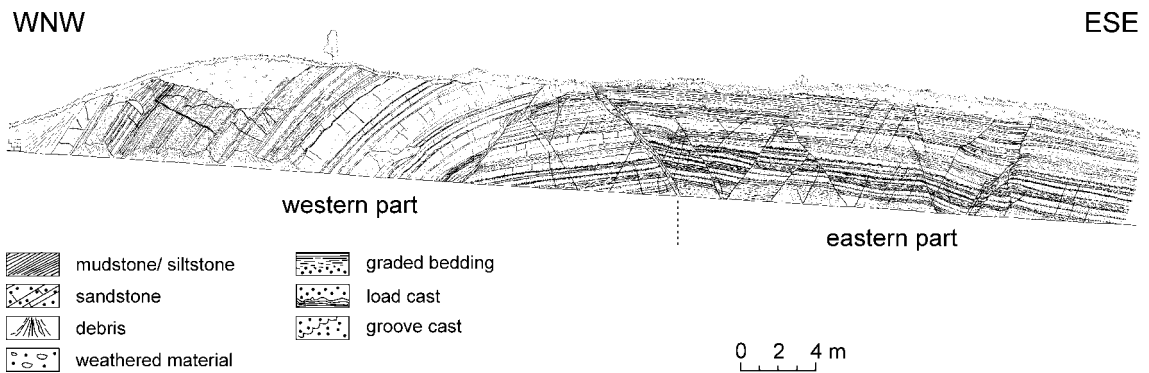
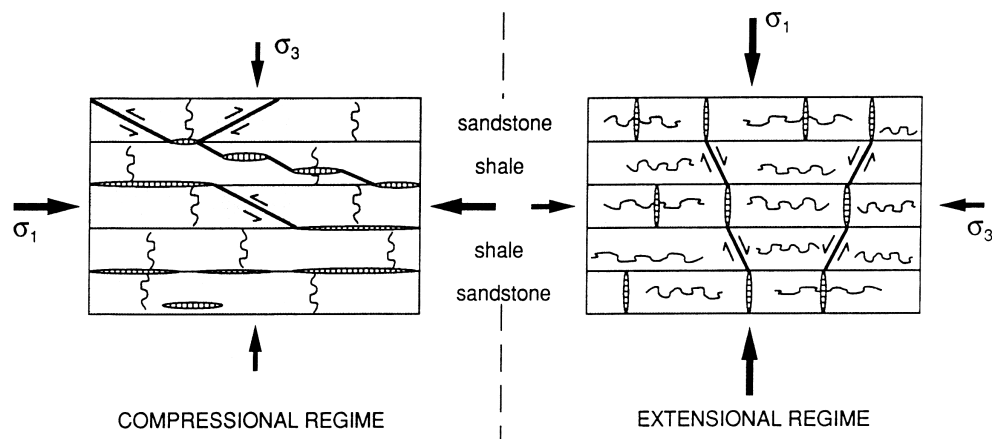


Abb. 48:
 Skizze des Aufschlusses in den triassischen Sedimenten der Songgui-Formation mit synsedimentären Abschiebungen in NE-SW-Richtung, die im Tertiär als alte Bruchzonen reaktiviert wurden.

gen fanden bei der Auswertung ebenso Beachtung. Es wurden die Kreuzungspunkte dieser Lineamente markiert. Sie wurden in drei Gruppen unterteilt. Zur Gruppe A mit hohem Verzerrungspotential zählen die Kreuzungspunkte, an denen sich drei Lineationen aus verschiedenen Richtungen und mit variierenden Altern (Eo-oligozän und Miozän) treffen. Punkte, an denen sich Lineationen mit zwei unterschiedlichen Altern und Streichrichtungen kreuzen, gelten als Gruppe B mit mittlerem Potential. Das niedrigste Potential weisen die Gruppen C und D auf, denen die Punkte zugeordnet wurden, an denen sich zwei Lineationen des eo-

oligozänen oder des miozänen Stressfeldes schneiden. Die zusammengestellten Strukturen, die mit großer Wahrscheinlichkeit im Tertiär als Aufstiegswege für Fluide, sowie als Ausscheidungszonen zur Verfügung standen, sind als potentielle Bereiche hydrothermalen Buntmetall- und Au-Ag-Vererzungen einzustufen. Die in der lithologischen und strukturellen Analyse ausgewählten Zonen wurden auf Karte 24 gemeinsam dargestellt. Anhand der Überlagerung dieser potentiellen Mineralisationszonen ist eine genauere Lokalisierung potentieller Vererzungen möglich.

Abb. 49:
 Orientierung der von Extensionsklüften, Scherklüften bzw. Störungen und Stylolithen unter kompressionalen und extensionalen Bedingungen (aus Sibson, 1991).



7 Literatur

- Allen, C. R., Gillespie, A. R., Han, Y., Sieh, K. E., Zhang, B., Zhu, C. (1984): Red River and associated faults, Yunnan Province, China: Quaternary Geology, slip rates and seismic hazard.- Geological Society of America Bulletin, 95, S. 686 - 700.
- Berger, Z. (1994): Satellite Hydrocarbon Exploration.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 319 S.
- Bertand, G., Rangin, C., Maluski, H., Bellon, H. (2001): Diachronous cooling along the Mogok Metamorphic Belt (Shan scarp, Myanmar): the trace of the northward migration of the Indian syntaxis.- Journal of Asian Earth Sciences, 19, S. 649 - 659.
- Best, M. G., Christiansen, E. H. (2001): Igneous Petrology.- Blackwell Science, Inc., 458 S.
- Bi, X. W., Cornell, D. H., Hu, R. Z. (2002): REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, western Yunnan Province, China.- Ore Geology Reviews, 19, S. 69 - 78.
- Bi, X. W., Hu, R. Z., Cornell, D. H. (2001): THE ALKALINE PORPHYRY ASSOCIATED YAO'AN GOLD DEPOSIT, YUNNAN PROVINCE, CHINA: TRACE ELEMENT AND ISOTOPE EVIDENCE FOR ORE FORMATION.- www.lpi.usra.edu/meetings/gold2001/pdf/3511.pdf.
- Bowden, P., Black, R., Martin, R. F., Ike, E. C., Kinnaird, J. A., Batchelor, R. A. (1987): Niger-Nigerian alkaline ring complexes: a classic example of African Phanerozoic anorogenic mid-plate magmatism.- in: Fitton, J. G., Upton, B. G. J. (1987): Alkaline Igneous Rocks.- Geol. Soc. Spec. P., 30, S. 357-379.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Sichuan Province –SBGMR- (1991): Geological map of the Sichuan Province of the People's Republic of China.- in: Regional Geology of Sichuan Province.-Geological Memoirs, 1/23, Geological Publishing House, Beijing, 730 S. (in chinesisich)
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province –YBGMR- (1995): Atlas of the sedimentary facies and palaeogeography of Yunnan.-Yunnan Science and Technology Press, Kunming, 228 S.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province –YBGMR- (1996): Stratigraphy (lithostratic) of Yunnan Province.- in: Multiple Classification and Correlation of the Stratigraphy of China (53)-Yunnan Bureau of Geology and Mineral Resources, China University of Geosciences Press.
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Yunnan Province –YBGMR- (1990): Geological Map of Yunnan Province of the People's Republic of China.- in: Regional Geology of Yunnan Province.-Geological Memoirs, 1/23, Geological Publishing House, Beijing, 730 S. (in chinesisich)
- Burnard, P. G., Hu, R., Bi, X. W. (1999): Mantle, crustal and atmospheric noble gases in Ailaoshan Gold deposits, Yunnan Province, China.- Geochimica et Cosmochimica Acta, 63, 10, S. 1595 - 1604.
- Cao, Y., Hu, G. D. (1999): GIS spatial model for minerogenetic prediction and its application to delineation of "5P" ore-finding area.- Earth Science. Journal of China University of Geosciences, 24, 4, S. 409 - 412.
- Chang, C. (1996): Geology and Tectonics of Qinghai-Xizang Plateau.- Science Press, Beijing, 153 S.
- Chang, C. (1996): Geology and Tectonics of Qinghai-Xizang Plateau.- Science Press, Beijing, 153 S.
- Chen, P. R., Wang, R. C., Chen, X. M., Xu, S. J. (1999): FLUID INCLUSION EVIDENCE FOR HIGH COPPER CONTENT OF ORE-FORMING FLUID FOR XIFANPING PORPHYRY COPPER DEPOSIT, SICHUAN PROVINCE; CHINA.- www.lpi.usra.edu/meetings/gold99/pdf/7285.pdf.
- Chen, W. M. (1984): Internal relations in mineralization between the Yulong porphyry copper deposit and stratiform copper deposits of the sandstone-shale type.- Geological Review, 30, 3, S. 239 - 252 (in Chinesisch).
- Cheng, Q. M. (2001): Mapping for gold in China.- Focus of York University Research, 2001, 3, S. 4 - 5.
- Chi, S. D. (1999): Application of GIS to the quantitative analysis of ore-forming intensity and extensity; a case study from the ore-forming analysis of strata along the Lancang River valley, Yunnan China.- Xiandai Dizhi = Geoscience, , 13, 3, S. 323 – 328 (in Chinesisch).
- Chi, S. D., Wu, X. L. (1998): Beneficial degree and spatial correlation analysis of copper deposits prediction by GIS in Yuanjiang area, Yunnan.- Earth Science. Journal of China University of Geoscience, 32, 1, S. 75 - 78.
- Chi, S. D., Zhao, P. D. (1998): Application of GIS to delineating potential and preferable ore fields; an example from the prediction of copper deposits in Yuanjiang area, Yunnan.- Earth Science. Journal of China University of Geosciences, 23, 2, S. 125-128.

- Chi, S. D., Zhou, S. P., Wu, X. L. (1997): Geological anomaly analysis and empirical prognosis of metallic mineral under GIS.- *Earth Science. Journal of China University of Geoscience*, 22, 1, S. 99 - 103.
- Cobbing, E. J., Mallick, D. I. J., Pitfield, P. E. J., Teoh, L. H. (1986): The granites of the Southeast Asian Tin Belt.- *Journal of Geophysical Research*, 143, S. 537 - 550.
- Cobbing, E. J., Mallick, D. I. J., Pitfield, P. E. J., Teoh, L. H. (1986): The granites of the Southeast Asian Tin Belt.- *Journal of Geophysical Research*, 143, S. 537 - 550.
- Deng, W. M., Huang, X., Zhong, D. (1998): Alkali-rich porphyry and its relation with intraplate deformation of north part of Jinsha River belt in western Yunnan, China.- *Science in China*, 41, 3, S. 297 - 305.
- Dewey, J. F., Cande, S., Pitman, W. C. (1989): Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision Zone.- *Eclogae geologicae Helvetica*, 82, 3, S. 717 - 734.
- Dewey, J. F., Cande, S., Pitman, W. C. (1989): Tectonic evolution of the India/Eurasia Collision Zone.- *Eclogae geologicae Helvetica*, 82/3, S. 717 - 734.
- Feng, Q. L. (2002): Stratigraphy of volcanic rocks in the Changning-Menglian Belt in southwestern Yunnan, China.- *Journal of Asian Earth Sciences*, 20, 6, S. 657 - 664.
- Feng, Q. L., Helmcke, D. (2000): Late Paleozoic contractional deformation in the Simao region, Southern Yunnan, P. R. of China.
- Geological Time Scale (1996) in: *Explanation of the Geological Map of China 1:12.000.000* – Geological Publishing House.
- Gu, X.X., Tang, J. X., Wang, C., Chen, J. P., He, B. B. (2001): Himalayan magmatism and metallogeny in the Yulong Porphyry Cu-Mo ore belt, East Tibet.-
- Hall, A. (1992): *Igneous Petrology*.- Longman Scientific & Technical, Essex, 573 S.
- Hancock, P.L. (1994): *Continental Deformation*.- Pergamon Press, Oxford, New York, Seoul, Tokyo, 351 S.
- Helmcke, D. (1996): Zwischenbericht Dezember 1996 zum Forschungsauftrag "Lagerstättenvorkommen im Norden Yunnans".- IGDL, Universität Göttingen, 26 S
- Helmcke, D., Heppe, K., Wagner, B. (1999): Zwischenbericht 1999 zum Forschungsauftrag „Lagerstättenvorkommen im Norden Yunnans“.- IGDL, Universität Göttingen, 96 S
- Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R., Feng, Q. L., Wagner, B., Heppe, K. (2001): On Geodynamic Evolution of Simao Region (Southwestern Yunnan, China) during Late Paleozoic and Triassic.- *Journal of China University of Geosciences*, 12, 3, S. 195 - 200.
- Helmcke, D., Wagner, B. (1997): Zwischenbericht November 1997 zum Forschungsauftrag Lagerstättenvorkommen im Norden Yunnans.- Georg-August-Universität, Göttingen, 58 S.
- Helmcke, D., Wagner, B. (1998): Zwischenbericht November 1998 zum Forschungsauftrag Lagerstättenvorkommen im Norden Yunnans.- IGDL, Universität Göttingen, 48 S.
- Helmcke, D., Wagner, B. (1999): Preliminary results and interpretation of the project „Mineral potential of Western Yunnan“.- IGDL, Universität Göttingen, 33 S.
- Helmcke, D., Wagner, B. (2000): Study on mineral resources related to the plate tectonics of the Middle and Southern Lancang Jiang zone in Yunnan, P. R. of China.- IGDL, Universität Göttingen, 41 S.
- Helmcke, D., Wagner, B. (2001): Untersuchungen zum Lagerstättenpotential im Zusammenhang mit der platten-tektonischen Entwicklung der mittleren und südlichen Lancang Jiang-Zone, P. R. of China.- GZG, Universität Göttingen, 125 S.
- Holt, W. E., Ni, J. F., Wallace, T. C., Haines, A. J. (1991): The Active Tectonics of the Eastern Himalayan Syntaxis and Surrounding Regions.- *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 96/B9, 14, S. 595 - 632.
- Hsü, K. J. (1997): An Application of the Tectonic Facies Concept and the Archipelago Model of Orogenesis to interpret the Phanerozoic Tectonic History of China.- *Journal of the Geological Society of China*, 40/3, S. 469 - 480.
- Hu, R. Z., Turner, G., Burnard, P. G., Zhong, H., Ye, Z. J., Bi, X. W. (1998): Helium and argon isotopic geochemistry of Jinding superlarge Pb-Zn deposit.- *Science, Series D*, 41/4, S. 442 - 448.
- Hu, X. Z., Wu, X. B., Luo, X. C. (1996): THE PETROCHEMISTRY AND GEOCHEMISTRY OF RICH-ALKALI GRANITE PORPHYRY IN WESTERN YUNNAN.- *Journal of Central South University of Technology*, 3, 1, S. 61 - 63.

- Huang, G. H., Liu, L., Chakma, A., Wu, S. M., Wang, X. H., Yin, Y. Y. (1999): A hybrid GIS-supported watershed modelling system; application to the Lake Erhai basin, China.- in: Jun, X., Takeuchi, K. (1999): Barriers to sustainable management of water quantity and quality.- *Hydrological Sci. J.* 44,4, 597-610.
- Ivanhoe Mines, Pacific Minerals Inc. (2002): IVANHOE MINES AND PACIFIC MINERALS FORM JOINT VENTURES TO EXPLORE HIGH-GRADE NATIVE COPPER AND SILVER PROJECT IN CHINA'S YUNNAN PROVINCE.- www.ivanhoemines.com/i/pdf/Yunnan_JV_Dec4.pdf.
- Jin, X. (1996): Tectono-Stratigraphic Units of Western Yunnan, China and their Counterparts in Southeast Asia.- *Continental Dynamics*, 1/2, S. 123 - 133.
- Lacassin, R., Replumaz, A., Leloup, P. H. (1998): Hairpin river loops and slip-sense inversion on southeast Asian strike-slip faults.- *Geology*, 26/8, S. 703 - 706.
- Lacassin, R., Schärer, U., Leloup, P. H., Arnaud, N., Tapponnier, P., Li, X., ZHANG, L. (1996): Tertiary deformation and metamorphism SE of Tibet: The folded Tiger-leap decollement of NW Yunnan, China.- *Tectonics*, 15, 2, S. 605 - 622.
- Lai, J. Q., Peng, S. L. (1996): GENESIS OF THE ALKALI-RICH PORPHYRIES IN YUNNAN.- *Journal of Central South University of Technology*, 3, 1, S. 82 - 84.
- Leeder, M. (1999): *Sedimentology and Sedimentary Basins*.- Blackwell Science Ltd. Oxford, 592 S.
- Lefebure, D. V., Alldrick, D. J. (1996): Sediment-hosted Cu+/-Ag/-Co.- in: Lefebure, D. V., Hoy, T. (1996): *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits*.- Open File, 13, S. 13 - 16.
- Lefebure, D. V., Church, B. N. (1996): Volcanic Redbed Cu.- in: Lefebure, D. V., Hoy, T. (1996): *Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Volume 2 - Metallic Deposits*.- Open File, 13, S. 5 - 7.
- Leloup, P. H., Harrison, T. M., Ryerson, F. J., Chen, W. J., Li, Q., Tapponnier, P., LACASSIN, R. (1993): Structural, Petrological and Thermal Evolution of a Tertiary Ductile Strike-Slip Shear Zone, Diancang Shan, Yunnan.- *Journal of Geophysical Research* 98, B4, S. 6715-6743.
- Leloup, P. H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D., Liu, X. S., Zhang, L. S., Ji, S. C., Phan, T. T. (1995): The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina.- *Tectonophysics*, 251, S. 3 - 84.
- Li, Z. P., Peters, S. G. (1998): Comparative Geology and Geochemistry of Sedimentary-Rock-Hosted (Carlin-Type) Gold Deposits in the People's Republic of China and in Nevada, USA.-
- Liégeois, J. P., Black, R. (1987): Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali).- in: Fitton, J. G., Upton, B. G. J. (1987): *Alkaline Igneous Rocks*.- Geological Society Special Publications, 30, S. 38.
- Liu, X. F., Zhan, X. Z., Gao, Z. M., Liu, J. J., Li, C. Y., Su, W. C. (1999): Deep xenoliths in alkalic porphyry, Liuhe, Yunnan, and implications to petrogenesis of alkalic porphyry and associated mineralisations.- in: *Science in China (Series D)*, 42, 6, 627-635.
- Luo, J. L., Chen, Y. C., Wang, D. H. (2000): Time sequence of Himalayan endogenetic mineralization on the east side of the Qinghai-Tibet Plateau.- *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 74, 3, S. 447 - 451.
- Ma, H. W. (1989): Emplacement age of granitic magma in the yulong porphyry copper belt, eastern Tibet.- *Geochimica (in Chinese)*, 3, S. 210 - 216.
- Ma, H. W. (1990): Petrography and copper mineralization marks of the granitic porphyries from yulong porphyry copper belt, Tibet.- *Tibet Geology*, 1, 65 - 78 (in Chinesisch).
- Mattauer, M. (1986): Intracontinental subduction, crust-mantle décollement and crustal-stacking wedge in the Himalayas and other collision belts.- in: Coward, M. P., Ries, A. C. (1986): *Collision Tectonics*.- Geological Society Special Publications, 19, 35-50.
- Mattauer, M., Matte, P., Olivet, J.-L. (1999): A 3D model of the India-Asia collision at plate scale.- *Earth & Planetary Sciences*, 328, S. 499 - 508.
- McNulty, B. A., Tobisch, O. T., Cruden, A. R., Gilder, S. (2000): Multistage emplacement of the Mount Givens Pluton, central Sierra Nevada Batholith, California.- *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1, S. 119 - 135.
- Metcalf, I. (1999): *Gondwana Dispersion and Asian Accretion*.- A. A. Balkema, Rotterdam, 362 S.
- Miall, C. (1996): *The geology of Fluvial Deposits*.- Springer-Verlag, 583 S.
- Ministry of Geology and Mineral Resources –MGMR- (): *Geological Map of Nijiang, Lancang and Jinsa Rivers area, 1:1.000.000*,

- Packham, G. (1996): Cenozoic SE Asia: reconstructing ist aggregation and reorganization.- in: Hall, R.& Bundell, D. (Hrsg.): Tectonic Evolution of Southeast Asia.- Geological Society Special Publications, 106, S. 123 - 152.
- Pan, L. J., Sun, E. Y. (1992): Geological characteristics of the Jiawula silver-lead-zinc deposit, Inner Mongolia.- Mineral Deposits = Kuangchuang Dizhi, (in Chinesisch), 11, 1, S. 45 - 53.
- Peng, Z., Watanabe, M., Hoshino, K., Sueka, , Yano, T., Nishido, H. (1998): The Machangqing copper-molybdenum deposits, Yunnan, China, an example of Himalayan porphyry-hosted Cu-Mo-Mineralisation.- Mineralogy and Petrology, 63, S. 95 - 117.
- Petersen, J. S. (1978): Structure of the larvikite-lardalite complex, Oslo-Region, Norway, and its evolution. Geologischen Rundschau, 67, 330-342.
- Potizat, S. (1992): Geological setting, characteristics and regional exploration for gold along Lampang - Phrae Volcanic Belt.- Piancharoen, C. (1992): Proceedings of National Conference, 17-24 November, 1992, Department of Mineral Resources, Bangkok, Thailand, 420-433.
- Price, N. J. (1990): Analysis of geological structures.- University Press, Cambridge, 502 S.
- Ren, J., Zhang, Z., Qin, D., Jiang, C., Li, Q. (1987): Geotectonic evolution of China.- Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Roland, N. W. (1976): Die Ringstruktur Aorounga -Borkou (Süd-Sahara).- Geologisches Jahrbuch, Reihe A, Heft 33, S. 117 - 131.
- Saul, J. M. (1978): Circular structures of large scale and great age on the Earth's surface.- Nature, 271, S. 345 - 349.
- Sengör, A. M. C. (1981): The geological exploration of Tibet.- Nature, 294, S. 403 - 404.
- Song, H. B., He, M. Q. (1996): Secondary ore-forming events of Baiya gold deposit in West Yunnan, China.- Resumes, 30, 2, S. 773.
- Steinbach, V., Bannert, D., Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R. (1997): The evolution of Carboniferous and Permian in Western Yunnan (P. R. of China) - a contribution to the plate-tectonic interpretation.- S..
- Tapponnier, P., Lacassin, R., Leloup, P. H., Schärer, U., Zhong, D., Wu, H. W., Liu, X. H., Ji, S. C., Zhang, L. S. (1990): The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Indochina and South China.- 343, S. 431.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R. (1986): On the mechanics of the collision between India and Asia.- in: Coward, M. P., Ries, A. C. (1986): Collision Teconics.- Geological Society Special Publication, 19, S. 115 - 157.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y., Armijo, R., Cobbold, P. (1982): Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine.- Geology, 10, S. 611 - 616.
- Tapponnier, P., Xu, Z. Q., Roger, F., Meyer, B., Arnaud, N., Wittlinger, G., Yang, J. S. (2001): Oblique Stepwise Rise and Growth of the Tibet Plateau.- Science, 294, , S. 1671 - 1677.
- Thompson, C., Song, X. Y., Zhou, M. F., Wang, Y. L. (19): The geological and geochemical characteristics of the Emei Flood Basalts.
- Twiss, R. J., Moore, E. M. (1992): Structural geology.- W. H. Freeman and Company, 532 S.
- van der Pruijm, B. A., Marshak, S. (1997): Earth structure: An introduction to structural geology and tectonics.- The McGraw-Hill Companies, 495 S.
- Wagner, B., Feng, Q. L., Zhang, Y., Zhang, G., Helmcke, D. (2001): Analysis of Triassic siliciclastics from W-Yunnan for geotectonic reconstruction.- Gaupp, R., van der Klaw, S. (2001): Abstract of 13. Sediment 2001, Jena.- Schriftenreihe der Dtsch. Geol. Ges.,13, 96-97.
- Wagner, B., Zhang, G., Bannert, D., Helmcke, D., Zhang, Y. (2000A): Extensional tectonics in Middle and Upper Triassic sediments on the western margin of the Yangtze Platform, Yunnan Province, P. R. of China.- Zentralblatt für Geologie und Paläontologie,1/2, 233-245.
- Wagner, B., Zhang, G., Bannert, D., Helmcke, D., Zhang, Y. (2000B): Inversion tectonics in Upper Triassic sediments on the western margin of the Yangtze-Plattform, Yunnan Province, P. R. of China.- Abstract of 43. Sediment 2000.- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustudenten in Österreich, 43, 143-144.
- Wagner, B., Zhang, G., Bannert, D., Zhang, Y., Helmcke, D. (1999A): Distribution and Geometry of Cenozoic intramontaneous Basins in Western Yunnan (P. R. of China).- Abstract of 1. Geologische Vereinigung e. V. 89th Annual Meeting, Freiberg -Old Crust.
- Wagner, B., Zhang, G., Zhang, Y., Helmcke, D. (1999B): Evidence for Triassic Synsedimentary Extensional Deformation in the Lijiang Area of Yunnan, Peoples Republik of China.- Abstract of 5. International Symposium -Shallow Tethys-, S.281.

- Wan, T. F., Zeng, H. L. (2002): The distinctive characteristics of the Sino-Korean and the Yangtze plates.- *Journal of Asian Earth Sciences*, 20, 8, S. 881 - 888.
- Wang, D. H., Chen, Y. C., Xue, J., Yang, J. M., Yun, S. H. (2000): Cenozoic mineralization in China, as a key to past mineralization and a clue to future prospecting.- *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 74, 3, S. 478 - 484.
- Wang, E., Burchfiel, B. C. (1997): Interpretation of Cenozoic Tectonics in the Right-Lateral Accommodation Zone Between the Ailao Shan Shear Zone and the Eastern Himalayan Syntaxis.- *International Geology Review*, 39, S. 191-219.
- Wang, E., Burchfiel, B. C. (2000): Late Cenozoic to Holocene deformation in southwestern Sichuan and adjacent Yunnan, China, and its role in formation of the southwestern part of the Tibetan Plateau.- in: Geissmann, J. W., Glazner, A. F. (2000): Special focus on Himalaya.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 3, 413-423.
- Wang, E., Burchfiel, B. C., Royden, L. H., Chen, L. Z., Chen, J. S., Li, W. X., Chen, Z. L. (1998): Late Cenozoic Xianshuihe-Xiaojiang, Red River, and Dali Fault Systems of Southwestern Sichuan and Central Yunnan, China.- *Geological Society of America, Special Paper*, 327, S. 1 - 108.
- Wilson, M. (1995): *Igneous Petrogenesis*.- Chapman & Hall, London, 466 S.
- Windley, B. F. (1995): *The Evolving Continents*.- John Wiley & Sons, Chichester, 526 S.
- Wu, G. Y., Takao, Y., Sha, S. L., Tan, M. Q. (1997): Triassic volcanism in Northwest Yunnan: A geological record of delaminated-related rifting in collisional orogeny.- *Scientia Geologica Sinica*, 6/1, S. 45 - 53.
- Xiao, Y. F., Sun, Y., Lu, Y., Wen, C. Q., Wang, J. ZI (1998): Zincopperite; a new variety of zinc-copper intermetallic compounds discovered in porphyry-copper deposit.- *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 72, 3, S. 308 - 317.
- Xu, S. J., Shen, W. Z., Wang, R. C., Lu, J. J., Lin, Y. P., Ni, P., Luo, Y. N. (1997): Characteristics and origin of Xifanping porphyry copper deposit, Yanyuan County, Sichuan.- *Acta Mineralogica Sinica (In Chinese)*, 17, 1, S. 56 - 62.
- Xu, Z. Z., Zhang, S. T. (1995): Petrochemical characteristics and magmatic origin of the Himalayan porphyry belt in Ninglang, Yunnan and its mineralization.- *Journal of Mineralogy and Petrology*, 15, 4, S. 20 - 29.
- Yang, K. H., Zhang, H. T., Mo, X. X., Yang, W. G. (2001): *Mineral Potential of China*.- http://www.mmaj.go.jp/mric_web/MMAJ_FORUM/abstracts.pdf
- Yang, K. H., Zhang, H. T., Mo, X. X., Yang, W. G. (2001): *Mineral Potential of China*.- http://www.mmaj.go.jp/mric_web/MMAJ_FORUM/abstracts.pdf
- Yano, T., Wu, G. Y., Liu, S. R. (1997): Kinematics of Jurassic Sedimentary Basins in Yunnan-Burma Region.- 6, 1, S. 35 - 43.
- Yano, T., Wu, G. Y., Tang, M. Q., Sha, S. L. (1994): Tectono-sedimentary development of backarc continental basin in Yunnan, southern China.- *Journal of Southeast Asia Earth Sciences*, 9, 1/2, S. 153 - 166.
- Zaw, K. (1990): Geological, petrological and geochemical characteristics of granitoid rocks in Burma: with special reference to the associated W-Sn mineralization and their tectonic setting.- *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, 4/4, S. 293 - 335.
- Zhang, Y. F., Yang, J. Z. & Li, G. X. (eds.) (1996): *THE DISCOVERY HISTORY OF MINERAL DEPOSITS OF CHINA*.- Geological Publishing House, Beijing, 217 S.
- Zhang, Y. Q., Xie, Y. W. (1997): Geochronology of Ailao Shan-Jinshajiang alkali-rich intrusive rocks and their Sr and Nd isotopic characteristics.- *Science in China, Series D*, 40/5, S. 524 - 529.
- Zhang, Y. Q., Xie, Y. W., Qiu, H. N., Li, X. H., Chung, S.-L. (1998): Shoshonitic series: Geochemical characteristics of elements for ore-bearing porphyry from Yulong copper ore belt in Eastern Tibet.- *Journal of China University of Geosciences*, 23, 6, 557-561.
- Zhao, S. R., Chao, D. B., Lai, X., Xu, J. S., Seeber, G. (1999): The 1996 ML = 7.0 Lijiang earthquake, Yunnan, China: an anticipated event.- *Journal of Geodynamics*, 27, S. 529 - 546.
- Zhou, J. H. (2002): *THE STRATEGY OF GEOLOGICAL WORK OF THE CHINA GEOLOGICAL SURVEY AND ITS PROMOTION TO MINING INDUSTRY*.- <http://www.mlr.gov.cn/english/kuangye2002/eng/22-1040.PDF>.
- Zhou, T. H., Goldfarb, R. J., Phillips, G. N. (2002): Tectonics and distribution of gold deposits in China - an overview.- *Mineralium Deposita*, 37, S. 249 - 282.
- Zhou, Y. (1985): Alteration and mineralization zoning of ore deposits in the Yulong porphyry copper belt.- *Mineral deposits (in Chinese)*, 4, 2, S. 23 - 30.

Lebenslauf

Persönliche Angaben

Name: Bianca Wagner
Geburtsdatum: 30.04.1973
Geburtsort: Zwickau
Nationalität: deutsch
Familienstand: ledig, 2 Töchter
Adresse: Kirchweg 8
37136 Mackenrode
Email : bwagner1@gwdg.de

Schulausbildung

Sept. 1979 - Feb. 1984 Polytechnische Oberschule „Wenzel Verner“, Karl-Marx-Stadt
März 1984 - Juli 1989 Polytechnische Oberschule „Nikolaus Kopernikus“, Karl-Marx-Stadt
Okt. 1989 - Juli 1992 Berufsausbildung zum Facharbeiter für Textiltechnik mit Abitur am Beruflichen Schulzentrum Limbach-Oberfrohna, Abschluss mit dem Abitur

Studium

WS 1992/93 -SS 1995 Geologiestudium an der Bergakademie Freiberg, Abschluss des Grundstudiums mit dem Vordiplom (SS 1994)
WS 1995/96 -SS 1999 Geologiestudium an der Georg-August-Universität Göttingen, Abschluss mit dem Diplom, Prädikat „sehr gut“
Thema der Diplomarbeit:
„Strukturelle Auswertung von IANDSAT-TM(5)- Szenen aus NW-Yunnan (China)“,
Thema der Diplomkartierung:
„Geologische Kartierung im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen zwischen Kaisers und St. Anton (Tirol/Osterreich)“
06.05.2003 Disputation der als Dissertation eingereichten Arbeit: „GIS-basierte Analyse der känozoischen Geodynamik und Mineralisations-geschichte der östlichen Syntaxis des Himalaya (Yunnan/ VR China)“

Praktika und studiumsbezogene Tätigkeiten

15.08. - 09.09.1994 Landesamt für Archäologie Sachsen (Bodenkunde und Kartierung)
WS 1994/95 Wissenschaftliche Hilfskraft (Aufbereitung magmatischer Gesteine)
06.02. - 03.03.1995 C-W-H Bergbau und Umwelt Chemnitz (Digitalisierung hydrogeologischer Daten)
SS 1995 Wissenschaftliche Hilfskraft (Sedimentaufbereitung)
WS 1997/98 Wissenschaftliche Hilfskraft (Satellitenbilddauswertung)

Weiterbildende Kurse

24.02. - 28.02.1997 Blockkurs „Bilanzierte Profile“ bei Prof. Oncken (GFZ Potsdam)
05.08. - 24.08.1997 Meeresgeologischer Kurs in Roscoff/Bretagne bei Prof. Tietze und Prof. Zankl (Marburg)
12.08. - 16.08.1998 Blockkurs „Concepts for exploration and developing hydrothermal deposits“ an der TU Clausthal bei Prof. Petersen (Harvard University/ USA)
01.03. - 05.03.1999 Blockkurs „Mikrofaziesuntersuchungen an Karbonatgesteinen“ an der Uni Erlangen bei Prof. Flügel
13.12. - 17.12.1999 Blockkurs „Epithermal Systems and Gold Mineralization in Volcanic Arcs“ an der TU Freiberg bei Dr. Hedenquist und Dr. Arribas

Berufstätigkeit als Diplomgeologin

01.06. 1998 - 31.10.2001	Wissenschaftliche Angestellte am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) Uni Göttingen im Hochschulvergabeprojekt der BGR „Lagerstättenvorkommen im Norden Yunnans“
Juli - Nov. 2000	Schwangerschaftsurlaub und Mutterschutzfrist
15.11.2001 - 31.08.2002	Wissenschaftliche Hilfskraft am Göttinger Zentrum Geowissenschaften (GZG), Abteilung Angewandte Geologie und Fernerkundung
September - Dez. 2002	Schwangerschaftsurlaub und Mutterschutzfrist
Januar - Februar 2003	Fertigstellung der Dissertation „GIS-basierte Analyse der känozoischen Geodynamik und Mineralisation an der östlichen Syntaxis des Himalaya (Yunnan, VR China)“
03.03. - 31.03.2003	Durchführung eines GeODin-Systemtests am HLUG Wiesbaden
01.04. - 06.05.2003	Vorbereitung und Durchführung der Disputation

Weitere Kenntnisse

EDV	MS-Windows 95, 98, 2000, XP; MS-Office Programme (Word, Excel, Powerpoint, Access, Outlook, Front-Page); MS-Project, Pagemaker, Corel Draw, Surfer, Erdas und Envi, ArcView, Web-Publishing
Sprachen	CAMBRIDGE FIRST CERTIFICATE in Englisch, Schulkenntnisse in Russisch
Führerschein	Klasse 3
Extracurriculare Interessen	Graphik / Photographie Natur / Garten Sport

Mackenrode, 06. Mai 2003