

Lehrstuhl für Geologie und Paläontologie und Geologisches Institut
der Rheinisch–Westfälischen Technischen Hochschule Aachen

Faziesanalyse des lakustrin-deltaischen Mitteljura im Helan Shan,
Innere Mongolei, VR China

Diplomarbeit

Esther Kahlen

September 2004

Betreuer: PD Dr. Harald Stollhofen

Mitbetreuer: Dr. Hartwig Gielisch

Hiermit versichere ich, die vorliegende Diplomarbeit
selbständig und nur mit den angegebenen Hilfsmitteln
erstellt zu haben.

Aachen, den 27. September 2004

Danksagung

Bedanken möchte ich mich bei

- PD Dr. Harald Stollhofen, Geologisches Institut, RWTH Aachen für die Betreuung der Diplomarbeit.
 - Dr. Hartwig Gielisch, DMT für die Betreuung der Diplomarbeit.
 - Wang Xiaopeng vom ARSC in Xi'an für seine Begleitung als Dolmetscher während meiner Woche in Alashan.
 - Herrn Liu von *Taixi Anthrazit Ltd.* in Alashan für die gute Zusammenarbeit und die logistische Unterstützung während meiner Geländearbeiten.
 - Dr. F.-K. Bandelow, DMT, Essen, für den Transport der Proben und dafür, dass er diese Diplomarbeit ermöglichte.
-

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	7
1.1	Zielsetzung und Vorgehensweise	7
1.2	Geographie	8
1.3	Klima	9
1.4	Industrie und Bergbau	11
1.5	Umweltprobleme	11
1.6	Bevölkerung	13
1.7	Geologische Gliederung des Helan Shan	14
2	Spezielle Geologie des Helan Shan	18
2.1	Einführung	18
2.2	Schichtenfolge	19
2.2.1	Kambrium	19
2.2.2	Ordovizium	20
2.2.3	Karbon	20
2.2.4	Perm	23
2.2.5	Trias	23
2.2.6	Jura	24
2.2.7	Kreide	25
2.2.8	Tertiär	25
2.2.9	Quartär	27
3	Lithofazies	28
3.1	Einleitung	28
3.2	Beschreibung der Lithofaziestypen	30

3.2.1	Sandsteine	30
3.2.1.1	Graue-weiße, massige Grobsandsteine: Lithotyp <i>gSm</i>	30
3.2.1.2	Grau-weiße Grobsandsteine mit planarer Schrägschichtung: Lithotyp <i>gSp</i>	30
3.2.1.3	Grau-weiße Grobsandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung: Lithotyp <i>gSt</i>	31
3.2.1.4	Weißer und ockerfarbene Fein-Grobsandsteine mit Horizontalschichtung: Lithotyp <i>Sh</i>	31
3.2.1.5	Ockerfarbene - rötliche Feinsandsteine mit linsenförmiger Geometrie: Lithotyp <i>fSl</i>	32
3.2.2	Siltsteine	32
3.2.2.1	Graue, horizontal geschichtete Siltsteine: Lithotyp <i>Si</i>	32
3.2.2.2	Graue, durchwurzelte Siltsteine: Lithofaziestyp <i>Siw</i>	33
3.2.2.3	Graue Siltsteine mit Konkretionen: Lithotyp <i>Sik</i>	33
3.2.3	Siltige Tonsteine	34
3.2.3.1	Hell-grauer siltiger horizontalgeschichteter Tonstein: Lithotyp <i>T</i>	34
3.2.3.2	Dunkelgrauer siltiger Tonstein mit Wurzeln: Lithotyp <i>Tw</i>	34
3.2.4	Kohlen	34
3.3	Profile	37
4	Sedimentpetrographie	54
4.1	Einleitung	54
4.2	Methodik	54
4.3	Dünnschliffbeschreibungen	56
4.4	Liefergebiete	66
4.5	Schlussfolgerungen	72
5	Faziesanalyse	76
5.1	Einleitung	76
5.2	Faziesanalyse	77
5.2.1	Rinnenbasis- und Transversalbarren-Ablagerungen	77
5.2.2	Uferdamm-Ablagerungen (natural levee deposits)	78
5.2.3	Rinnendurchbruchsfächer (crevasse splays)	78
5.2.4	Kleindelta	79
5.2.5	Überflutungsebene (floodplain)	80

5.2.6	Überflutungsbecken/See (floodbasin/lake)	81
5.2.7	Moor/Sumpf	81
5.3	Zusammenfassung	83
6	Beckenentwicklung	86
7	Zusammenfassung	88
8	Literaturverzeichnis	90

1 Einleitung

1.1 Zielsetzung und Vorgehensweise

Im Norden der Volksrepublik China treten Kohlebrände auf, die mit dem Abbau befallener Flöze des Jura im Norden Chinas in Verbindung stehen. Diese stellen ein bisher nicht befriedigend gelöstes Umweltproblem dar.

Der Grundgedanke zu dieser Diplomarbeit entstand durch das BMBF Projekt „*Innovative Technologies for Exploration, Extinction and Monitoring of Coal Fires in North China*“, bei dem die Deutsche Montan Technologie (DMT) ein Projektpartner ist.

Das Projekt beschäftigt sich mit den Kohlebränden im Helan Shan, einem kleinen Gebirgszug im Norden der Volksrepublik China (siehe Abb.1.2). Die Arbeit fand im Rahmen des Arbeitspaketes *WP 2210-General Geological Description of Helan Mountain Area with Emphasis on Coal Fire Areas* statt. Zusätzlich zu den Untersuchungen der Kohleflöze in den Abbaugebieten sollten auch deren Nebengesteine näher betrachtet werden. Aufgrund der guten Aufschlussverhältnisse, der Logistik und der guten Zusammenarbeit mit den Partnern vor Ort wurde Gulaben in der Inneren Mongolei als Arbeitsgebiet ausgewählt.

Während eines Geländeaufenthaltes im Oktober 2003 wurde von der Diplomandin ein 165 m langes sedimentologisches Profil im Maßstab 1:100 durch die Schichten des Unter und Mittleren Jura aufgenommen (Profil *Gulaben*).

Ergänzend dazu wurden sedimentologische Merkmale photographisch dokumentiert und 39 Gesteinsproben repräsentativer Sandsteinbänke entnommen. Von diesen Proben fertigte das Präparationslabor des Geologischen Instituts der RWTH Aachen Dünnschliffe an. Die Dünnschliffe dienen der Beschreibung und Klassifizierung der Gesteine sowie der Dokumentation makroskopisch nicht erkennbarer Sedimentstrukturen.

Ziel der vorliegenden Diplomarbeit ist eine sedimentfazielle und sedimentpetrographische Bestandsaufnahme mitteljurassischer Schichten im Helan Gebirge, welches sich im Nordwesten der



Abb. 1.1: Die Autorin bei Geländearbeiten in Gulaben, Innere Mongolei, VR China im Oktober 2003

Volksrepublik China befindet. Die Interpretation der durch Profilaufnahme gewonnenen Geländedaten soll zudem eine Einordnung in den faziellen und paläogeographischen Kontext erlauben.

1.2 Geographie

Das *Helan Shan* (Helan Gebirge) ist ein kleiner Nordost-Südwest streichender Gebirgszug im Norden der Volksrepublik China (siehe Abb. 1.2). Es liegt im Grenzgebiet der autonomen Provinzen Ningxia Hui und Innere Mongolei (*Nei Monggol*). Das Gebirge erstreckt sich in Nord-Süd Richtung über eine Länge von 300 km und ist 130 km breit. Das Gebiet liegt durchschnittlich

2000 m über dem Meeresspiegel. Die höchste Erhebung ist mit 3556 m der *Helan Mountain*.

Im Norden und im Westen wird es von den südlichen Ausläufern der Wüste Gobi umschlossen, während sich an der Ostflanke die Yinchuan-Depression erstreckt. Dies ist ein Grabensystem, das mit ca. 1000 m mächtigen Sedimenten aufgefüllt worden ist, und vom *Huang He* (Gelber Fluss) durchflossen wird (HOFMANN, 1993). Der Norden der Volksrepublik China ist aufgrund seiner Lage inmitten des asiatischen Kontinents zweifach benachteiligt. Erstens sorgt das kontinentale Klima für geringen Niederschlag und extreme Temperaturen sowohl im Sommer als auch im Winter, zweitens ist diese Gegend von den großen Handels- und Entwicklungszentren Chinas weit abgelegen. Die großen Wirtschaftszentren befinden sich hauptsächlich an den Küsten.

1.3 Klima

Das Klima ist in beiden Provinzen sehr trocken. Das Gebiet gehört zum zentralasiatischen Grasland und wird von einem kontinentalen Klima geprägt. Dies äußert sich in heißen Sommern und langen kalten Wintern. Im Sommer herrschen häufig Staubstürme, die feines Material aus der Wüste Gobi über die Ebenen fegen.

Die Niederschlagsmengen sind sehr gering. In Yinchuan fallen nur 200 mm Regen im Jahr, in der Inneren Mongolei sind es zum Teil sogar nur 100 mm (LIU, 2003). Die Wasserversorgung für die Bevölkerung und die Industrie ist daher problematisch. Yinchuan bezieht sein Trinkwasser aus Brunnen in der Nähe des Gelben Flusses, die Stadt Wuda ebenfalls. Die Dörfer im Helan Shan sind in einigen Fällen sogar auf Trinkwassertanks angewiesen.

Das Grundwasser in dieser Gegend ist sehr mineralhaltig und eignet sich in den meisten Fällen nicht als Trinkwasser.

Aufgrund der Trockenheit ist Landwirtschaft nur in der Nähe des Gelben Flusses möglich. In Ningxia werden z.B. Weizen, Reis, Mais, Rüben und Melonen angebaut. Zudem werden in Ningxia und in der Inneren Mongolei vor allen Dingen Viehzucht betrieben. Insbesondere werden zur Wollgewinnung Schafe und Kamele gezüchtet, da diese am besten auf die trockenen Verhältnisse des Graslandes eingestellt sind (HALIK et al., 2003).

Diese Landwirtschaft hat jedoch negative Auswirkungen auf die Ökologie. Die Böden versalzen und verlieren ihre Produktivität. Obwohl es sich um Löß handelt, sind sie aufgrund des trockenen Klimas nicht sehr ergiebig. Die geringen Niederschlagsmengen sind dafür verantwortlich, dass der Löß durch den Wind in den Fluss geweht wird. Dieser färbt das Wasser gelb und hat dem

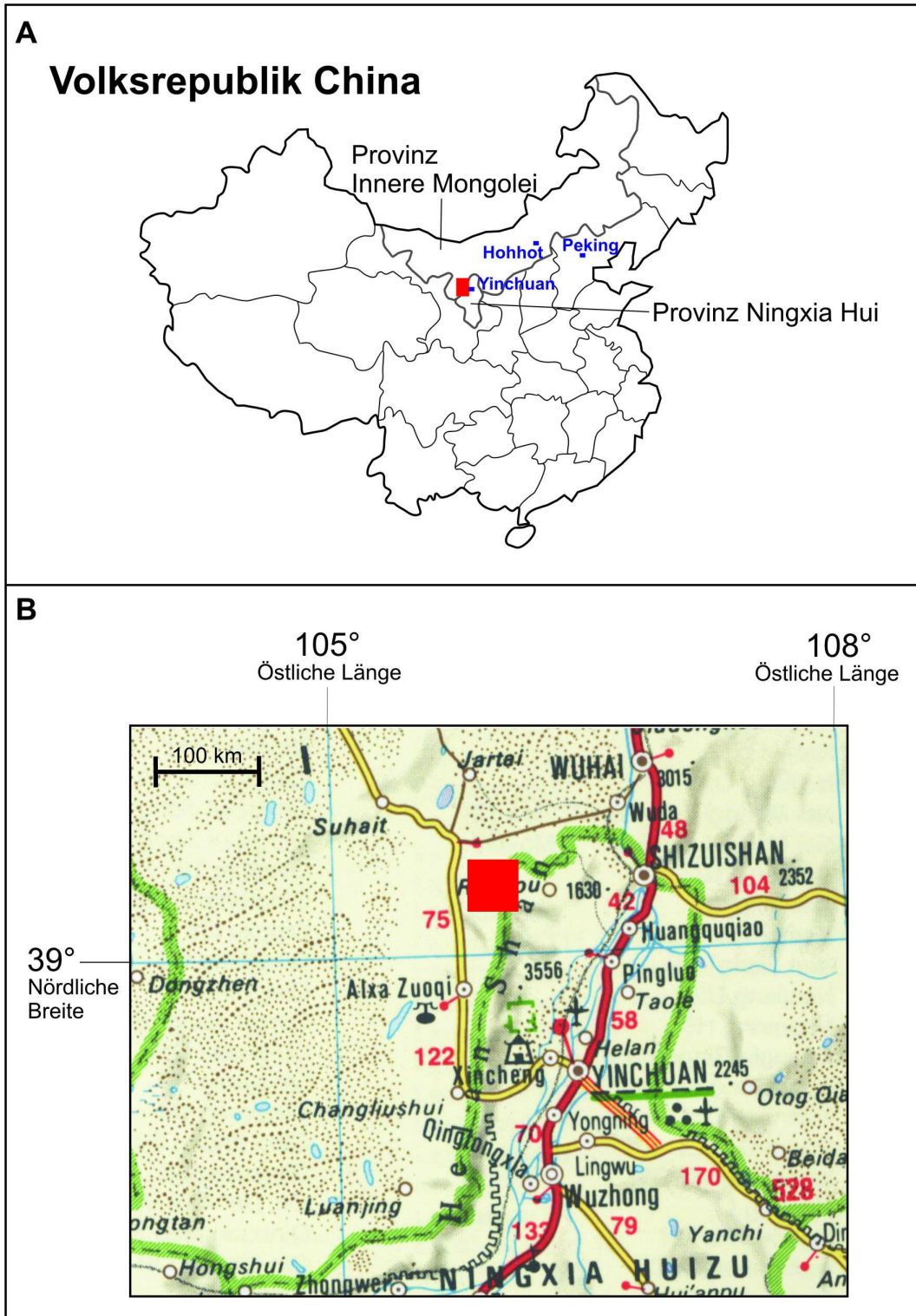


Abb. 1.2: A: Lage des Helan Shan in der Volksrepublik China. B: Lage des Arbeitsgebietes im Helan Shan. Die Gebiete sind in rot markiert. Quelle: Volksrepublik China 1:1 Mio., Verlag Cartographia.

Fluss auch seinen Namen gegeben. Jedes Jahr gehen 30.000 t Löß pro km² Land verloren (HALIK et al., 2003).

Durch Überweidung und Erosion werden jährlich 670.000 ha Weideland in der Inneren Mongolei zerstört. Bereits jetzt sind davon 60% der Gesamtfläche der Provinz betroffen (HALIK et al., 2003).

1.4 Industrie und Bergbau

Die Provinz Ningxia ist reich an Bodenschätzen. Dazu gehört vor allem Kohle als fossiler Energieträger, aber auch andere Rohstoffe, wie zum Beispiel Gips.

Die geschätzten Reserven an Kohle liegen bei 191,4 Milliarden Tonnen. Die gesicherten Reserven liegen bei 30,84 Milliarden Tonnen. Damit liegt Ningxia an Platz fünf der Kohleförderung innerhalb Chinas (LIU, 2003).

Die Kohle in Rujigou und Gulaben wird von der Firma *Taixi Coal Limited* gefördert, die seit 1997 ein Privatunternehmen ist. In Gulaben werden pro Jahr ca. 1 Million Tonnen und in Rujigou ca. 1,6 Millionen Tonnen Kohle gefördert. Die Kohle wird allein für den nordchinesischen Markt produziert. Fünf Prozent des hochwertigen Anthrazits werden jedoch auch nach Europa exportiert.

Der Bergbau in Gulaben ist saisonabhängig, da im Winter die nicht asphaltierten Straßen ins Gebirge nicht zu passieren sind.

1.5 Umweltprobleme

Zu den größten Umweltproblemen dieser Gegend gehören mit Sicherheit Erosion und Desertifikation (BING, 2001). Daneben ist auch die Versorgung mit Trinkwasser ein Problem, vor allem in der Bergregion. Die Regierung Ningxia hat aus diesem Grund ca. 100.000 Menschen umgesiedelt.

Große Anstrengungen werden in ein Projekt zur Einschränkung der Desertifikation gesteckt. Dazu werden über den Randgebieten der Wüste mit dem Flugzeug Samen abgeworfen. Die neuen Sträucher und Büsche sollen mit ihren Wurzeln den Sand festhalten. Die Staubstürme aus der Gobi transportieren ihre Fracht nämlich bis nach Peking und sogar nach Japan (HALIK et al., 2003).



Abb. 1.3: Brennende Kohleflöze bei Wuda, Innere Mongolei.

Das ganze Projekt ist sehr aufwendig und teuer. Und es besteht die große Gefahr, dass die jungen Gebüsche von den umherstreifenden Kamelen wieder aufgefressen werden.

Ein weiteres Problem ist die Luftverschmutzung und der Ausstoß von Kohlenstoffdioxid. Sowohl die Industrie als auch die Privathaushalte nutzen überwiegend Kohle zur Energieerzeugung. Nicht vorhandene Umweltauflagen führen dazu, dass nirgendwo Rußfilter oder Entschwefelungsanlagen benutzt werden. Der Ruß gelangt somit ungehindert in die Atmosphäre und färbt die Luft grau. Viele Menschen gehen deshalb nur mit einem Mundschutz aus dem Haus. Die Gebäude sind mit einer schwarzen Staubschicht bedeckt.

Zur Umweltverschmutzung tragen auch die Kohlebrände in dieser Region maßgeblich mit bei. Diese Brandherde sind aus dem gesamten Norden der Volksrepublik China bekannt, sie beschränken sich jedoch auf die ariden Gebiete. Im Helan Shan gibt es sowohl in den permischen als auch in den jurassischen Kohleabbaugebieten Brände. In besonderem Ausmaß treten sie in Wuda in der Inneren Mongolei auf, da dort alle Flöze nur wenige Meter tief liegen und an der Oberfläche ausbeissen. Es gibt solche Brände jedoch auch in Gulaben und Rujigou.

Die Ursachen der Kohlebrände sind indes noch nicht geklärt. Entgegen der Behauptung der chinesischen Regierung, die Brände seien natürlichen Ursprungs, liegt in dieser Region die Vermutung nahe, dass dies nicht der Fall ist. Menschliche Verursachung ist hier eher wahrscheinlich. Raubbau und unsachgemäßer Abbau tragen zur Entzündung der Kohle bei. Die ariden Klimaverhältnisse und die oberflächennahe Lagerung der Flöze sind jedoch entscheidend.

Die Brände führen zum Verlust großer Mengen Kohle und zur Verunreinigung der restlichen Lagerstätte. Des Weiteren entstehen bei der Verbrennung der Kohle die Gase CO_2 , CO , SO_2 , CH_4 , die ungehindert in die Atmosphäre gelangen. Durch diese Emissionen wird die Umwelt stark geschädigt.

1.6 Bevölkerung

Die beiden nördlichen Provinzen, insbesondere die Innere Mongolei, sind im Vergleich zum restlichen China nur sehr dünn besiedelt. Die Volksrepublik ist mit 1,3 Mrd. Einwohnern nach Indien bevölkerungsreichste Land der Erde. Die Innere Mongolei belegt mit 1.183.000 km^2 ein Neuntel der Gesamtfläche Chinas. Die Autonome Provinz Ningxia gehört mit 66.400 km^2 (BING, 2001) hingegen zu den kleinsten Provinzen des Landes. In der Region des Helan Shan leben ca. 1,6 Mio. Menschen (HALIK et al., 2003).

Etwa ein Drittel der Bevölkerung Ningxias wird von den Hui gestellt. Diese Volksgruppe besteht aus den Nachfahren der Araber und Perser, die sich vor ca. 1000 Jahren während der Tang-Dynastie hier niederließen (BING, 2001). Der Rest der Bevölkerung besteht aus Han-Chinesen.

Die Innere Mongolei gehört erst seit ca. 300 Jahren zu China. Sie wurde während der Qing-Dynastie annektiert. Seit dem 18. Jahrhundert zogen immer mehr Han-Chinesen in dieses Gebiet, wodurch die Mongolen zur Minderheit wurden. Heute hat die Innere Mongolei 23,76 Mio. Einwohner (HALIK et al., 2003).

Da in beiden Provinzen vor allem Minderheiten leben, besitzen diese einen Sonderstatus, der sich darin äußert, dass für sie die „Ein-Kind-Politik“ nicht gilt.

In Ningxia leben die Angehörigen der Hui, die überwiegend Moslems sind. Daneben gibt es in beiden Provinzen Buddhisten. Der dortige Buddhismus ist stark durch den Lamaismus geprägt. In allen Tempeln findet man Bilder des Panchen Lama und viele Inschriften sind auf Tibetisch. Neben den Buddhisten gibt es auch eine christliche Minderheit.

Sowohl die Hui als auch die Mongolen haben ihre eigenen Sprachen. Das führt dazu, dass in der Inneren Mongolei viele Schilder in zwei Sprachen ausgewiesen sind.

Die beiden nördlichen Provinzen Chinas haben eine lange Geschichte. Seit 2000 Jahren läuft die Große Mauer unverändert entlang der Nordgrenze der Provinz Ningxia. Hier im Norden besteht sie jedoch nicht aus Stein, sondern wurde aus Lehm errichtet. Sie wurde durch Täler und über Bergkämme erbaut, um das chinesische Reich vor den Barbaren zu schützen.

Trotzdem gelang es Dschingis Khan im Jahr 1227 hier die Mauer zu durchbrechen und mit seiner Horde das Land zu verwüsten und die Herrschaft der Westlichen Xia (Westliche Xia Dynastie 1038-1227) zu beenden (MORGENSTERN, 1993). Dschingis Khan ist auch heute noch eine allgegenwärtige Persönlichkeit in diesen Provinzen.

Weiterhin sehr sehenswert sind die Xi'Xia Gräber 50 km westlich von Yinchuan. Dabei handelt es sich um die Grabstätten der zehn Könige, die von 1038 bis 1227 über das Westliche Xia Reich herrschten (MORGENSTERN, 1993). Die Könige wurden vor pyramidenähnlichen Grabhügeln beigesetzt, die entlang des Ostrandes des Helan Shan verteilt sind. Diese Lehmbauten waren ursprünglich mit Holz verziert. Diese Bauten sind aber nicht erhalten geblieben. Es ist jedoch möglich eine Grabanlage und ein dazugehöriges Museum zu besichtigen, in dem viele Fundstücke aus der damaligen Zeit ausgestellt sind.

Weitere Sehenswürdigkeiten in dieser Gegend sind die vielen buddhistischen Tempelanlagen. So zum Beispiel auch das daoistische Kloster in Yinchuan (Nördliche Pagode) oder auch der Südliche Tempel (auch Gelber Tempel genannt) nahe Alashan.

1.7 Geologische Gliederung des Helan Shan

Das Helan Shan ist ein kleiner Gebirgszug im Norden der Volksrepublik (siehe Abb. 2.1), dem eine ganz besondere Bedeutung zukommt. Im Grenzbereich der Nordchinesischen Plattform und des Alxa- Blocks liegend ist das Helan Gebirge eine bereits sehr alte Struktur (YANG et al., 1986). Die Grundlagen seiner Entstehung wurden bereits im Jungproterozoikum gelegt, als der Alxa-Block und die Sino-Koreanische Plattform kollidierten.

Im Norden des Gebirges stehen insbesondere archaische und präkambrische Gesteine an (siehe Abb. 1.4). Es handelt sich bei den archaischen und präkambrischen Einheiten überwiegend um Metasedimente, die von mafischen Dykes durchzogen werden. Weiter südlich besteht das Helan Shan aus mesozoischen Sedimenten. Hierbei handelt es sich meist um die mächtigen terrestrischen Ablagerungen der Mittleren und Oberen Trias sowie des Mittleren Jura.

Im Süden treten vor allem die Gesteine des Altpaläozoikums auf. Kambrische Quarzite und Tonsteine sowie ordovizische Grünschiefer mit Trilobiten bilden hier den Hauptanteil. Während des Silurs und Devons trat in dieser Gegend ein Hiatus auf und es sind keine Gesteine überliefert (ZHOU & DEAN, 1996).

Erst im Oberkarbon setzte die Sedimentation wieder ein. Eine Transgression des Panthalassischen Ozeans sorgte für die Ablagerung mariner Kalksteine und Tonsteine. In einem paralischen Randbereich des Nordchinesischen Kontinents dominierten Sümpfe und Marsche, die die Grundlagen für die permischen Kohlevorkommen (DIAZ et al., 1983) im Norden des Helan Shan bei Wuda legten. Nach einer Klimaveränderung während des Perms wurden in diesem Bereich fluviatile Rotsedimente abgelagert. Die permische Abfolge besteht aus roten und weißen Silt- und Sandsteinen (ZHOU & DEAN, 1996).

Während der Trias und des Jura setzte sich die terrestrische Sedimentation fort. Nordchina war Teil Eurasiens und von vielen kleinen intermontanen Becken übersät (ZHOU & DEAN, 1996). Die Sedimente der Trias und des Jura sind in zwei großen Synklinalen aufgeschlossen, wobei die jurassischen Gesteine konkordant auf den weißen Sandsteinen der Trias liegen. Die Mittlere und Obere Trias bestehen im Helan Shan überwiegend aus fluviatilen Sedimenten. Dies gilt auch für die darauffolgenden mittel- und oberjurassischen Ablagerungen. Im Jura treten noch einmal große Kohlevorkommen im Helan Shan auf. Auch im restlichen China ist dies eine Zeit der intensiven Produktion von organischem Material gewesen (ZHOU & DEAN, 1996).

Kretazische Sedimente treten nur untergeordnet im Helan Shan auf. Es sind lediglich einige Konglomerate überliefert (siehe Abb. 1.4).

Tertiäre Sedimente liegen diskordant auf denen des Meso- und Paläozoikums. Es handelt sich überwiegend um rote Konglomerate und Sandsteine. Quartäre Ablagerungen umgeben das Helan Shan (HOFMANN, 1993). Im Osten des Gebirgszuges handelt sich um Löß sowie alluviale Schutfächer. Im Westen des Helan Shan treten vor allem die äolischen Sedimente der Wüste Gobi auf.

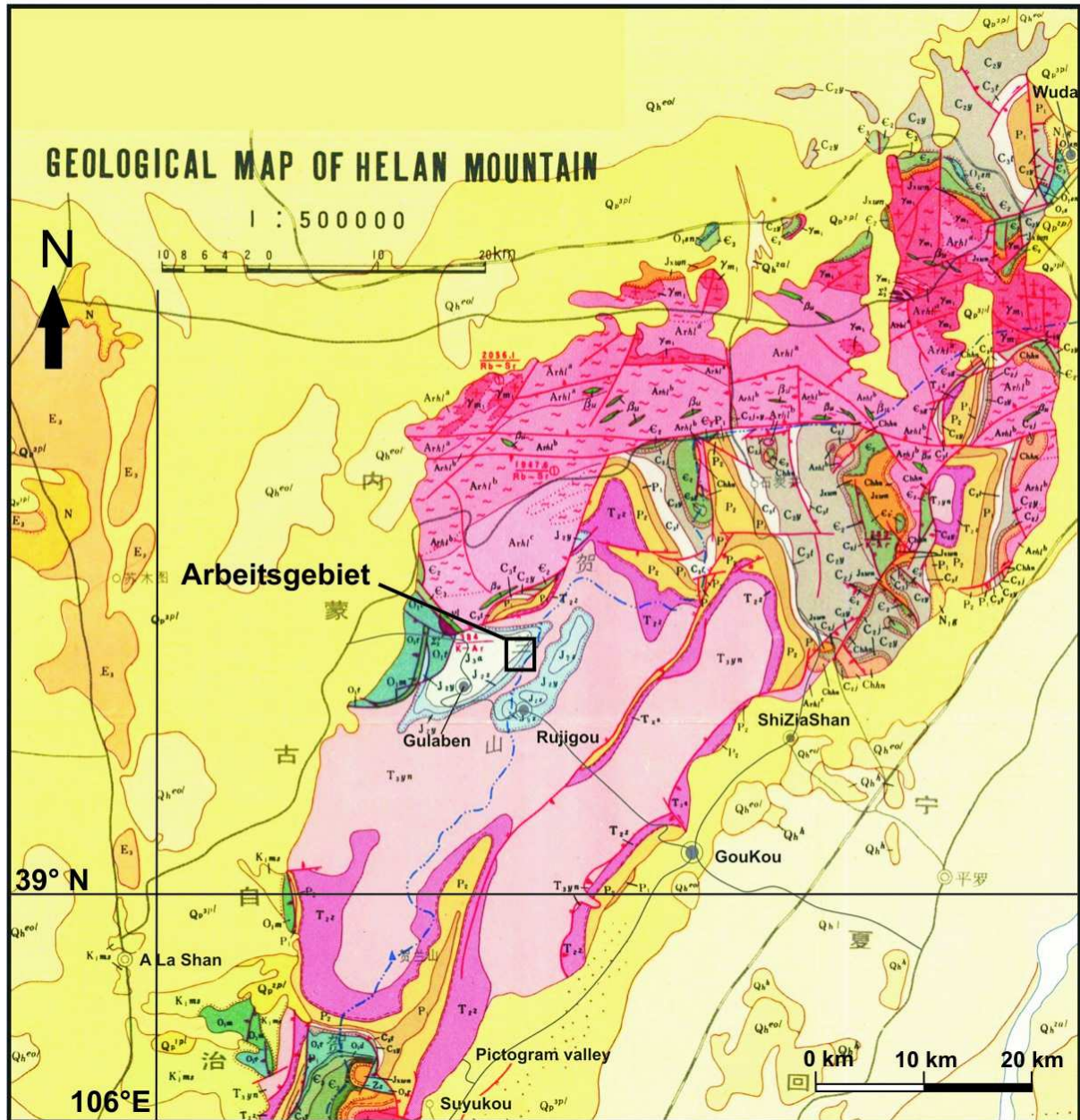


Abb. 1.4: Geologische Karte des Helan Shan im Maßstab 1:500.000. Quelle: Bureau of Geology, Ningxia. Legende in Abb. 1.5

Känozoikum	Quartär	Holozän		Q ₄	
		Pleistozän		Q ₁ -Q ₃	
	Tertiär	Neogen	1,6 Ma		N ₁ -N ₃
		Eozän			E ₁ -E ₃
Mesozoikum	Kreide	Obere Kreide	65 Ma		
		Untere Kreide	Miaogou-Gruppe	K _{1ms}	
	Jura	Oberer Jura	135 Ma	Undifferenziert	J ₃
		Mittlerer Jura	Zhilou-Formation	Lok.: Chuetaigou-Formation	J _{2z}
			Yan'an-Formation	Lok.: Muhulou-Formation	J _{2y}
		Unterer Jura			
	Trias	Obere Trias	205 Ma	Yanchang-Gruppe	T _{3yn}
		Mittlere Trias		Zhifang-Gruppe	T _{2zh}
		Untere Trias			
	Paläozoikum	Perm	Oberes Perm	Obere Shiquiangfeng-Formation	P _{2sh}
Obere Shihexi-Formation (= Shang Shi Henzhiu-Fm.)				P _{2s}	
Unteres Perm			Untere Shihexi-Formation (= Xia Shi Henzhiu-Fm.)	P _{1x}	
			Shanxi-Formation (= Shang Zhi-Fm.)	P _{1s}	
Karbon?		Oberes Karbon?/ Unteres Perm	295 Ma	Taiyuan-Formation	C _{3t}
				Yanghugou-Formation	C _{2y}
				Jingyuan-Formation (= Tsingyuan-Fm.)	C _{2j}
Devon		Unteres Karbon	355 Ma		
Silur			410 Ma		
Ordovizium		Oberes Ordovizium	438 Ma	Tianjingshan-Formation	O _{2t}
		Unteres Ordovizium		Miboshan-Formation	O _{1m}
Kambrium		Oberes Kambrium	510 Ma	Fengshan-Formation	€ ₃
			Changshan-Formation		
			Gushan-Formation		
	Mittleres Kambrium	Zhang xia		€ ₂	
		Xu zhuang			
	Unteres Kambrium	Maozhuang-Formation		€ ₁	
Wudaotang-Formation					
Proterozoikum	Sinian	Jixian Changcheng	570 Ma	Luoquan-Formation	Jx
				Wangquankou-Formation	
				Huangquikou-Formation	
Archaikum			1700 Ma		
			2500 Ma	Zongbieli-Gruppe	A _z

Abb. 1.5: Stratigraphische Übersicht des Helan Shan und Legende zur geologischen Karte in Abb. 1.4. Die grauen Felder stellen Schichtlücken dar. Die Abbildung wurde zusammengestellt aus ZHOU & DEAN (1996), Geologische Karte des Helan Shan 1:200.000 sowie BGN (1982). Die Altersangaben stammen aus WALTER (2003).

2 Spezielle Geologie des Helan Shan

2.1 Einführung

Das heutige China besteht aus mehreren kontinentale Blöcken, die sich im Mittelproterozoikum konsolidierten. China lässt sich deshalb in drei große Blöcke aufteilen, die schon während des Präkambriums existierten. Dies sind der Sino-Koreanische oder auch Nordchinesische Kraton, der Tarim und der Yangtse Kraton (GOODWIN, 1991). Das Helan Shan liegt im Westen der Sino-Koreanischen Plattform. Es bildet die Grenze zwischen dem Alxa-Block und dem Ordos-Massiv. Die alte Plattform besteht aus mächtigen Metasedimentfolgen (granitoiden Gneisen) sowie Vulkaniten und Graniten (siehe Abb. 2.2).

Nachdem die Konsolidierung beendet war bildeten sich während des mittleren Proterozoikums Gräben und Senken, z.B. das Yanshan-Aulakogen im Osten und das Helan-Aulakogen am Westrand der Plattform. Bis zum Jungproterozoikum hin wurden diese Schwächezonen mit Sedimenten aufgefüllt (WALTER, 2003). Das Helan Gebirge liegt im westlichen Randbereich der Nordchinesischen Plattform (*Sino-Koreanische Plattform*) (siehe Abb. 2.1). Es bildet zusammen mit dem Lang Shan und Daqin Shan einen mobilen Faltengürtel, der den starren Block des Ordos-Massivs umgibt (DARBY, 2003). Infolge dessen wurde das Helan Shan in Laufe seiner Geschichte durch verschiedene Orogenesen beeinflusst. Der Ordos-Block stellte praktisch eine Barriere dar, an dessen Westseite das Helan Shan auf- und überschoben wurde (siehe Abb. 2.1). Dies resultierte in zahlreichen Überschiebungen und Transformstörungen entlang des Ordos-Massivs (DARBY, 2003).

Diese entstand während des Jungproterozoikums als das Alxa-Massiv mit dem Nordchina-Block kollidierte (ZHOU & DEAN, 1996). Nach der Jinning-Orogenese (850 - 760 Ma) während deren sich der südchinesische Yangtse-Kraton konsolidierte wurden die Nordkontinente herausgehoben und es setzte ein Hiatus ein, der bis zum Kambrium dauerte (WALTER, 2003). Die chinesischen Kratone befanden sich zu dieser Zeit alle in der Nähe des Äquators und nordöstlich des gondwanidischen Kontinents. Die Nordchinesische Plattform war bis zum Perm von allen anderen isoliert

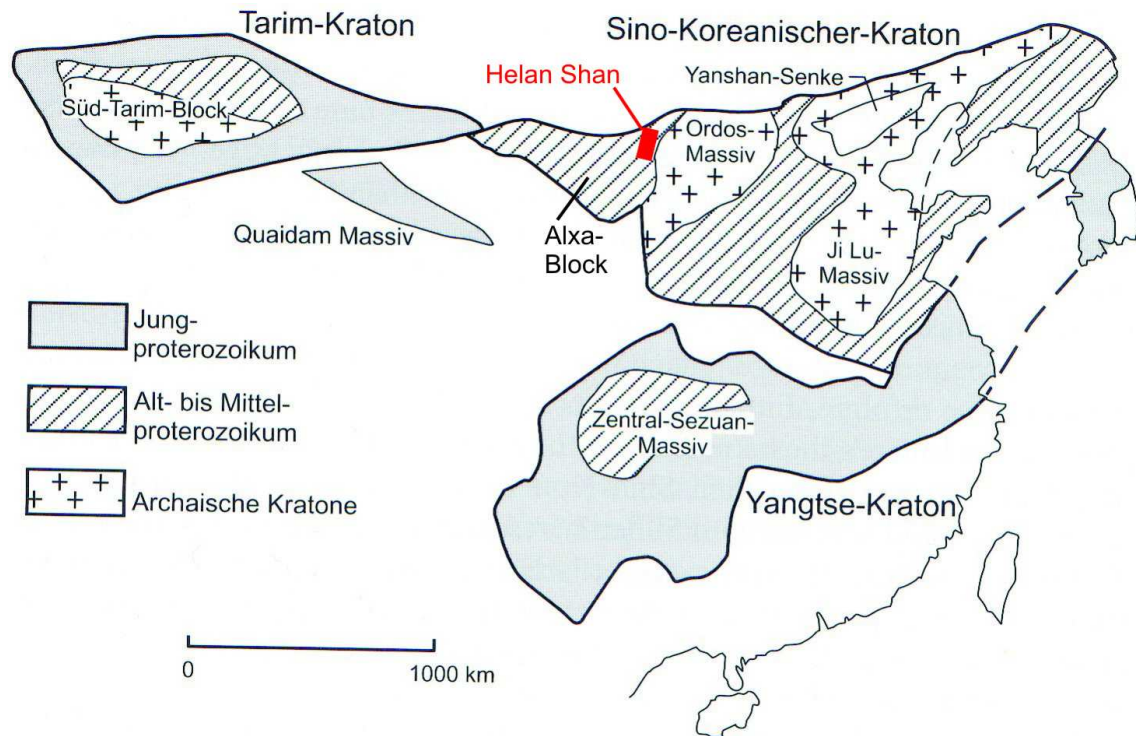


Abb. 2.1: Lage der Nordchinesischen Kratone (Cathaysia). Abbildung verändert nach WALTER (2003) aus GOODWIN (1991)

bis sie mit der Sibirischen Platte kollidierte (ZHOU & DEAN, 1996). Durch die Akkretion von Terranen wurde der chinesische Kontinent immer größer.

2.2 Schichtenfolge

2.2.1 Kambrium

Während des Kambriums war die Nordchinesische Platte noch unabhängig und lag nahe des Äquators. Durch eine Transgression des Panthalsassischen Ozeans wurde das Land von Westen her überflutet und erreichte auch das Helan Gebirge. Das Meer war im Norden des Gebirges nahe dem *Suyukou Valley* (siehe Abb. 1.4) relativ flach. Die Tiefe des Meeres nahm nach Süden hin jedoch deutlich zu (ZHOU & DEAN, 1996). Mit fortschreitender Zeit breitete sich das Wasser weiter nach Osten aus und führte zur Bildung flacher Karbonatplattformen im Helan Shan. Aus dem Kambrium sind Quarzite, Tonsteine und Karbonate überliefert (SUN et al., 1989). Ein Beispiel für dieses Gestein ist in Abbildung 2.3 zu sehen.



Abb. 2.2: Nahaufnahme eines vergrusten Granits aus dem Archaikum

2.2.2 Ordovizium

Während des frühen Ordoviziums blieb die Situation beinahe unverändert. Die Transgression schritt jedoch weiter nach Osten fort und die Ordos- sowie weitere Plattformen verschwanden im Meer. Während dieser Zeit wurden Flachwasser Dolomite und Kalksteine abgelagert und die Ordosplattform wurde zum Kontinentallhang (SUN et al., 1989). Im Helan Shan wurden feinschichtige Kalksteine mit Trilobiten abgelagert. Des Weiteren findet man auch Tonschiefer mit vereinzelt Graptolithen. Nach einer Regression gegen Ende des frühen Ordoviziums wurden diese Gebiete zu Schelfgebieten, und es begann eine Zeit der intensiven Karbonatproduktion. Vom späten Ordovizium bis zur Mitte des Perms tritt in Nordchina ein Hiatus auf. Aus diesem Zeitraum sind keine Gesteine überliefert (DARBY, 2003).

2.2.3 Karbon

Während des mittleren Karbons transgredierte das Meer wiederum von Westen her über die Plattform und erreichte das Ordos-Becken im oberen Karbon (SUN et al., 1986). Dies führte zu



Abb. 2.3: Kambrische Quarzite und Tonsteine im Westen des Helan Shan.

einer Vereinigung mit dem nordchinesischen Meer und zu einem gigantischen intrakontinentalen Meerbereich. Das Helan Shan gehörte zu einer epikontinentalen Bucht. Kleinere Trans- und Regressionen dominierten diese Umgebung, die von littoralen Deltas und Mooren geprägt war. In diesem paralischen Milieu wurden die oberkarbonischen Kohlen abgelagert. Die meisten Kohlen gehören der Taiyuan-Formation an (DAI et al., 2002). Es handelt sich dabei um Steinkohlen oder genauer um Gaskohlen und Gasflammkohlen mit $V_r\%$ 0,95-0,98 (siehe Tab. 2.1). Große Kohlevorkommen aus dieser Zeit gibt es in der Nähe von Wuda in der Inneren Mongolei (siehe Abb. 2.4).

Herkunft	Asche (wf%)	$V_r\%$	Kohlenart
Wuda Flöz 1	27,21	0,98	Gaskohle
Wuda Flöz 2	10,15	0,96	Gaskohle
Wuda Flöz 5	8,22	0,95	Gasflammkohle/ Gaskohle

Tabelle 2.1: Inkohlungswerte von permo-karbonischen Kohlen in Wuda, Inneren Mongolei. Analysen wurden durchgeführt von BGR.



Abb. 2.4: Karbonische Kohlen in Wuda. Mächtigkeit des Flözes: 2,5 m.

Neben den Kohlen treten Sandsteine als Zeugnis einer terrestrischen Fazies auf. Siltsteine und Tonsteine repräsentieren marine Sedimentation. Dies wird durch marine Fossilien, wie z.B. *Pecten* belegt. Entsprechende Funde sind jedoch selten.

Ein weiteres Indiz für das küstennahe Milieu sind stromatolithische Kalksteine, die im *Suyukou Valley* (siehe Abb. 1.4) auftreten. Das Klima zu dieser Zeit war subtropisch. Diese Zeitperiode wird in der chinesischen Literatur auch als *Taiyuanian* (ZHOU & DEAN, 1996) bezeichnet.

Karbon/Perm Problem Auf den meisten Karten und in der bei dieser Arbeit vorliegenden Literatur wird die Taiyuan-Formation sowie die andern bis dato mit dem Karbon identifizierten Formationen in das Oberkarbon eingegliedert. YANG et al. (1996) weist der Taiyuan-Formation sogar eine Sonderstellung zu, die das *Taiyuanian* -in seinem Buch in eigene Zeit- zwischen dem Oberkarbon und dem Beginn des Perms ansiedelt.

Die Internationale Stratigraphische Kommission hat die Taiyuan-Formation in das Untere Perm eingeordnet (DIAZ et al., 1983)

In dieser Arbeit werden jedoch aufgrund der geringen Informationen dazu und der damit verbun-

denen Änderungen im Kontext der erdgeschichtlichen Entwicklung weiterhin die Unterteilung in Oberkarbon und Unterperm benutzt.

2.2.4 Perm

Während des oberen Perms zog sich das Meer wieder zurück. Das Gebiet nahe der Wüste Gobi wurde von alluvialen Schuttfächern eingenommen, die durch Konglomerate, Sand-, und Tonsteine überliefert sind (ZHOU & DEAN, 1996).



Abb. 2.5: Die Abbildung zeigt die Perm-Trias Grenze (gestrichelte Linie) im zentralen Helan Shan. Deutlich ist auf dem Bild der Übergang von der Wechselfolge der permischen Rotsedimente zu den weiß-grauen mitteltriassischen Sandsteinen zu sehen.

Permische Sedimente sind im zentralen Bereich des Helan Shan sehr weit verbreitet. Diese terrogenen Sedimente sind häufig rot-violett gefärbt, was auf einen Klimawandel hinweist (siehe Abb. 2.5). Das Klima wandelte sich von feucht zu trocken, so dass die Ablagerung von Rotsedimenten möglich wurde (ZHOU & DEAN, 1996). Die permische Sequenz im Helan Shan besteht überwiegend aus roten und weißen Sandsteinen und Konglomeraten. Abbildung 2.5 zeigt eine typische Abfolge dieser Gesteine.

2.2.5 Trias

Während der Trias wurde im Rahmen der Indo-Sinischen Orogenese die Yangtze-Plattform an Eurasien angegliedert (SUN et al., 1984). Dieser Kontinent wurde immer größer als sich das Meer zurückzog. Im Helan Gebirge sind Mittlere und Obere Trias vertreten. Es handelt sich bei diesen Sedimenten überwiegend um Sandsteine, die in einem fluviatil-lakustrinen Milieu abgelagert wurden (YANG et al., 1982). Große Teile des Kontinents waren mit kleineren intrakontinentalen Becken durchzogen. Die Mittlere Trias wird durch die Zhifang-Gruppe repräsentiert. Das Klima

änderte sich von trocken zu feucht gegen Ende der Mittleren Trias. Während der oberen Trias herrschte ein mäßig temperiertes Klima. Die gesamte Trias ist ca. 1500 m mächtig (DARBY, 2003).

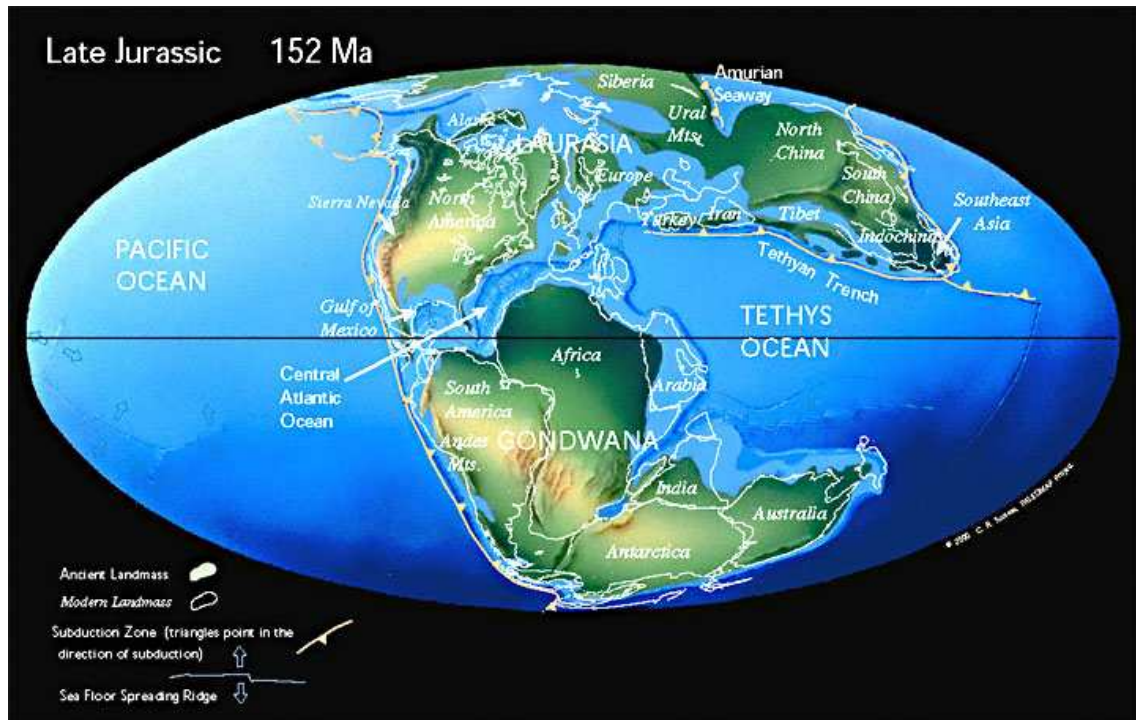


Abb. 2.6: Paläogeographie des Oberen Jura. Quelle der Abbildung: <http://www.scotese.com>

2.2.6 Jura

Jurassische Sedimente treten nur im Zentrum und im Süden des Helan Shan auf. In zwei Synklinalen bei Rujigou und Gulaben sind jung-mitteljurassische sowie oberjurassische Gesteine aufgeschlossen. Die flözführenden unter- bis mitteljurassischen Gesteine gehören der Yan'an- und der Zhilou-Formation an. Da die stratigraphische Korrelation mit diesen Formationen jedoch nicht ganz eindeutig ist, werden lokal andere Namen benutzt (siehe Abb. 1.5).

Die Yan'an-Formation wird dort als Rujigou-Formation bezeichnet (BGN, 1982). Für die Zhilou-Formation werden die Begriffe Muhulou- und Chuetaigou-Formation verwendet (BGN, 1982). Konkordant auf die mitteljurassischen Sedimente folgen oberjurassische undifferenzierte Rot-sedimente. Während des Mittleren Juras bestand die Landschaft nach wie vor aus Flüssen und Sümpfen mit üppiger Vegetation.

Das Helan Shan lag inmitten eines kontinentalen Blocks. Aus den ausgedehnten Sumpfgebieten entstanden mächtige Kohleflöze (siehe Abb. 2.7). Der Mittlere Jura ist einer der größten Kohle- und Kohlenwasserstoffproduzenten Nordchinas (ZHOU & DEAN, 1996). Es wurden Konglomerate, Sand-, Silt- und Tonsteine abgelagert. Sowohl Silt- als auch die Tonsteine sind reich an organischem Material. Die Siltsteine sind häufig durchwurzelt und enthalten Pflanzenhäcksel. Auch die Sandsteine enthalten organisches Material und Drifthölzer.

Während des Oberen Jura fand im Rahmen der Himalaya-Orogenese eine Hebung statt, und es entwickelte sich ein lakustrines Milieu im Helan Shan. Diese roten Sandsteine, Tonsteine und Kalksteine wurden vermutlich in Seen abgelagert. Das Klima war zu dieser Zeit sehr feucht (DARBY, 2003).

Im Rahmen der Himalaya-Orogenese wurden die jurassischen Gesteine tektonisch beansprucht. In Gulaben sind diese Gesteine mit einem Winkel von 45° - 55° nach Nordwesten verkippt und verfaltet.

2.2.7 Kreide

Die Kreidezeit wurde durch die Yanshan-Orogenese beeinflusst (SUN et al., 1986). Die Sedimentationsraten nahmen im Vergleich zu Trias und Jura stark ab. Im Helan Shan überwogen flache Seen und Flüsse, die zu einer Ablagerung von roten Konglomeraten, Sandsteinen und violett-farbenen Tonsteinen führten (ZHOU & DEAN, 1996). Die Konglomerate enthalten eine Vielzahl von Komponenten, zu denen auch Stromatolithgerölle gehören (siehe Abb. 2.8). Die Schichten der Unteren Kreide sind stark verkippt. Mittlere und Obere Kreide fehlen im Arbeitsgebiet.

2.2.8 Tertiär

Das Helan Shan wurde am Ende der Kreidezeit aufgrund tektonischer Bewegungen angehoben. Aus diesem Grund liegen tertiäre Sedimente diskordant auf den Gesteinen des Meso- und des Paläozoikums. Das Klima war während des ganzen Tertiärs trocken, es wandelte sich jedoch im Laufe dieses Zeitalters von warmen zu kalten Verhältnissen (DARBY, 2003). Im Helan Shan wurden vor allem rötliche Sandsteine und Konglomerate abgelagert. Sie sind das Ergebnis eines fluvialen Systems. Gegen Ende des Tertiärs traten immer mehr Seen auf, die zur Ablagerung von Tonsteinen und Feinsandsteinen beitrugen (ZHOU & DEAN, 1996).

Tertiäre Konglomerate liegen im Westen des Helan Shan diskordant auf den Sedimenten des Mesozoikums.



Abb. 2.7: Die Abbildung zeigt den Mittleren Jura in Gulaben. Die Schichtfolge besteht aus Kohle, Ton- und Siltsteinen sowie Sandsteinen. Die weiße Linie zeigt die Lage des Hauptflözes 2.1 an. Die Grenze zwischen der Yan'an- und der Zhilou-Formation wird durch die gestrichelte Linie dargestellt. Die Schichten fallen mit 45-55° nach Nordwesten ein.



Abb. 2.8: Die Abbildung zeigt ein unterkretazisches Aufarbeitungskonglomerat aus dem Osten des Helan Shan. Als Komponenten treten Silt- und Sandsteine sowie Kalksteingerölle auf, die aus Algenmatten bestehen.



Abb. 2.9: Äolische Ablagerungen im Westen des Helan Shan. Blick nach Westen

2.2.9 Quartär

Das Helan Shan ist von quartären Sedimenten an allen Flanken umgeben. Im Norden und im Westen des Gebirges reichen die Dünen und Sandschilde der Wüste Gobi bis an die Berge heran (HOFMANN, 1993). Zum Teil bedecken die äolischen Ablagerungen auch die Hänge und Täler der Berge bei Wuda in der Inneren Mongolei (siehe Abb. 2.9).

Des Weiteren treten auch Lößvorkommen als Relikte der letzten Eiszeit auf. Diese grau-gelben Sedimente sind überwiegend im Osten des Gebirges zu finden (HOFMANN, 1993).

Weiterhin entstanden während des Pleistozäns vor allem die alluvialen Schuttfächer, welche die Ostflanken des Helan Shan bedecken. Auch die Täler des Gebirges sind mit Blöcken und Schottern verfüllt. Dies gilt auch für die Yinchuan-Depression, ein Grabensystem im Osten des Helan Shan, durch die der Huang He fließt.

3 Lithofazies

3.1 Einleitung

Im Rahmen des Geländeaufenthaltes im Oktober 2003 wurden zwei Profile aufgenommen. Die Aufnahme erfolgte im Kohleabbaugebiet der Firma *Taixi Anthrazit Limited*. Das Abbaugelände wird ebenso wie das kleine Bergarbeiter Dorf mit dem Namen Gulaben bezeichnet. In der Mine wird in mehreren Kleinbergwerken die Kohle untertägig abgebaut. Die Lagerstätte liegt geologisch gesehen an der Ostflanke einer Mulde (vgl. Abb. 1.4), die aus mittel- bis oberjurassischen Schichten besteht. Die Profile wurden durch den unteren und mittleren Teil des Mitteljura aufgenommen. Dieser besteht im Helan Shan aus der Yan'an- und der Zhilou-Formation (siehe Abb. 3.1). In der chinesischen Nomenklatur wird die erstere auch als Rujigou-Formation bezeichnet. Die Zhilou-Formation dagegen setzt sich noch einmal aus der Muhulou- und der Chuetaigou-Formation zusammen (siehe Abb. 3.1).

In Abbildung 3.8 ist ein vereinfachtes Übersichtsprofil des Abschnitts *Taiyangou* zu sehen. Es enthält auch die Flöznamenklatur. Bei der Nomenklatur der Flöze ist zu beachten, dass Flöze unter 0,5 m Mächtigkeit in der chinesischen Stratigraphie nicht berücksichtigt werden und keinen Namen oder Zuordnung erhalten. Die vollständigen Profile *Taiyangou* und *Gulaben* befinden sich im Abschnitt 3.3.

In diesem Kapitel werden zunächst die in den Profilen auftretenden Gesteine beschrieben. Um die Gesteine den Faziesbereichen zuordnen zu können, wurden verschiedene Lithofaziestypen definiert. Eine Übersicht aller Lithotypen befindet sich in Tabelle 3.1.

Mesozoikum	Kreide	Obere Kreide	65 Ma	
		Untere Kreide		Miaogou-Gruppe
	Jura	Oberer Jura	135 Ma	Undifferenziert
		Mittlerer Jura		Zhilou-Formation Lok.: Chuetaigou-Formation Lok.: Muhulou-Formation
				Yan'an-Formation Lok.: Roujigou-Formation
	Unterer Jura			
	Trias	Obere Trias	205 Ma	Yanchang-Gruppe
		Mittlere Trias		Zhifang-Gruppe
		Untere Trias	250 Ma	

Abb. 3.1: Das Mesozoikum im Helan Shan. Der Mittlere Jura besteht aus der Yan'an- und der Zhilou-Formation. Die grauen Felder stellen Schichtlücken dar. Die Abbildung wurde zusammengestellt aus ZHOU & DEAN (1996), Geologische Karte des Helan Shan 1:200.000 sowie BGN (1982). Die Altersangaben stammen aus WALTER (2003).

Lithotyp	Abkürzung
Graue-weiße, massige Grobsandsteine	<i>gSm</i>
Grau-weiße Grobsandsteine mit planarer Schrägschichtung	<i>gSp</i>
Grau-weiße Grobsandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung	<i>gSt</i>
Weißer und ockerfarbene Fein-Grobsandsteine mit Horizontalschichtung	<i>Sh</i>
Ockerfarbene - rötliche Feinsandsteine mit linsenförmiger Geometrie	<i>fSl</i>
Graue, horizontal geschichtete Siltsteine	<i>Si</i>
Graue, durchwurzelte Siltsteine	<i>Siw</i>
Graue Siltsteine mit Konkretionen	<i>Sik</i>
Hell-grauer siltiger horizontalgeschichteter Tonstein	<i>T</i>
Dunkelgrauer siltiger Tonstein mit Wurzeln	<i>Tw</i>
Kohle	<i>K</i>

Tabelle 3.1: Auftretende Lithotypen in den Profilen *Taiyangou* und *Gulaben*. Die Abkürzungen wurden selbst gewählt.

3.2 Beschreibung der Lithofaziestypen

3.2.1 Sandsteine

Sandsteine stellen 34,6% der Gesteine im Abschnitt *Taiyangou* und 42,7% im Teil *Gulaben*. Bei der hier vorliegenden Beschreibung handelt es sich nur um eine grobe makroskopische Beschreibung, die der Handstückansprache vor Ort entspricht. Eine ausführliche petrographische Beschreibung der Sandsteine erfolgt im Kapitel 4.

3.2.1.1 Graue-weiße, massige Grobsandsteine: Lithotyp *gSm*

Graue und weiße Grobsandsteine treten in beiden Profilen auf. Bei genauerer Betrachtung stellt sich heraus, dass es sich bei den meisten Gesteinen um Subarkosen im Sinne von FOLK (1974) handelt. Die Sandsteine bestehen zum großen Teil aus angular gerundeten Quarzen und Feldspäten. Die Quarze sind länglich bis eiförmig ausgebildet. Ihr Aussehen variiert sehr stark, jedoch besitzen sie nur eine niedrige Sphärizität. Die Größe aller Mineralkörner variiert sehr stark zwischen 0,6 mm und 1,5 mm. Der Feldspatanteil kann dabei stark variieren. Er liegt in der Regel zwischen 5% und 15%. Die Mineralien sind länglich und plattig ausgebildet. Weiterhin treten auch Lithoklasten in den Gesteinen auf. In einigen Handstücken sind Granitbruchstücke zu erkennen. Ihr Anteil ist jedoch makroskopisch betrachtet sehr gering. Die Gesteine sind alle schlecht bis mäßig sortiert. Das Gefüge ist komponentengestützt mit einem tonig-hämatitischen Bindemittel. Häufig enthalten die Sandsteinbänke Pflanzenstengel, Pflanzenhäcksel, Blattreste oder Drifthölzer. Zum Teil enthalten die Gesteine auch Spuren von organischem Material.

Die Sandsteine treten in massigen Banken auf von einem bis hin zu mehreren Metern Mächtigkeit. Häufig haben die Schichten erosive Basiskontakte. Die Sandsteine können an ihrer Basis einen hohen Anteil an Geröllen aufweisen, in einzelnen Fällen kann man auch von Konglomeraten sprechen. Diese Gerölle bestehen überwiegend aus Quarzen, die ungerundet und zwischen 2 mm und 5 mm groß sind.

3.2.1.2 Grau-weiße Grobsandsteine mit planarer Schrägschichtung: Lithotyp *gSp*

Diese Sandsteine gleichen von ihrem Komponentenbestand her dem ersten Lithotyp. Allerdings enthalten sie keine konglomeratischen Bestandteile, zeichnen sich aber durch einen anderen Schichtungstyp aus.



Abb. 3.2: Ein geröllführender Grobsandstein im Profilabschnitt *Taiyangou*. Yan'an-Formation, Lithotyp *gSm*



Abb. 3.3: Ein durch hämatithaltigen Zement rot gefärbter Feinsandstein im Profilabschnitt *Gulaben*. Zhilou-Formation, Lithotyp *fSl*

Die Banken sind normalerweise tabular ausgebildet und weisen planare Schrägschichtungssets auf. Die Mächtigkeit der Sets reicht von 30 Zentimetern bis hin zu einigen Metern. Dieser Lithotyp ist sowohl in der Yan'an- als auch in der Zhilou-Formation häufig vertreten.

3.2.1.3 Grau-weiße Grobsandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung: Lithotyp *gSt*

Neben Sandsteinen mit planaren Schrägschichtungssets treten dort auch solche mit trogförmiger Schrägschichtung auf. Sie entsprechen in allen anderen Merkmalen auch den oben beschriebenen Gesteinen. Die Schichten sind jeweils ca. einen Meter mächtig. Dieser Lithotyp wurde nur in der Zhilou-Formation beobachtet.

3.2.1.4 Weiße und ockerfarbene Fein-Grobsandsteine mit Horizontalschichtung: Lithotyp *Sh*

Dieser Lithofaziestyp zeichnet sich durch seine Horizontalschichtung aus. Die Gesteine erreichen eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis hin zu mehreren Metern. Es wurden sowohl ebene als auch wellige Horizontalschichtung beobachtet. Am häufigsten tritt diese in Fein-Mittelsandsteinen auf. Grobsandsteine mit Horizontalschichtung treten nur selten auf.

Fein- und Mittelsandsteine treten sehr häufig in beiden Profilabschnitten auf. Sie bestehen zum überwiegenden Teil aus schlecht gerundeten Quarzen und können bis zu 15% Feldspat enthalten.

Andere Komponenten konnten makroskopisch nicht bestimmt werden. Die Gesteine besitzen ein toniges Bindemittel, welches in einigen Fällen stark mit Eisenoxiden durchmischt ist. Dadurch erhalten die Gesteine eine ockergelbe bis rötliche Farbe (siehe Abb. 3.3).

Die Fein-Mittelsandsteine besitzen häufig eine erosive Basis.

Lateral lassen sich vor allem die Feinsandsteinbänke meist nicht sehr weit verfolgen. Gerade die Feinsandsteine können auch in Wechsellagerung mit Siltsteinen auftreten. Diese Siltlagen können bis zu einem Zentimeter mächtig sein. In einigen Sandsteinbänken findet man auch Wurzelreste oder Pflanzenhäcksel. Dieser Lithofaziestyp ist vor allen Dingen in der Zhilou-Formation sehr weit verbreitet.

3.2.1.5 Ockerfarbene - rötliche Feinsandsteine mit linsenförmiger Geometrie: Lithotyp *fSi*

Diese Feinsandsteinbänke treten in beiden Formationen auf, in der Zhilou-Formation sind sie jedoch häufiger anzutreffen. Der Komponentenbestand entspricht dem des vorherigen Lithofaziestyps. Mit bloßem Auge sind keine Gerölle oder Lithoklasten zu erkennen. Die Sandsteine besitzen anscheinend ein tonig-hämatitisches Bindemittel, enthalten in einigen Fällen jedoch auch ein calcitisches Bindemittel. Die Feinsandsteinbänke sind in der Regel nur wenige Dezimeter mächtig und weisen eine ebene oder wellige Horizontalschichtung auf. Sie können Pflanzenhäcksel enthalten. Diese Art der Feinsandsteine besitzt in der Regel keine besonders weite laterale Ausdehnung, sondern sie keilen in der Regel nach einigen Metern oder Zehnermetern wieder aus. In ihrer Struktur sind sie häufig linsenförmig aufgebaut. Nur sehr selten besitzen sie eine erosive Basis.

3.2.2 Siltsteine

Siltsteine machen ca. 50% der Schichtenfolge aus. Es lassen sich drei Lithofaziestypen unterscheiden.

3.2.2.1 Graue, horizontal geschichtete Siltsteine: Lithotyp *Si*

Diese Gesteine besitzen eine hell- bis dunkelgrauer Farbe. Im Gelände verwittern sie leicht grünlich. Ihre Mächtigkeit reicht von wenigen Dezimetern bis hin zu mehreren Metern. Im Durchschnitt sind die Schichten ca. zwei Meter mächtig. Sie weisen eine ebene oder wellige Horizon-



Abb. 3.4: Siltstein mit Horizontalschichtung aus dem Profil *Gulaben*, Zhilou-Formation. Lithotyp *Siw*



Abb. 3.5: Siltiger Tonstein mit jurassische Pflanze, Yan'an-Formation. Lithotyp *T*

talschichtung auf. Diese Siltsteine besitzen z.T. eine linsenförmige Ausdehnung. Sie lassen sich lateral nicht sehr weit verfolgen und sind nur einige zehner Meter breit, bevor sie in Tonsteine oder Sandsteinbänke übergehen. Dieser Lithotyp ist meist stark verwittert und es lassen sich keine weiteren Merkmale feststellen.

3.2.2.2 Graue, durchwurzelte Siltsteine: Lithofaziestyp *Siw*

Dieses Gestein zeichnet sich durch eine hell- dunkelgraue Farbe aus. Es ist horizontal geschichtet. Es treten sowohl ebene als auch wellige Horizontalschichtung auf (siehe Abb. 3.4). Genau so oft kann eine Wechsellagerung mit Feinsandsteinen beobachtet werden. Die eingeschalteten Sandsteine sind meist nur einige Millimeter dick. Es treten jedoch auch tabulare Sandsteinbänke von 2 cm bis 10 cm Dicke auf.

Ebenso treten in diesen Schichten Tonlinsen auf. Diese sind in der Regel einige Dezimeter breit und zwischen zwei und 10 cm mächtig. Die Siltsteine führen häufig Pflanzenreste. Dabei wurden sowohl 1 cm bis 3 cm lange Pflanzenstengel als auch Blattreste gefunden. Noch weitaus häufiger kann man in ihnen Wurzelreste finden. Andere Fossilien konnten nicht nachgewiesen werden.

3.2.2.3 Graue Siltsteine mit Konkretionen: Lithotyp *Sik*

Diese Siltsteine sehen den anderen Lithotypen *Si* und *Siw* sehr ähnlich.

Dieser Lithotyp zeichnet sich jedoch durch das Auftreten von Konkretionen aus. Diese konkretionären Bereiche können einen Durchmesser von bis zu einem Meter besitzen und haben eine

bräunliche bis ockergelbe Farbe. Sie bestehen aus leicht calcitischen Material. Vermutlich handelt es sich um Siderit. Die Gesteine weisen ebenfalls Horizontalschichtung auf und können Wurzeln enthalten.

3.2.3 Siltige Tonsteine

Siltige Tonsteine treten am häufigsten im Profil Taiyangou auf. Sie beanspruchen 22 % der Schichtfolge. Im Profil von *Gulaben* hingegen bilden sie nur einen kleinen Teil. In diesem Bereich des Profils liegt ihr Anteil nur bei 7 %. Es lassen sich innerhalb der siltigen Tonsteine zwei Lithotypen definieren. Beide Gesteinsarten enthalten einen hohen Anteil an siltigem Material. Sie besitzen eine dunkelgraue bis schwarze Farbe und einen variablen Anteil an organischem Material. Sie sind, soweit mit bloßem Auge erkennbar, horizontal geschichtet (siehe Abb. 3.6).

3.2.3.1 Hell-grauer siltiger horizontalgeschichteter Tonstein: Lithotyp T

Dieser Lithotyp enthält häufig einen sehr hohen Siltanteil und auch Siltlinsen. Die Gesteine können vereinzelt Pflanzenhäcksel oder Blätter enthalten. In einigen Fällen wurden jedoch auch ganze Palmblätter in diesen Gesteinen erhalten (siehe Abb. 3.5). Dieser Lithotyp tritt überwiegend in der Zhilou-Formation auf.

3.2.3.2 Dunkelgrauer siltiger Tonstein mit Wurzeln: Lithotyp Tw

Diese Gesteine zeichnen sich durch einen hohen Anteil an organischem Material aus. Sie besitzen eine dunkelgraue bis schwarze Farbe und enthalten eine Vielzahl von Wurzelresten und Pflanzenhäckseln. Aufgrund deren Häufigkeit kann man das Gestein dann auch als Wurzelboden bezeichnen. Die Mächtigkeit der Tonsteine reicht von einigen Dezimetern bis hin zu drei Metern. Im Durchschnitt sind sie jedoch nicht mächtiger als einen Meter. Lithofaziestyp *Tw* ist in beiden Formationen vertreten, tritt jedoch in der Yan'an-Formation am häufigsten auf.

3.2.4 Kohlen

Im Bereich des Profils *Taiyangou* treten 11 Flözhorizonte auf. Ihre Mächtigkeit variiert zwischen 20 cm und 12 m. Die Kohlen machen in diesem Abschnitt 19,81 Prozent der Gesteine aus. Das mächtigste Flöz ist Nummer 2.1. Es besteht aus 12 m stark glänzender Kohle. Das Gestein ist



Abb. 3.6: Siltiger Tonstein mit welliger Horizontalschichtung, Yan'an-Formation, Profil *Taiyangou*, Lithotyp *Si*



Abb. 3.7: Kohlige Lagen im Profilabschnitt *Gulaben* in der Zhilou-Formation

tiefschwarz und sehr hart, organisches Material wurde sehr stark komprimiert. Einige Flöze enthalten häufig dünne Bergelagen (Tonsteine). Jedoch ist deren Anteil sehr gering. Aufgrund der makroskopischen Merkmale kann darauf geschlossen werden, dass es sich um Anthrazit handelt. Die von der Probe gemessenen Vitrinitreflexionen bestätigen dies. Sie liegen bei 7,1 %Vr (siehe Tabelle 6.1 auf Seite 87), wodurch das Gestein als Meta-Anthrazit zu bezeichnen ist. Der Aschegehalt beträgt 5,53 % (wf), was sehr niedrig ist.

Die Zhilou-Formation enthält nur noch sehr wenig Kohle, welche nur noch 0,5 % der gesamten Schichten stellt. Im Bereich des Profils *Gulaben* treten abgesehen von Flöz 1, das 0,7 m mächtig ist, nur noch sehr dünne Kohlelagen auf. Das mächtigste Flöz ist dabei nicht dicker als 20 Zentimeter. Häufig findet man jedoch in und über Tonsteinhorizonten zahlreiche kohlige Lagen von ca. 2 cm bis 10 cm Dicke. Sie sind entweder linsenförmig oder eben ausgebildet. In allen Fällen keilen sie bereits nach wenigen Dezimetern oder Metern wieder aus (siehe Abb. 3.7).

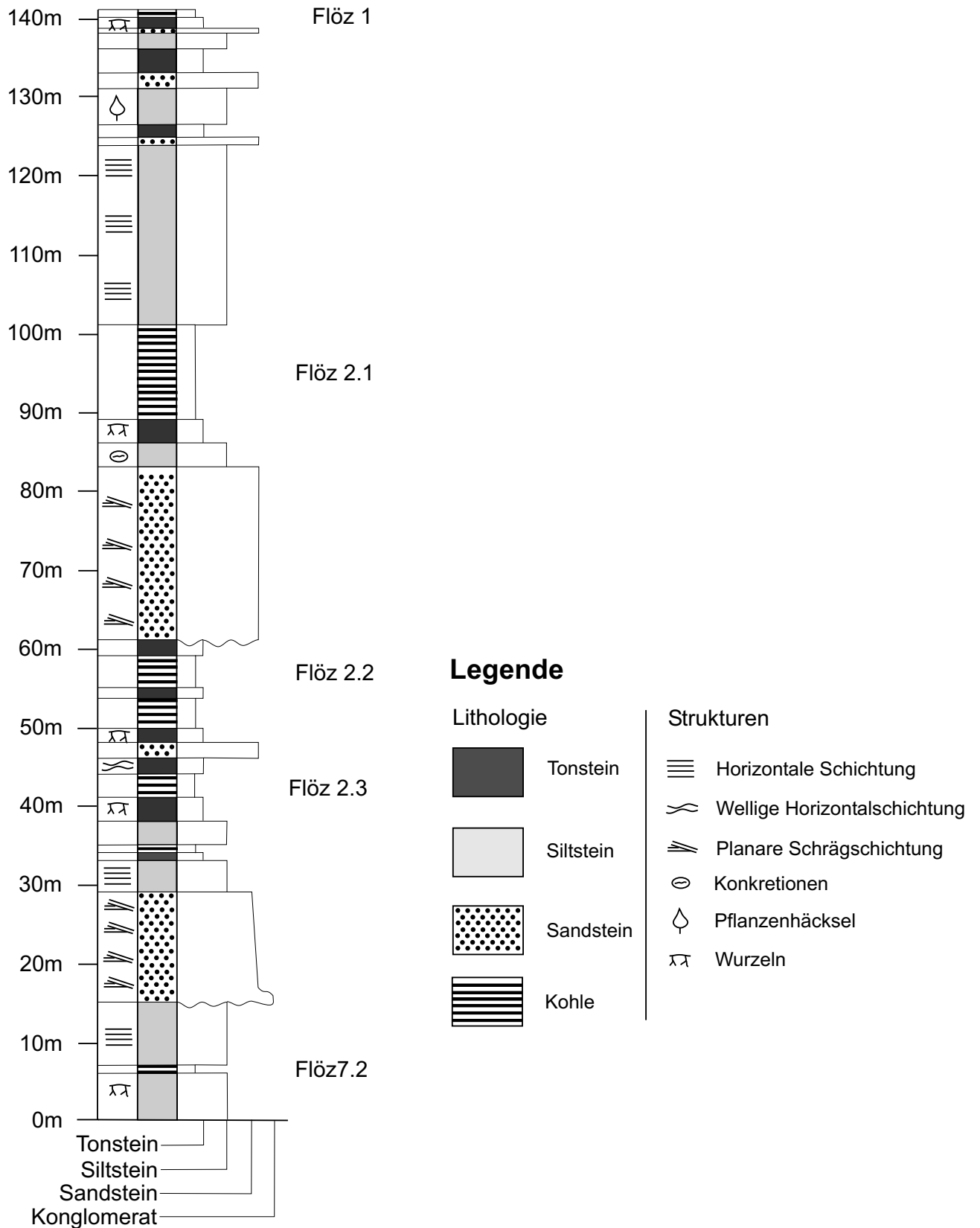


Abb. 3.8: Vereinfachtes Übersichtsprofil des Abschnitts *Taiyangou* mit Nomenklatur der Flöze

3.3 Profile

Auf den folgenden Seiten sind die beiden Profile *Taiyangou* und *Gulaben* festgehalten. Die Profile enthalten die Lithologie und die Sedimentstrukturen der Gesteine, sowie die Lithotypen (vgl. Abb. 3.1). Die später vorgenommene Interpretation der Faziesbereiche ist ebenfalls in den Profilen vermerkt worden.

Das Profil *Taiyangou* erstreckt sich über 140 m im unteren und mittleren Bereich der Yan'an-Formation. Es wurde von der Diplomandin in Zusammenarbeit mit Herrn Dr. H. Gielisch im Rahmen des DMT-Projektes aufgenommen. Die Aufnahme geschah im Maßstab 1:200. Die Interpretation und die Zuordnung der Lithofaziestypen wurden von der Diplomandin alleine durchgeführt.

Das Profil *Gulaben* schließt direkt an das vorherige an. Es wurde von der Diplomandin alleine im Maßstab 1:100 aufgenommen. Die Interpretation und die Zuordnung der Lithotypen wurden ebenfalls von der Diplomandin vorgenommen. Der Profilabschnitt *Gulaben* umfasst 165 m und beinhaltet sowohl die Yan'an-Formation als auch einen Teil der Zhilou-Formation. In der vor Ort benutzten chinesischen Literatur handelt es sich dabei um die Muhulou-Formation. Die Chuetaigou-Formation taucht im Profil nicht auf.





















Legende	
Lithologie	Strukturen
 Tonstein	 Massig, texturlos
 Siltstein	 Horizontale Schichtung
 Feinsandstein	 Wellige Horizontalschichtung
 Mittelsandstein	 Planare Schrägschichtung
 Grobsandstein	 Trogförmige Schrägschichtung
 Konglomerat	 Gerölllagen
 Kohle	 Tonlinsen
 Gefritteter Tonstein	 Konkretionen
	 Organische Substanz
	 Pflanzenhäcksel
	 Wurzeln
	 Drifthölzer

Abb. 3.9: Legende zu den Profilen *Taiyangou* und *Gulaben*.

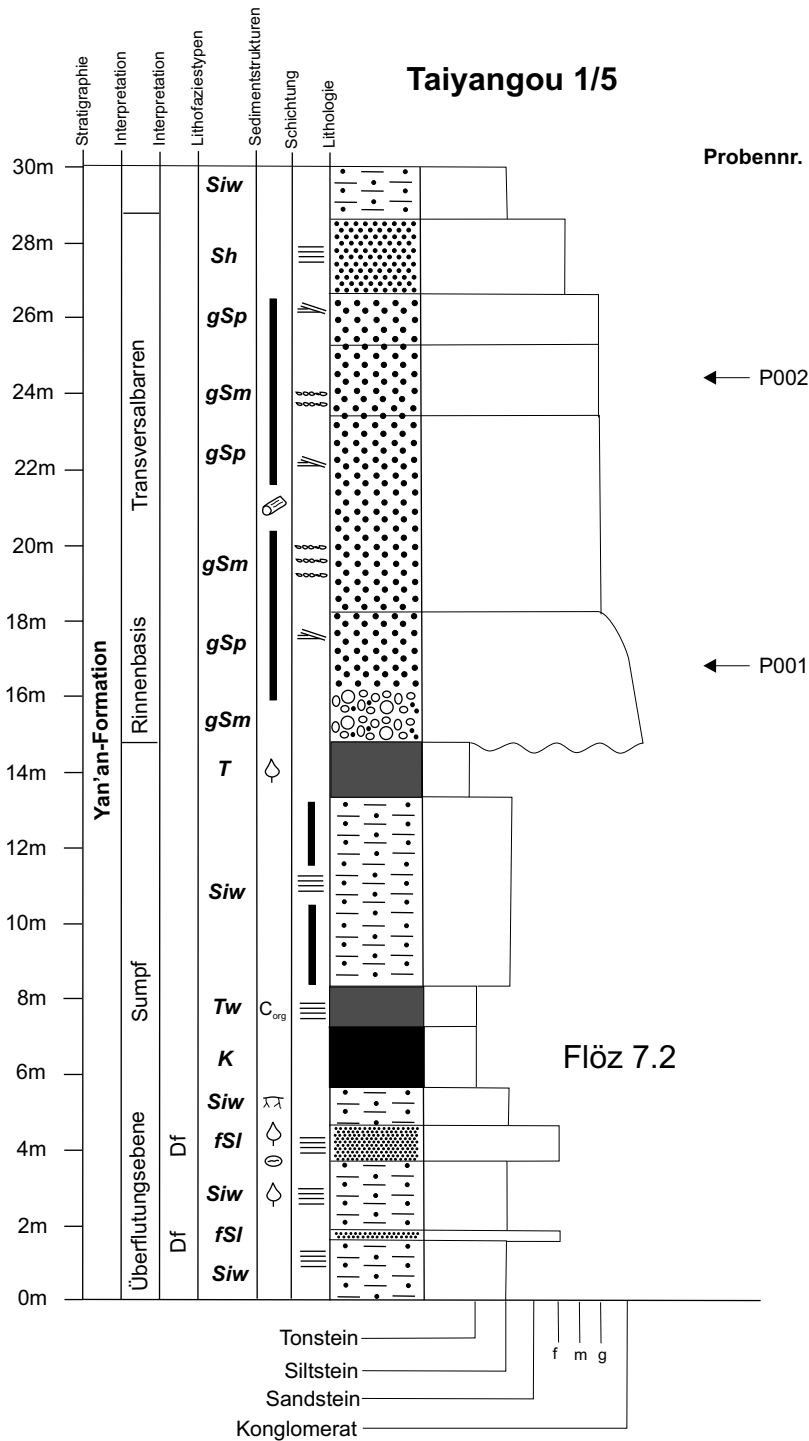


Abb. 3.10: Profil *Taiyangou* Teil 1 von 5. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 0 bis 30. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Aufgenommen von Dr. H. Gielisch und E. Kahlen im September 2003. Interpretation von E. Kahlen. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

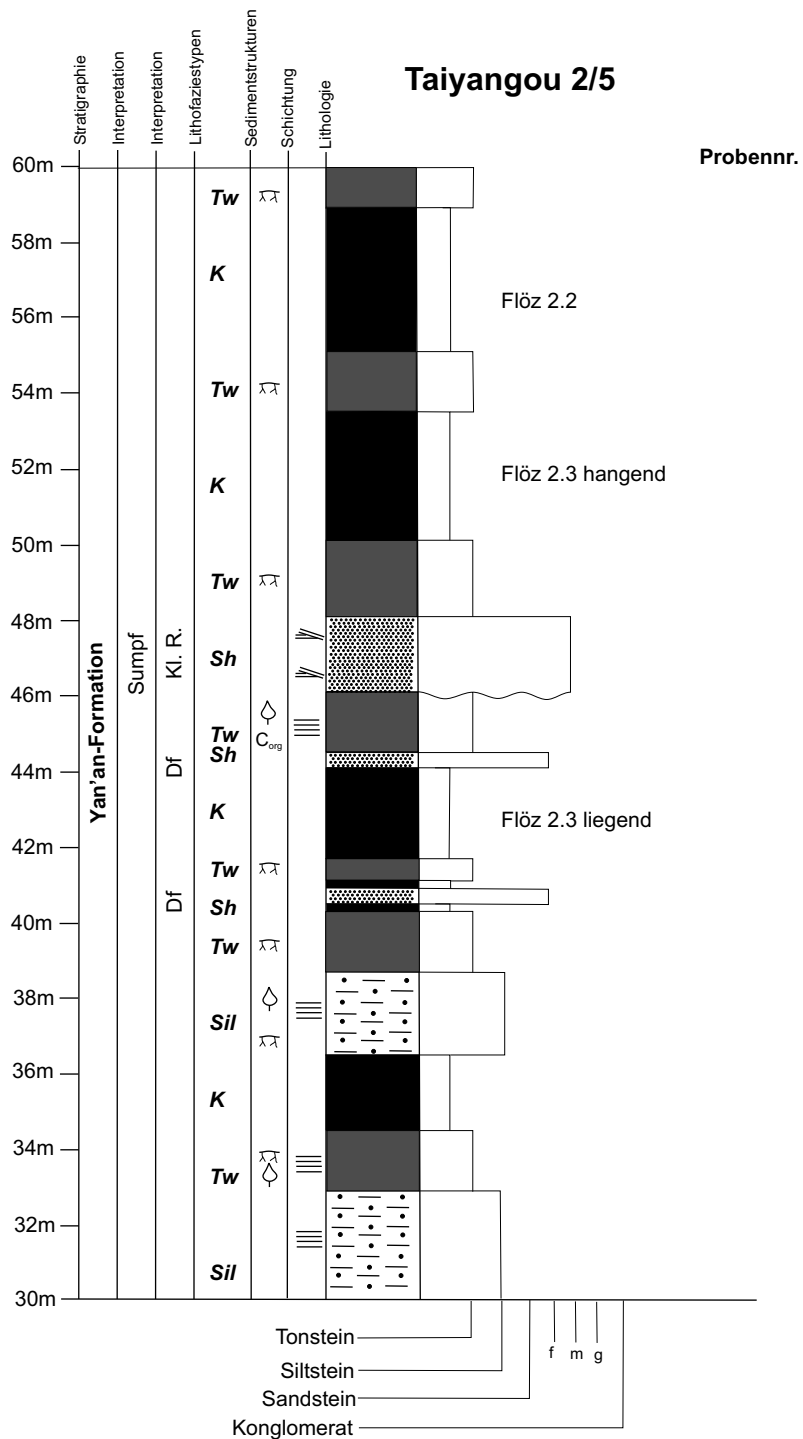


Abb. 3.11: Profil *Taiyangou* Teil 2 von 5. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 30 bis 60. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Aufgenommen von Dr. H. Gielisch und E. Kahlen im September 2003. Interpretation von E. Kahlen. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*), Kl.R.=Kleinere Rinne. Legende in Abbildung 3.9.

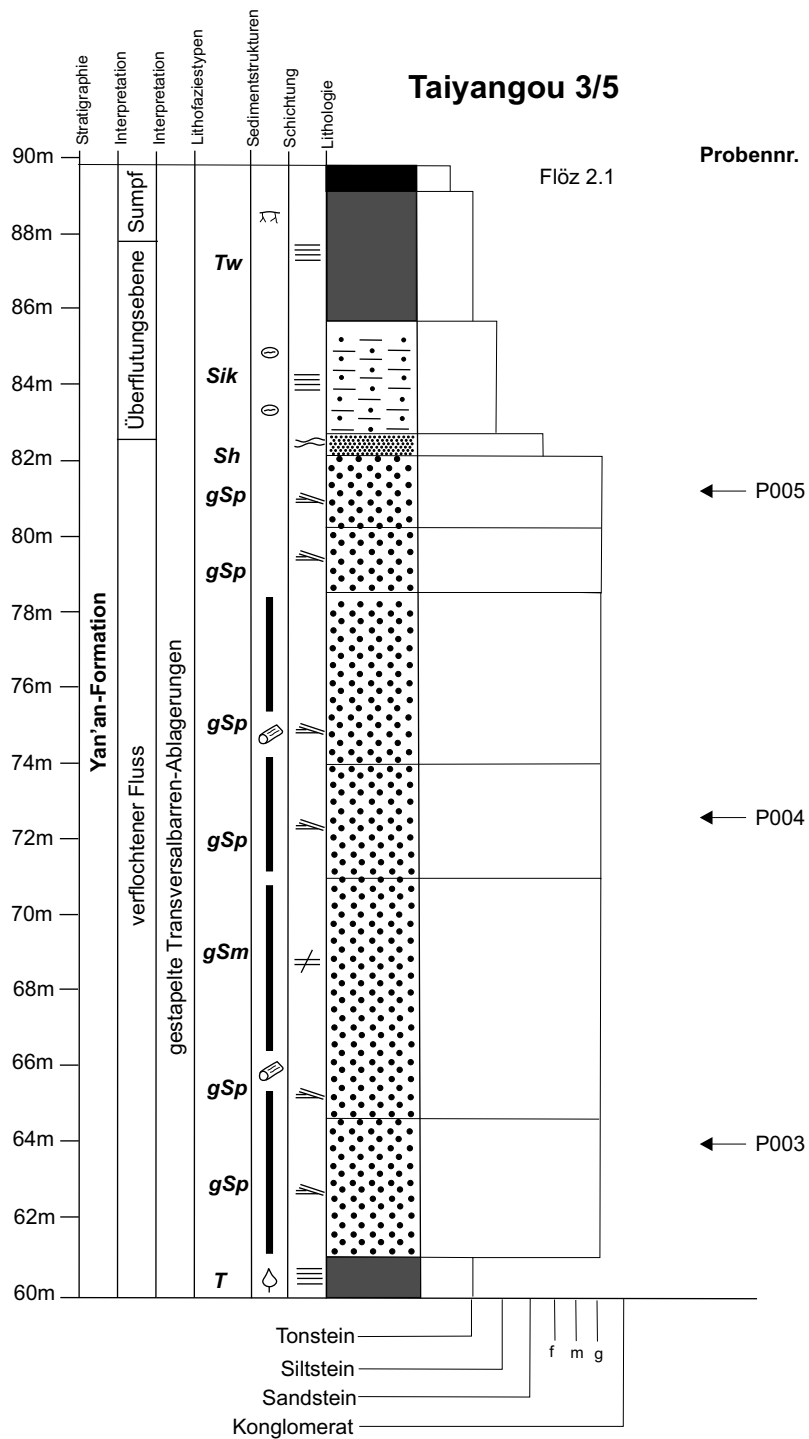


Abb. 3.12: Profil *Taiyangou* Teil 3 von 5. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 60 bis 90. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Aufgenommen von Dr. H. Gielisch und E. Kahlen im September 2003. Interpretation von E. Kahlen. Legende in Abbildung 3.9.

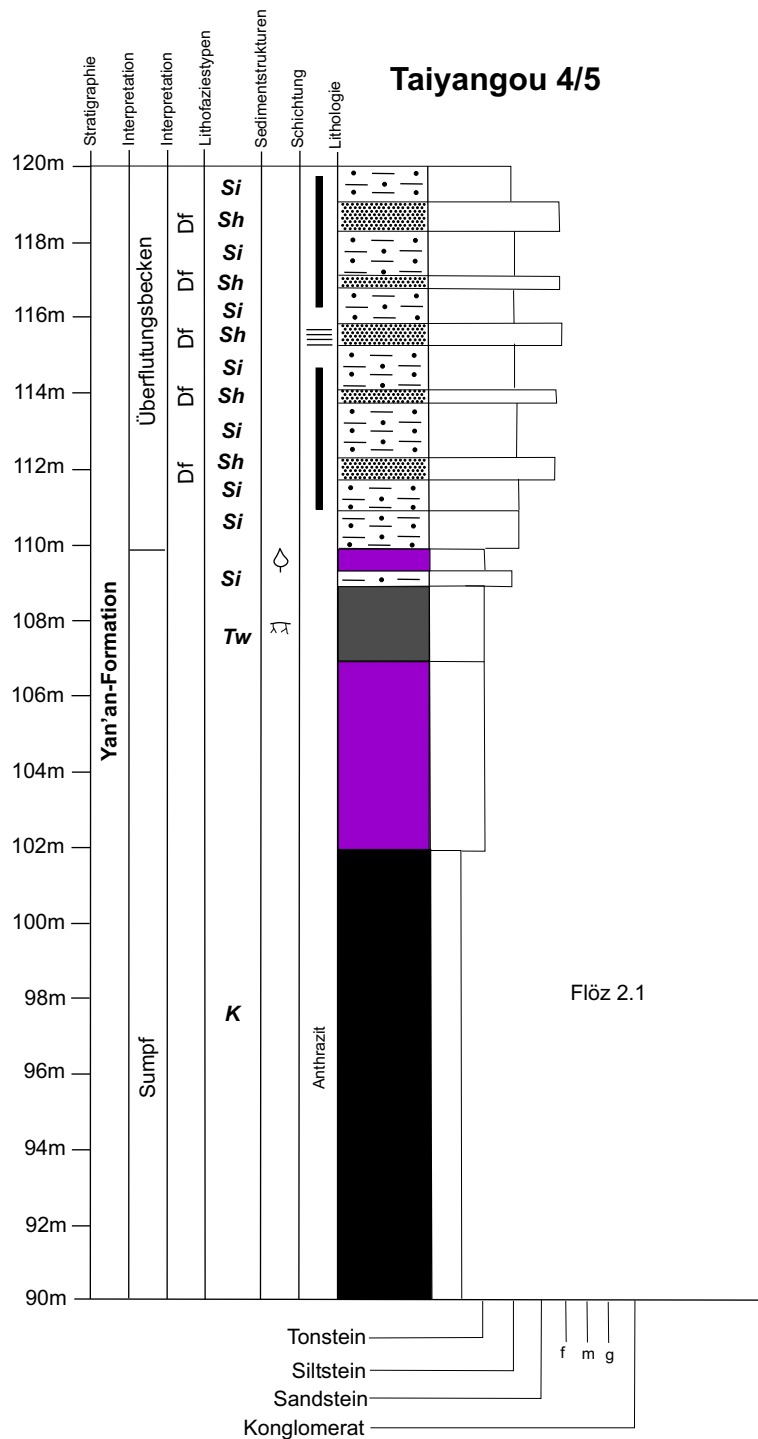


Abb. 3.13: Profil *Taiyangou* Teil 4 von 5. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 90 bis 120. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Aufgenommen von Dr. H. Gielisch und E. Kahlen im September 2003. Interpretation von E. Kahlen. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

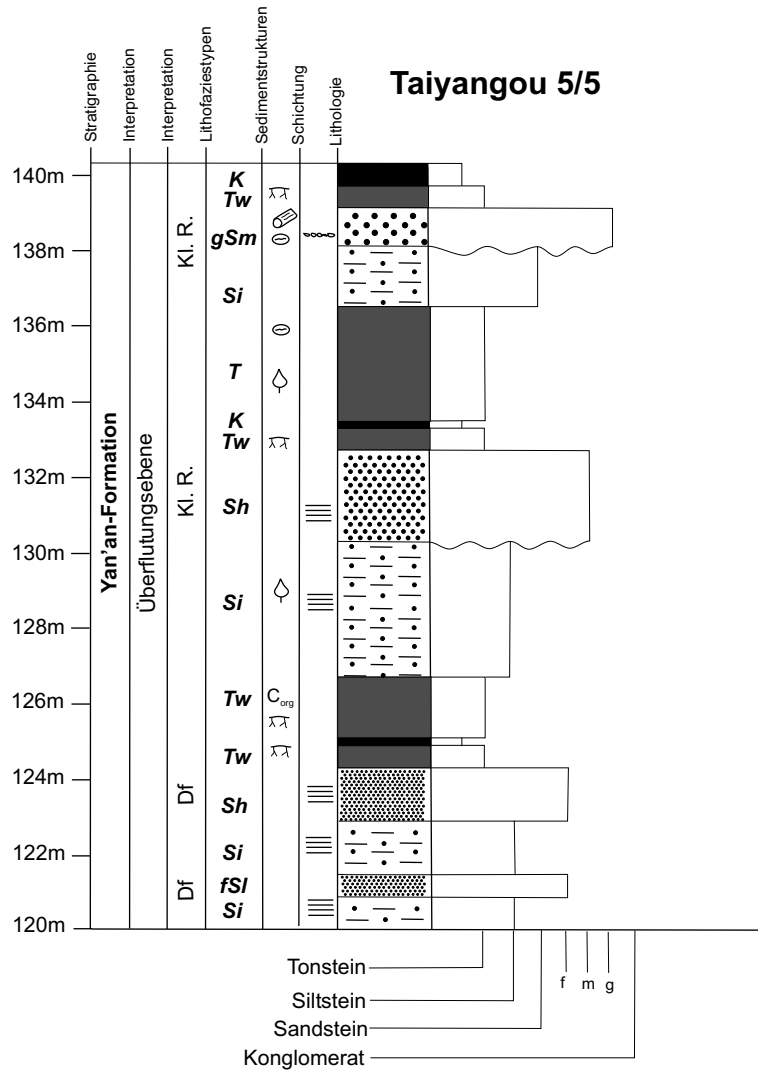


Abb. 3.14: Profil *Taiyangou* Teil 5 von 5. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 120 bis 140. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Aufgenommen von Dr. H. Gielisch und E. Kahlen im September 2003. Interpretation von E. Kahlen. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*), Kl.R.=Kleinere Rinne. Legende in Abbildung 3.9.

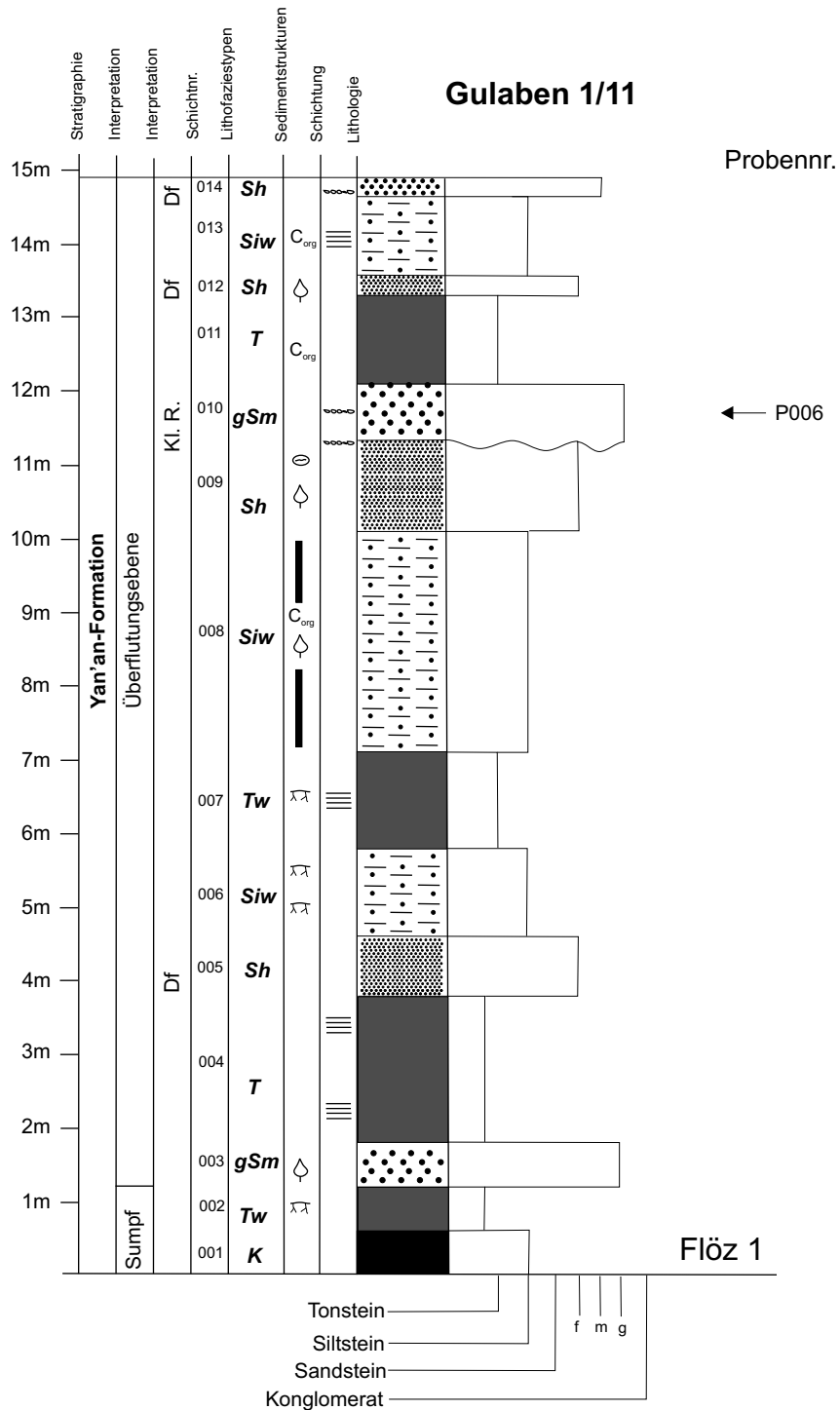


Abb. 3.15: Profil *Gulaben* Teil 1 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 0 bis 15. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*), Kl.R.=Kleinere Rinne. Legende in Abbildung 3.9.

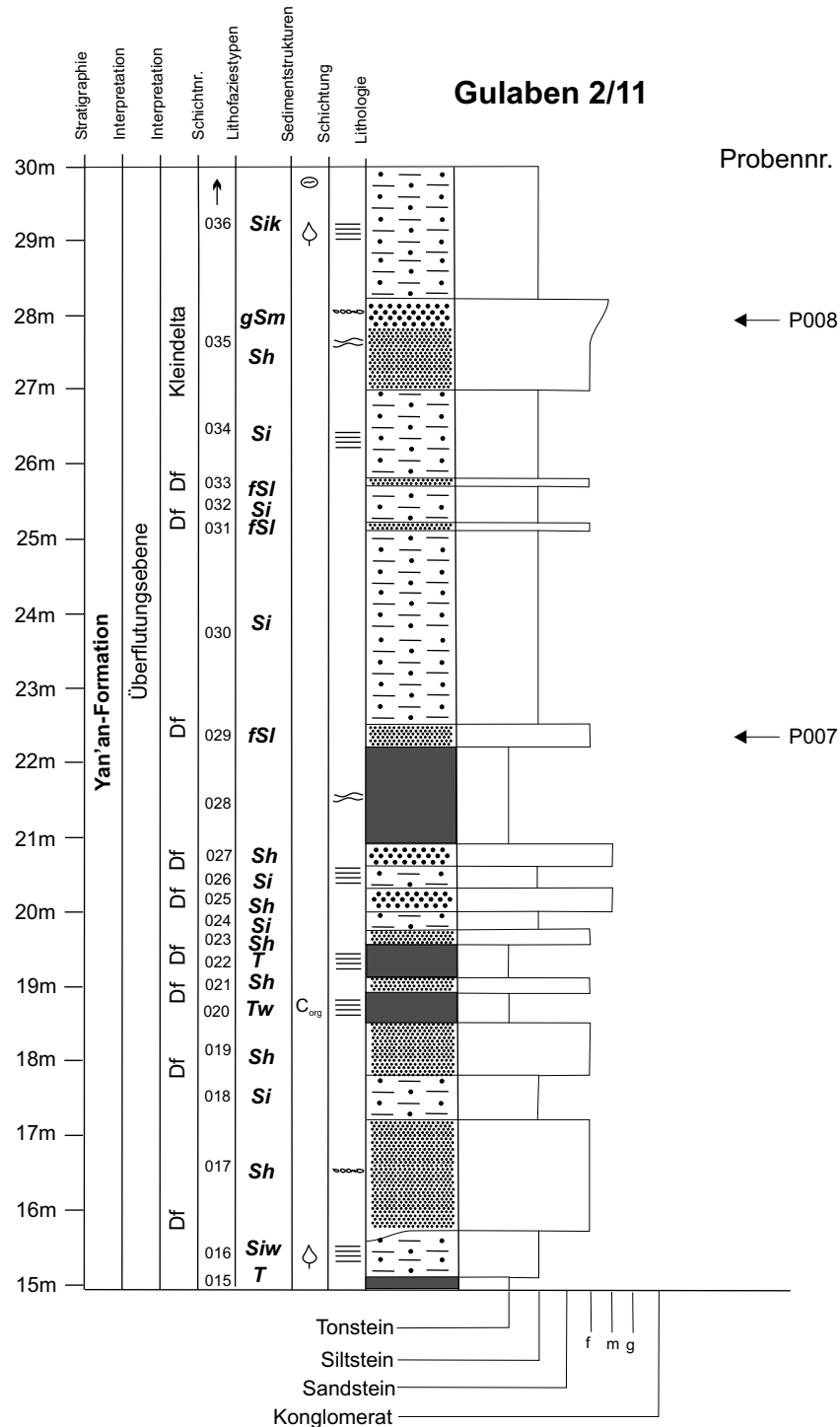


Abb. 3.16: Profil *Gulaben* Teil 2 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 15 bis 30. Alle Schichten gehören zur Yan'an-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse plays*). Legende in Abbildung 3.9.

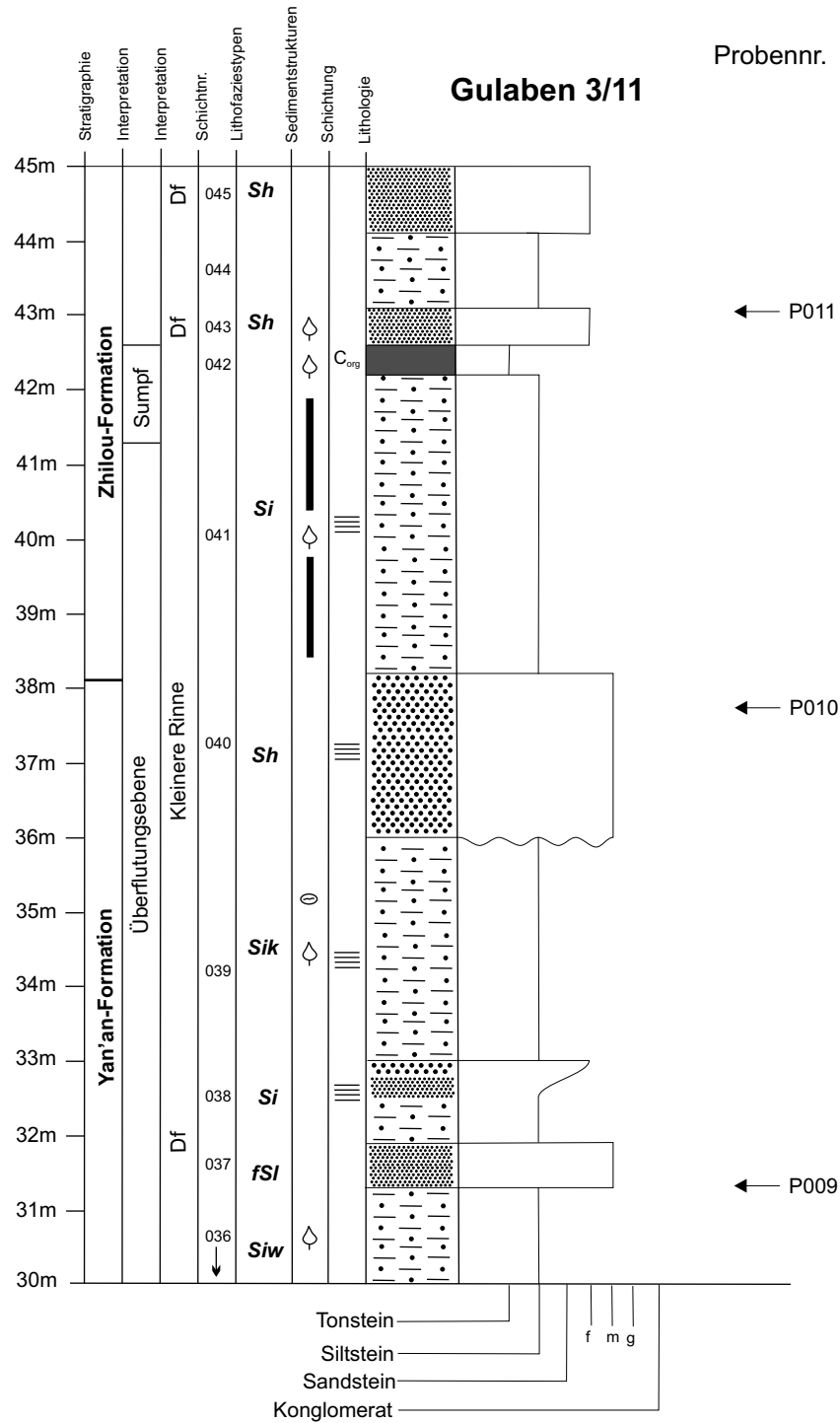


Abb. 3.17: Profil *Gulaben* Teil 3 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 30 bis 45. Die Schichten gehören zur Yan'an-Formation und zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

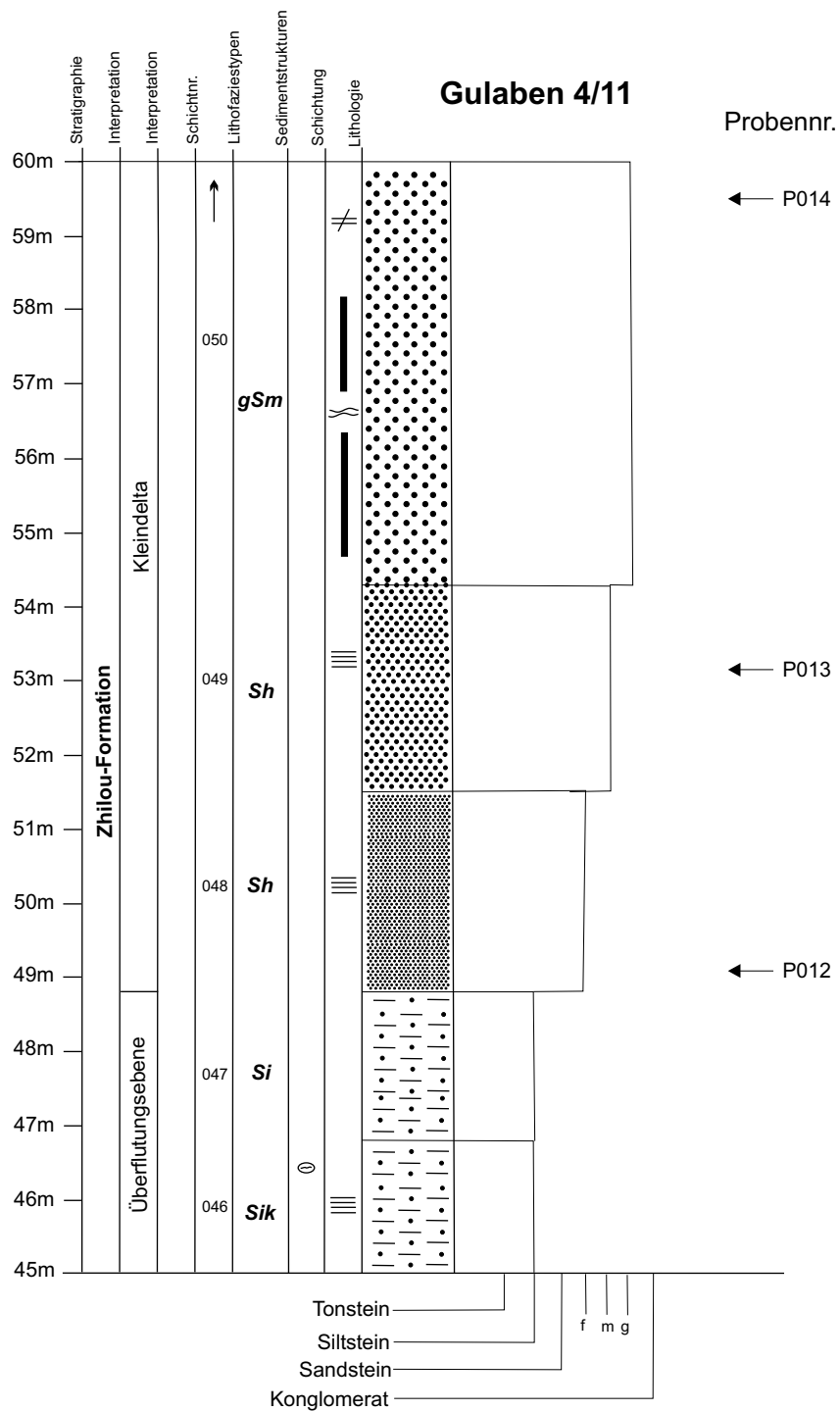


Abb. 3.18: Profil *Gulaben* Teil 4 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 45 bis 60. Alle Schichten gehören zur *Zhilou-Formation*. Legende in Abbildung 3.9.

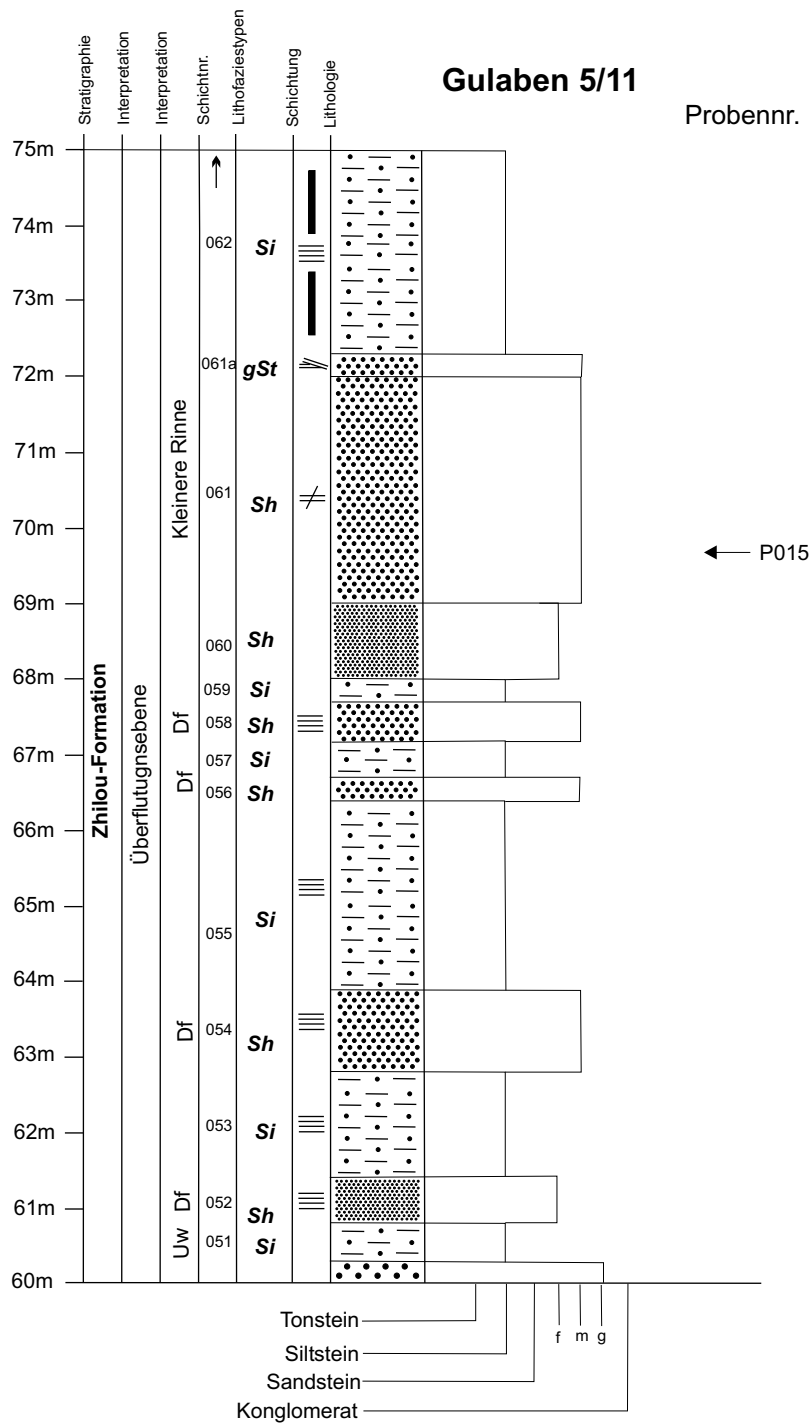


Abb. 3.19: Profil *Gulaben* Teil 5 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 60 bis 75. Alle Schichten gehören zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*), Uw=Uferwall-Ablagerungen. Legende in Abbildung 3.9.

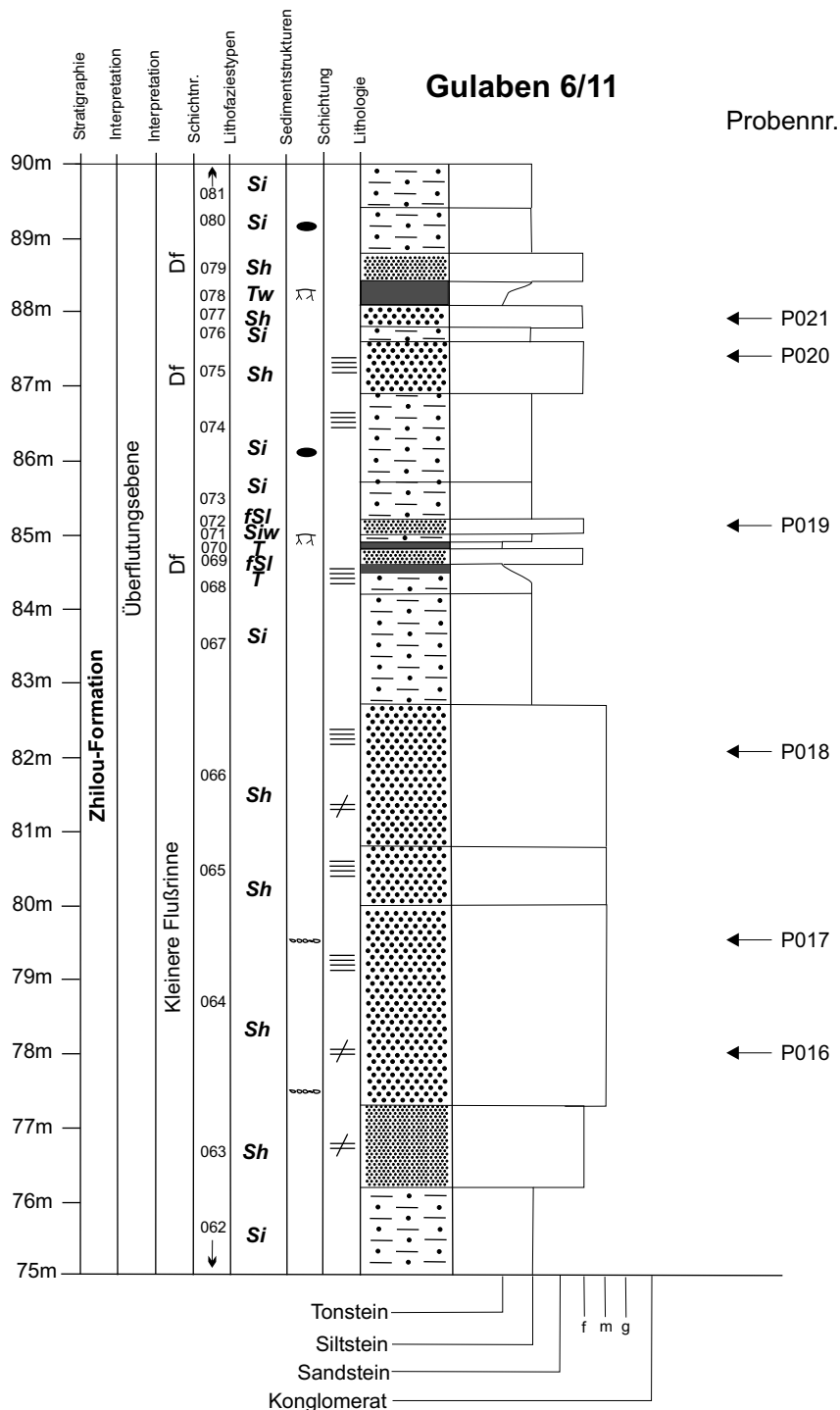


Abb. 3.20: Profil Gulaben Teil 6 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 75 bis 90 Alle Schichten gehören zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*).Legende in Abbildung 3.9.

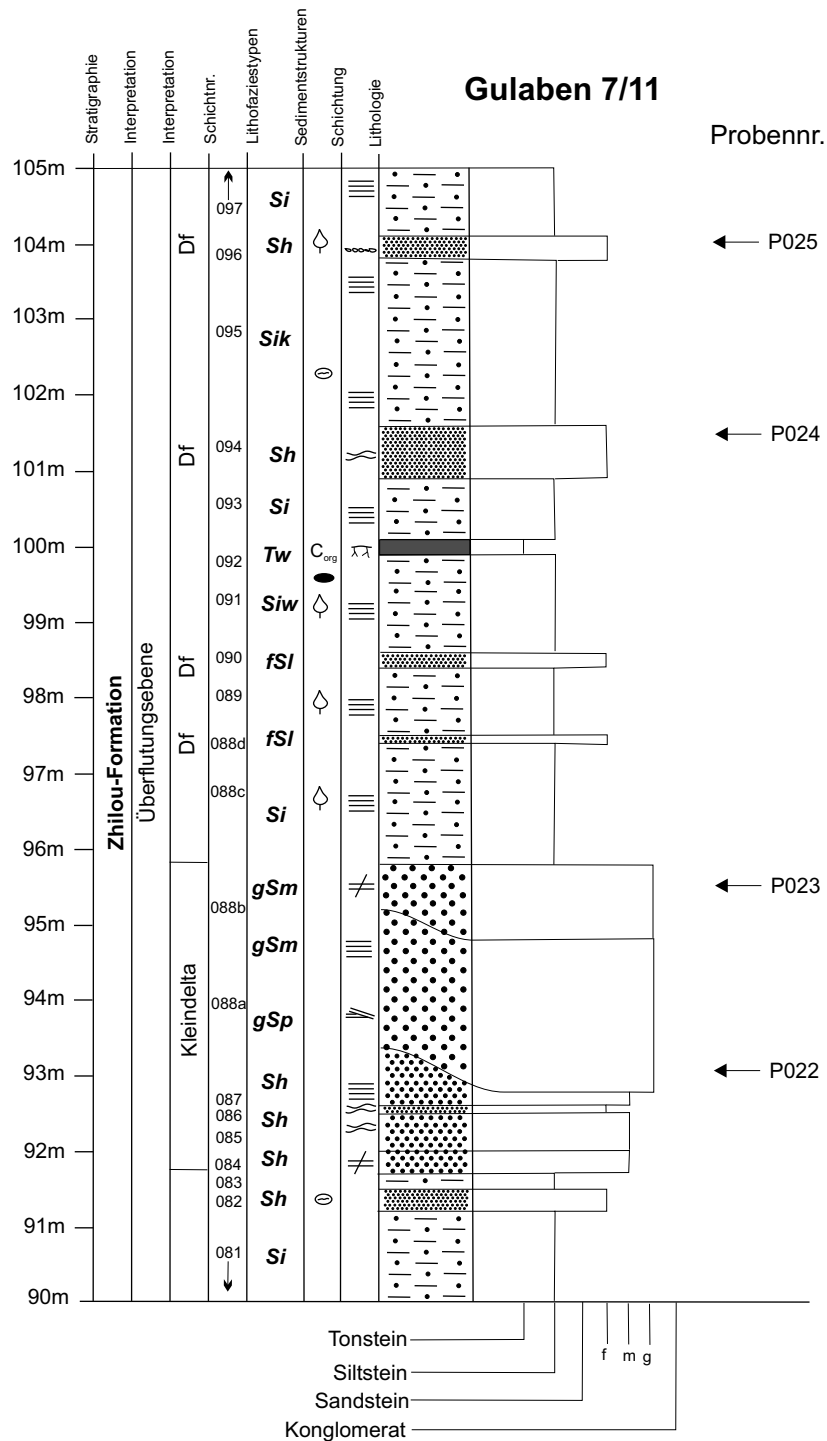


Abb. 3.21: Profil *Gulaben* Teil 7 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 90 bis 105. Alle Schichten gehören zur *Zhilou-Formation*. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

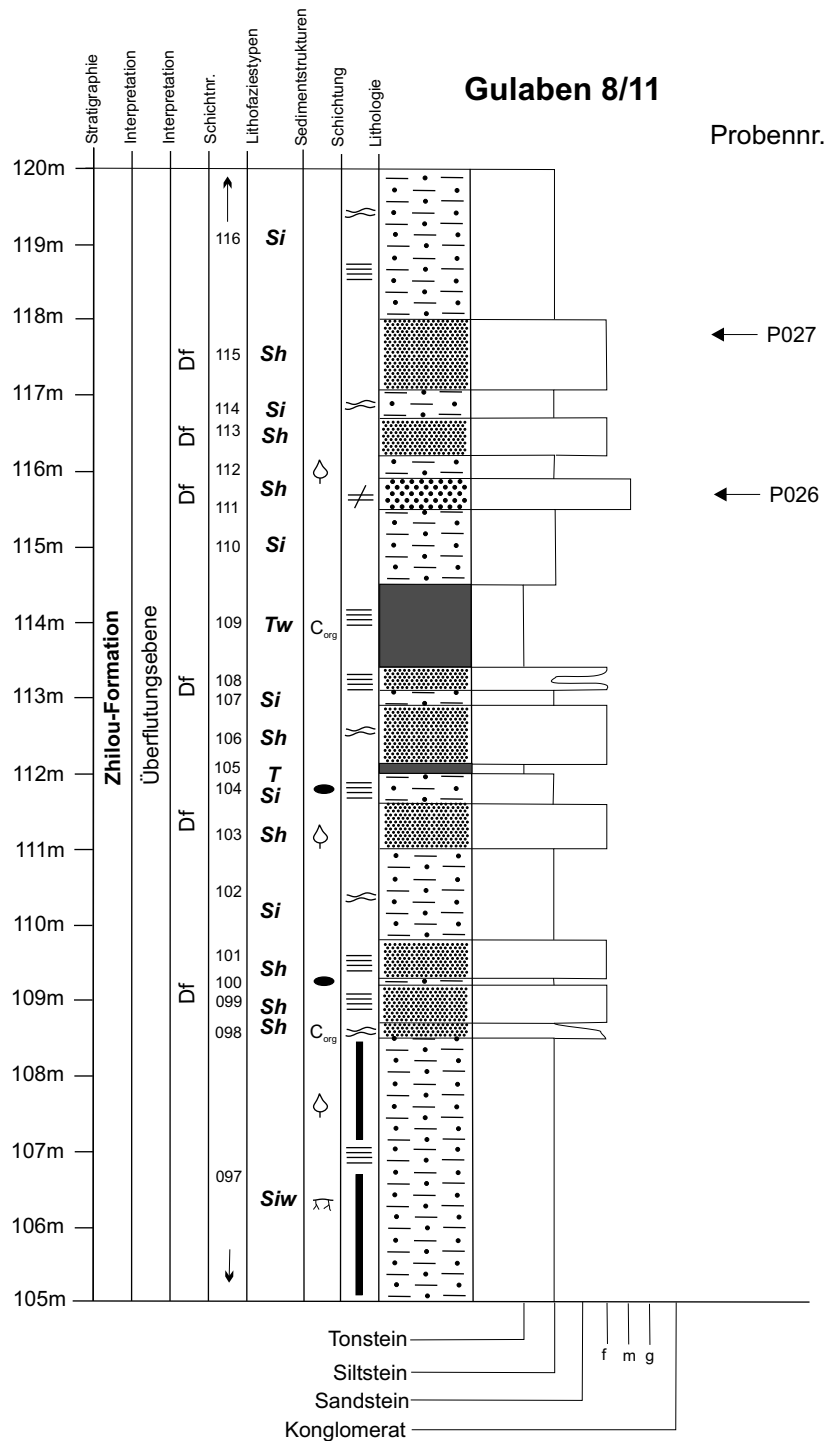


Abb. 3.22: Profil *Gulaben* Teil 8 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 105 bis 120. Alle Schichten gehören zur *Zhilou-Formation*. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

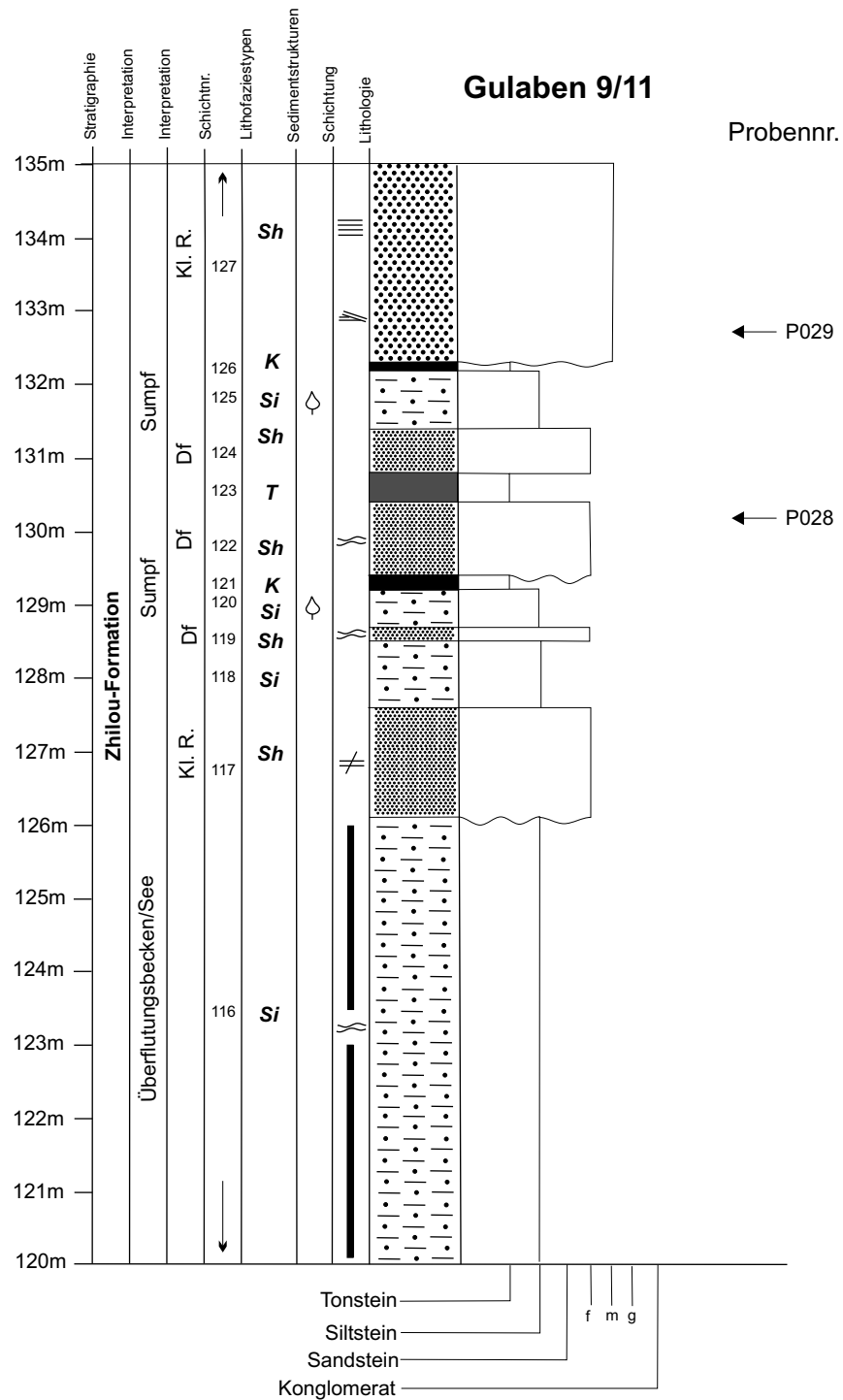


Abb. 3.23: Profil *Gulaben* Teil 9 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 120 bis 135. Alle Schichten gehören zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

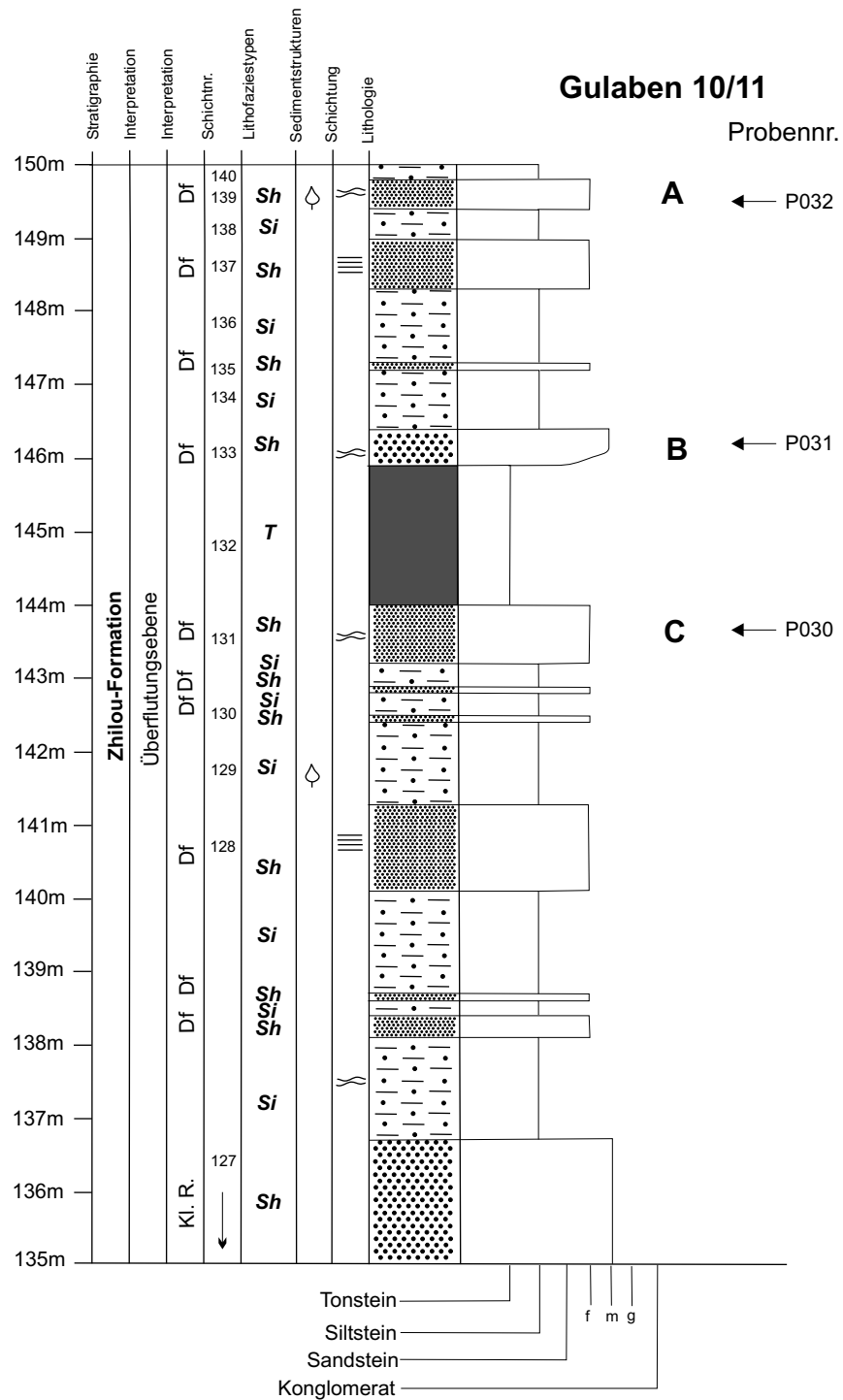


Abb. 3.24: Profil *Gulaben* Teil 10 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 135 bis 150. Alle Schichten gehören zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

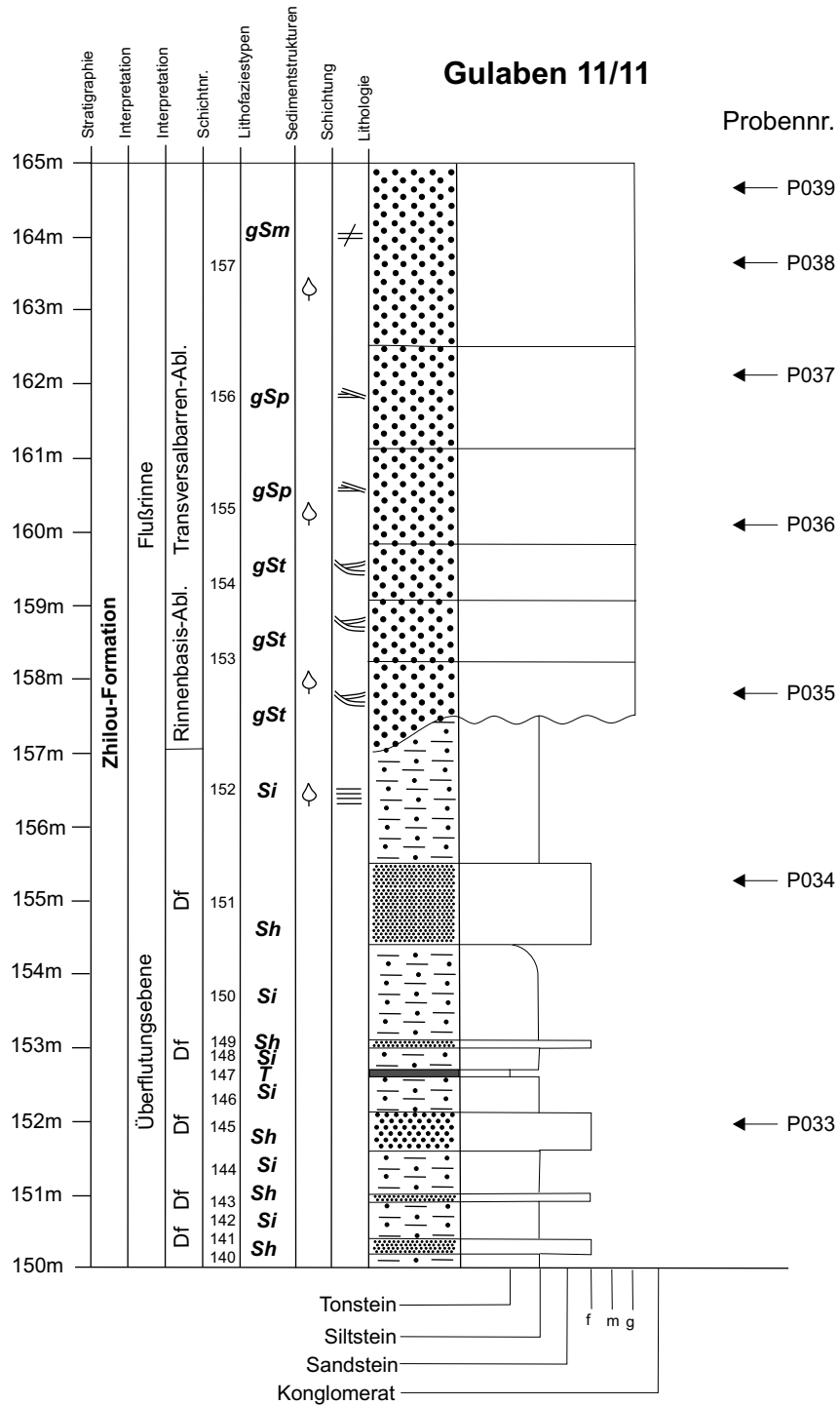


Abb. 3.25: Profil *Gulaben* Teil 11 von 11. Dieser Abschnitt umfasst die Meter 150 bis 165. Alle Schichten gehören zur Zhilou-Formation. Abkürzungen: Df=Durchbruchsfächer (*crevasse splays*). Legende in Abbildung 3.9.

4 Sedimentpetrographie

4.1 Einleitung

Die petrographische Untersuchung erfolgt anhand von Gesteinsdünnschliffen. Während des Geländeaufenthaltes im September/Oktober 2003 in Gulaben wurden 39 Sandsteinproben genommen. Die Position der Proben ist in den Profilen gekennzeichnet. Von diesen Handstücken wurden im Präparationslabor des Geologischen Instituts der RWTH Dünnschliffe gefertigt. Aufgrund der guten Verfestigung der Sandsteine mussten die Proben nicht imprägniert werden. Während der Profilaufnahme wurde aus den mehreren Meter mächtigen Sandsteinbänken versucht alle 2 m eine Probe zu entnehmen und somit die Proben möglichst gleichmäßig über das aufgenommene Profil zu verteilen. Dies gelang nicht immer, da die ausgeprägte Zementation der Sandsteine es manchmal unmöglich machte ein brauchbares Handstück zu entnehmen. Die Proben wurden orientiert entnommen, um bei eventuell vorhandenen kleindimensionalen Schichtungsmerkmalen diese wieder richtig orientieren zu können.

4.2 Methodik

Anhand der mikroskopischen Untersuchung der Dünnschliffe soll die Petrographie der Sandsteine untersucht werden. Folgende Merkmale werden berücksichtigt:

Mineralbestand Die Zusammensetzung der Proben wurde durch Auszählen der kompositionellen Bestandteile ermittelt. Dabei wurden in jedem Schliff zwischen 400 und 450 Punkten gezählt. Für die Nomenklatur der Sandsteine wurde das System nach FOLK (1974) benutzt. Dabei ist zu beachten, dass zur gesamten Menge des Quarzes auch die polykristallinen Quarze gezählt werden. Cherts gehören dagegen zu den Lithoklasten.

Granulometrie

- Absolute Korngröße
- Sortierung

Die Korngröße der verschiedenen Minerale wurde durch einen Millimetermaßstab unter dem Mikroskop bestimmt. Die Sortierung der Proben wurde mit Hilfe eines Vergleichsbildes abgeschätzt.

Kornform

- Kornrundung
- Sphärizität

Beide Merkmale wurden anhand von Vergleichsschaubildern nach PETTIJOHN et al. (1987) beschrieben.

Korngefüge

- Kornkontakte
- Packungsdichte
- Kornorientierung
- Zemente
- Intergranulare Porosität

In Bezug auf das Korngefüge wurden die Kornkontakte und die Packungsdichte der Mineralkörner untersucht. Dazu wurde das Schema von BLATT et al. (1980) benutzt. Ebenso wurde die Kornorientierung untersucht. Das Auftreten authigener Minerale wurde bereits beim Auszählen der Schliffe berücksichtigt.

Die Porosität wurde nicht durch entsprechende Laboruntersuchungen ermittelt. Auftretende Makroporen wurden jedoch beim Auszählen der Dünnschliffe mitgezählt. Daraus wurde eine intergranulare Porosität ermittelt. Diese ist in allen Proben sehr niedrig, was sowohl auf die Methodik als auch auf den hohen Zementationsgrad der Sandsteine zurückzuführen ist.

Im folgenden Abschnitt ist eine Auswahl von Dünnschliffen ausführlich beschrieben. Eine Übersicht mit allen untersuchten Proben befindet sich in Tabelle 4.2 auf Seite 74.

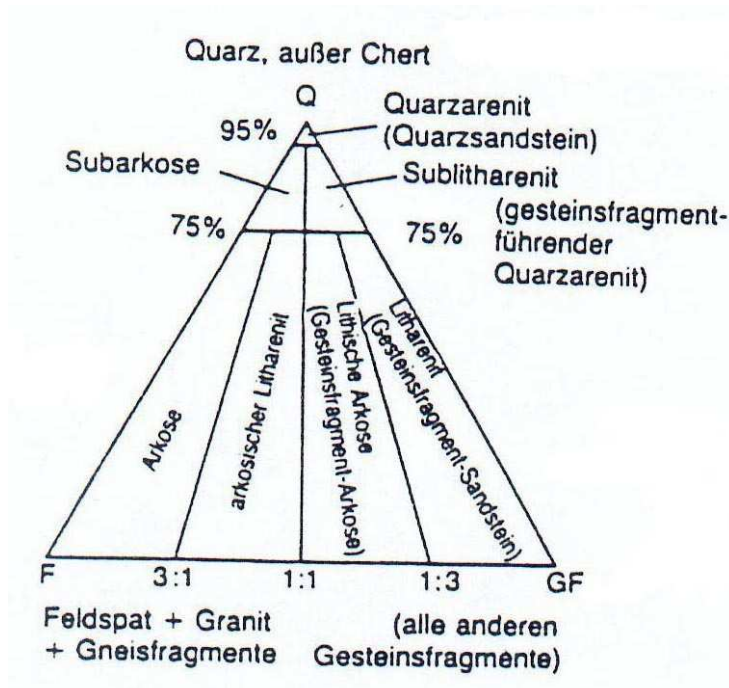


Abb. 4.1: Nomenklatur nach FOLK (1974) für Sandsteine mit einem Matrixgehalt von weniger als 15 Vol.%.

4.3 Dünnschliffbeschreibungen

In der Yan'an-Formation wurden Proben von Grob- und Mittelsandsteinen entnommen. Die Proben P001-P005 unterscheiden sich makroskopisch nicht sehr. Deshalb wird stellvertretend nur P001 beschrieben.

P001 Grauer, grobsandiger Sublitharenit Sandsteinprobe P001 stammt aus der untersten fluviatilen Rinne des Profilabschnitts *Taiyangou* und gehört stratigraphisch zur Yan'an-Formation (siehe Abb. 3.10). Die Probe entspricht als massiger Grobsandstein dem Lithotyp *gSm*.

Das Gestein ist schlecht sortiert und enthält 1,2 mm - 1,8 mm große kantengerundete, kugelige Quarze (73 Vol%), stengelige, kantengerundete graue Plagioklase (5,7 Vol.%) sowie kantige, subangular gerundete Gesteinsbruchstücke (9 Vol.%). Daneben treten noch farblose, tafelige Hellglimmer auf, die zwischen 0,5 mm und 1,2 mm lang sind. Die Quarzkörner weisen z.T. Böhm'sche Lamellen auf. Diese polykristallinen Quarze treten sehr häufig auf. Man sieht stark suturierte interkristalline Grenzen. Die Korngröße variiert dabei sehr stark. Einige der Quarzkörner sind von zahlreichen parallel verlaufenden Rissen durchzogen.

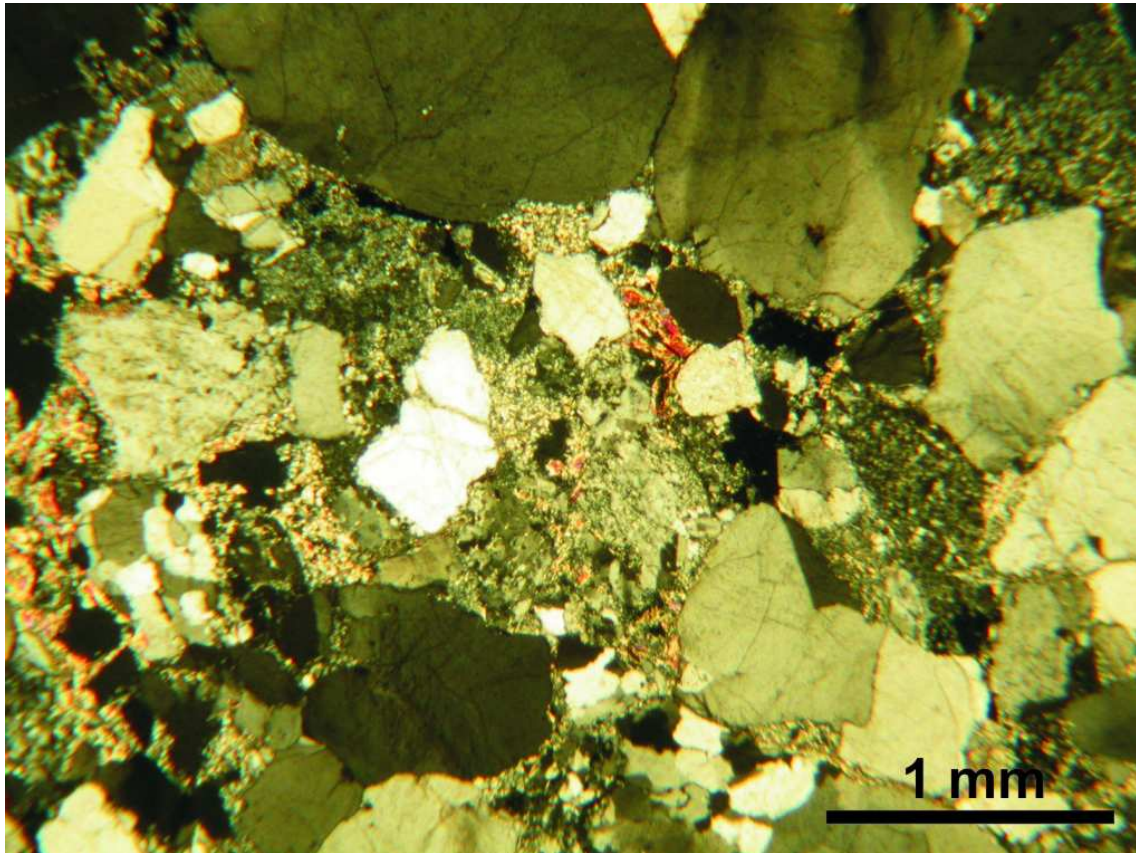


Abb. 4.2: Ausschnitt aus Dünnschliff P001. Ansicht unter gekreuzten Nichols. Deutlich ist in diesem Schliff die schlechte Sortierung des Gesteins zu erkennen. Ebenso fällt der hohe Matrixanteil aus siliziklastischem Material auf.

Bei den vorhandenen Feldspäten handelt es sich ausschließlich um Plagioklase. Die Körner sind länglich, rechteckig ausgebildet und zeigen eine deutliche Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz. In vielen Plagioklasen sind Verwachsungen mit Quarz zu sehen. Sehr oft sind die Körner durch Anlösung randlich zerfressen. In den Hohlräumen haben sich Eisenoxide ausgebildet. Große Feldspäte zeigen Anzeichen von Serizitisierung. Aufgrund der starken Zerstörung der Feldspäte lassen sich diese gegenüber einer Matrix nicht genau abgrenzen. Bei den gefundenen Gesteinsbruchstücken handelt es sich ausschließlich um schlecht gerundete Sandsteine. Die farblosen Glimmer sind z.T. stark verfaltet und zusammengedrückt. Sie füllen meist den Zwischenraum zwischen Quarzkörnern aus. In der Regel bestehen an den Körnern Längskontakte zum Nachbarkorn. Es treten jedoch vereinzelt Punktkontakte auf. Die Matrix macht ca. 9 Vol.% des Mineralbestandes aus und besteht aus Quarz und Tonmineralen. Das Gestein enthält einen geringen Anteil an Hämatitzementen.

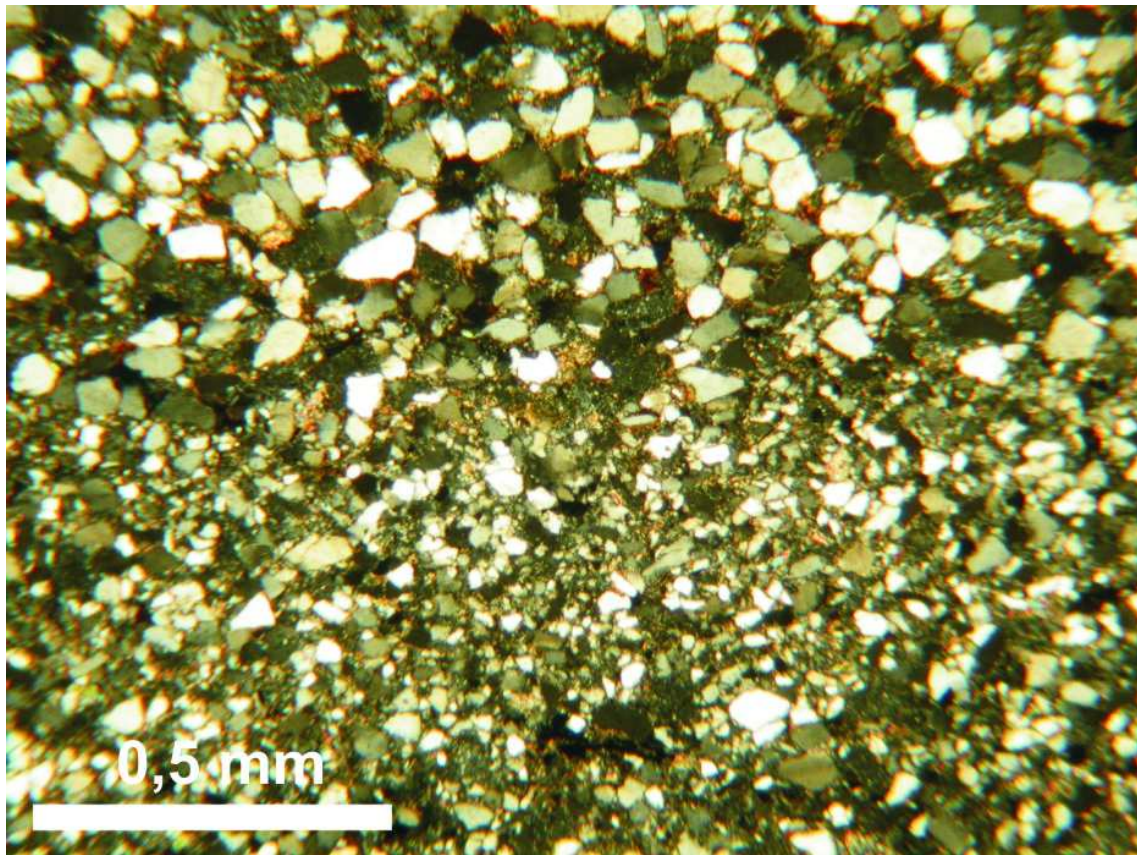


Abb. 4.3: Korngrößenwechsel in Dünnschliff P011. Im unteren Bereich des Schliffes sind die Körner deutlich kleiner und es existiert weniger Matrix.

Die Proben P007 bis P039 wurden alle aus der Zhilou-Formation entnommen. Hier werden einige Schliffe ausgewählt, die besonders interessant sind, da sie entweder besondere Komponenten enthalten oder spezielle Gefügemerkmale aufweisen.

P011 Biotitführender Quarzsandstein Dünnschliff P011 stammt aus der Zhilou-Formation (siehe Abb. 3.17). Der graue Feinsandstein entspricht dem Lithotyp *fSl* und wurde als Rinnendurchbruchsfächer-Ablagerung interpretiert.

Diese Probe besteht zu 89,8 Vol.% aus detritischen Quarzkörnern. Die monokristallinen Quarze sind im Durchschnitt 0,1 mm im Durchmesser, vereinzelt jedoch auch bis zu 0,3 mm groß. Viele Quarze weisen Böhm'sche Lamellen auf. Die Sortierung des Schliffes ist nur mäßig. Die Quarzkörner sind angular bis subangular gerundet und ihre Sphärizität ist niedrig. Ungefähr 80 Vol.% der auftretenden Quarze sind undulös auslöschend. Neben Quarz treten untergeordnet noch Plagioklase und Biotite auf. Beide Minerale überschreiten jedoch nicht 2 Vol.% des ge-

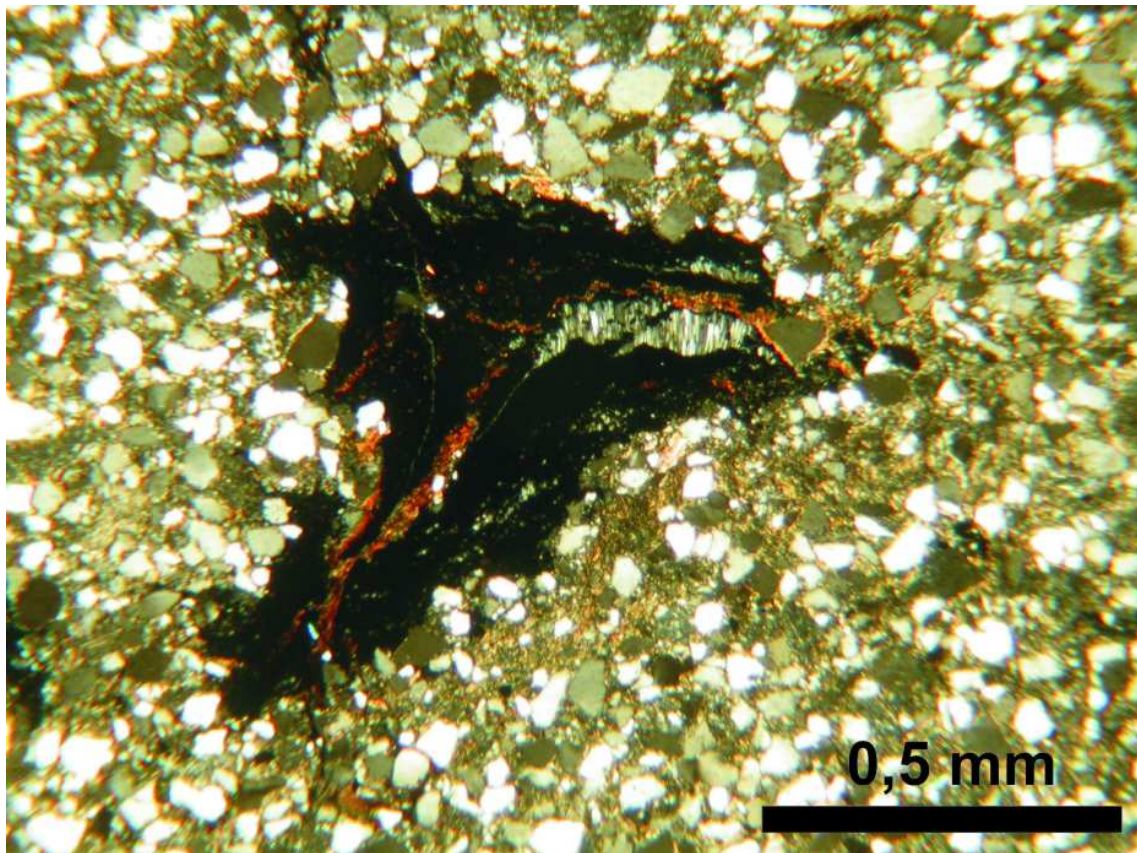


Abb. 4.4: Organisches Material bildet eine amorphe Masse im oberen Bereich von Dünnschliff P011. In einem Hohlraum haben sich nadelige Quarzkristalle ausgebildet.

samen Anteils. Die Komponenten weisen vereinzelt Säume von Tonmineralien auf, die einen dunklen Rand um die Körner bilden.

Der Schliff enthält 9 Vol.% Matrix, die aus mikrokristallinem siliziklastischem Material besteht. Dieser Schliff weist auch eine Besonderheit auf. Im unteren Bereich des Schliffes ist eine deutliche Änderung der Kompaktion und Zementation der Minerale zu erkennen. Außerdem enthält der Schliff organisches Material, das als amorphe Masse auftritt (siehe Abb. 4.4). In der oberen Hälfte des Schliffes sind die Körner durchschnittlich 0,2 mm groß und sind häufiger von einem Saum aus Eisenoxiden und Tonmineralien umgeben, so dass eine leicht rötliche Färbung entsteht. Zwischen den Körnern bestehen Punkt- und Längskontakte. In der Mitte des Schliffes findet ein deutlicher Korngrößenwechsel von Mittelsand im oberen Teil des Schliffes zu Feinsand im unteren Teil des Schliffes statt (siehe Abb. 4.3). Die Körner sind zudem stärker kompaktiert und grenzen meist an den Längsseiten aneinander. Es tritt zudem weniger Matrix und Zement auf. Die Quarze sind zum Teil eingeregelt und löschen in die gleiche Richtung aus. Dies ist ein deut-

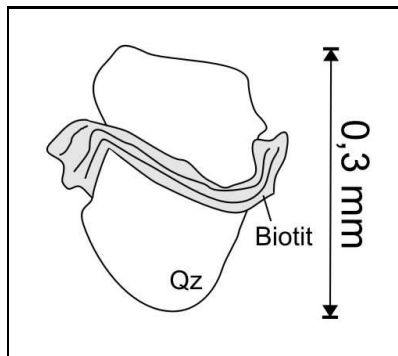


Abb. 4.5: Zeichnung eines verfalteten Biotits in Schriff P020. Die Schichtsilikate sind häufig um die Quarzkörner herumgewickelt.

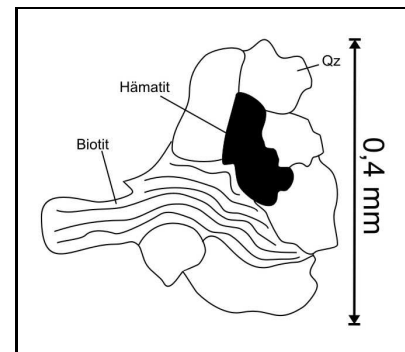


Abb. 4.6: Zeichnung einer mit Eisenoxiden verfüllten Pore in Dünnschliff P020.

liches Zeichen für postsedimentäre Tektonik (BLATT et al., 1980). Die Porosität ist im ganzen Schriff sehr gering.

P020 Biotitführender Quarzsandstein Diese Probe stammt ebenfalls aus der Zhilou-Formation (siehe Abb. 3.20). Es handelt sich hierbei um einen Feinsandstein mit ebener Horizontalschichtung entsprechend dem Lithofaziestyp *Sh*. Fazial wird dieses Gestein als Ablagerungen von Rinnendurchbruchsfächern (*crevasse splays*) eingeordnet.

Probe P020 besteht zu 63 Vol.% aus monokristallinen, klaren Quarzen. Die Körner sind durchschnittlich 0,2 mm groß und ungerundet. Maximal erreichen sie eine Größe von 0,4 mm. Die Mehrzahl der Quarze löscht einfach aus. Die Körner besitzen eine niedrige Sphärizität. Der Schriff enthält 2,3 Vol.% polykristalline Quarze, die aus zwei bis vier Kristallindividuen aufgebaut sind.

Feldspäte treten nur untergeordnet auf. Eckige, ungerundete Plagioklase kommen mit 1,4 Vol.% in diesem Schriff vor. Sie sind durchschnittlich 0,1 mm groß und besitzen engständige polysynthetische Zwillingslamellen. Häufig sind die Minerale stark sericitisiert.

Längliche, braune Biotite sind neben Quarzen die wichtigsten Minerale in diesem Schriff. Ihr Anteil liegt bei 23 Vol.%. Sie können bis zu 0,3 mm lang sein und sind häufig verbogen. Oft sind sie um Quarzkörner herumgewickelt (siehe Abb. 4.5). Sie weisen z.T. Einschlüsse von opaken Eisenoxiden auf, wodurch ihre Oberfläche schmutzig wirkt.

Hellglimmer treten in diesem Schriff nur untergeordnet auf. Es handelt sich um farblose, tafelige Minerale, die als Verwachsungen mit Biotit in Erscheinung treten.

Die Probe enthält weiterhin einige 0,15 mm große gut gerundete Tonsteinbruchstücke. Diese haben unter einfach polarisiertem Licht eine dunkelgraue Farbe.

Der Schliff ist im Ganzen schlecht sortiert. Eine Schichtung ist im Gegensatz zum Handstück unter dem Mikroskop nicht zu erkennen. Die Körner sind zum Teil von dünnen Säumen aus Eisenoxiden und Tonmineralien umgeben. Opake Eisenoxide bilden auch Porenfüllungen (2,3 Vol.%) (siehe Abb. 4.6). Intergranulare Porosität war unter dem Mikroskop nicht erkennbar. Die Packung der Körner ist relativ dicht. Zwischen den einzelnen Komponenten bestehen überwiegend Längskontakte. Die Matrix hat einen Anteil von 6 Vol.% und besteht aus Quarz und Tonmineralien.

P027 Graue, feinsandige, biotitführende Subarkose Hierbei handelt es sich um eine weitere Probe aus der Zhilou-Formation, die Lithotyp *fSI* entspricht (siehe Abb. 3.22). Es handelt sich um die Ablagerungen eines Rinnendurchbruchfächers (*crevasse splay*).

Schliff Nummer 27 besteht zu 88,85 Vol.% aus angular-subangular gerundeten Quarzen. Diese Fraktion beinhaltet sowohl mono- als auch polykristalline Quarze. In diesem Schliff überwiegen jedoch die monokristallin ausgebildeten Minerale. Ungefähr 40% von ihnen zeigen undulöse Auslöschung. Die Quarzkörner sind durchschnittlich 0,28 mm groß und in ihrem Habitus sehr unterschiedlich ausgebildet. Es treten sowohl eiförmige als auch längliche Minerale auf. Neben Quarz treten als nächst stärkste Fraktion braune Biotite auf. Sie besitzen eine starke braune Eigenfarbe und weisen Spuren von Deformation auf. Sie sind länglich ausgebildet und erreichen eine Länge bis zu 0,7 mm. Weiterhin kommen in diesem Schliff auch noch Plagioklase vor. Sie sind meist rechteckig ausgebildet und zeigen starke Spuren von Sericitisierung. Zu den Lithoklasten gehören vor allem Quarzite, Quarz-Feldspat-Verwachsungen sowie mikrokristalline Quarze. Diese sind alle von ihrer Gestalt sehr unterschiedlich. Sie können länglich bis kugelig ausgebildet sein. Insgesamt ist der Schliff schlecht sortiert. Er enthält einen geringen Anteil an einer Tonmineralfraktion. Einige Quarzkörner (<1 Vol.%) weisen Quarzanwachsungssäume auf. Die ursprüngliche Form des Quarzkorns ist durch einen dünnen Tonmineralsaum noch zu erkennen.

Einige Quarzkörner sind von einem Saum aus authigenen Tonmineralien umgeben. Dieser ist durch seinen braunen Rand gut erkennbar. Die Braunfärbung entsteht durch die Stapelung der Tonmineralien. Der Anteil dieses Zementes variiert innerhalb dieses Schliffes jedoch sehr stark. Der überwiegende Teil des Zementes besteht aus Calcit. Sein Anteil ist im Vergleich zu anderen Schliffen überdurchschnittlich hoch. Er liegt bei ca. 13 Vol.%. Der Calcit füllt alle Poren aus und

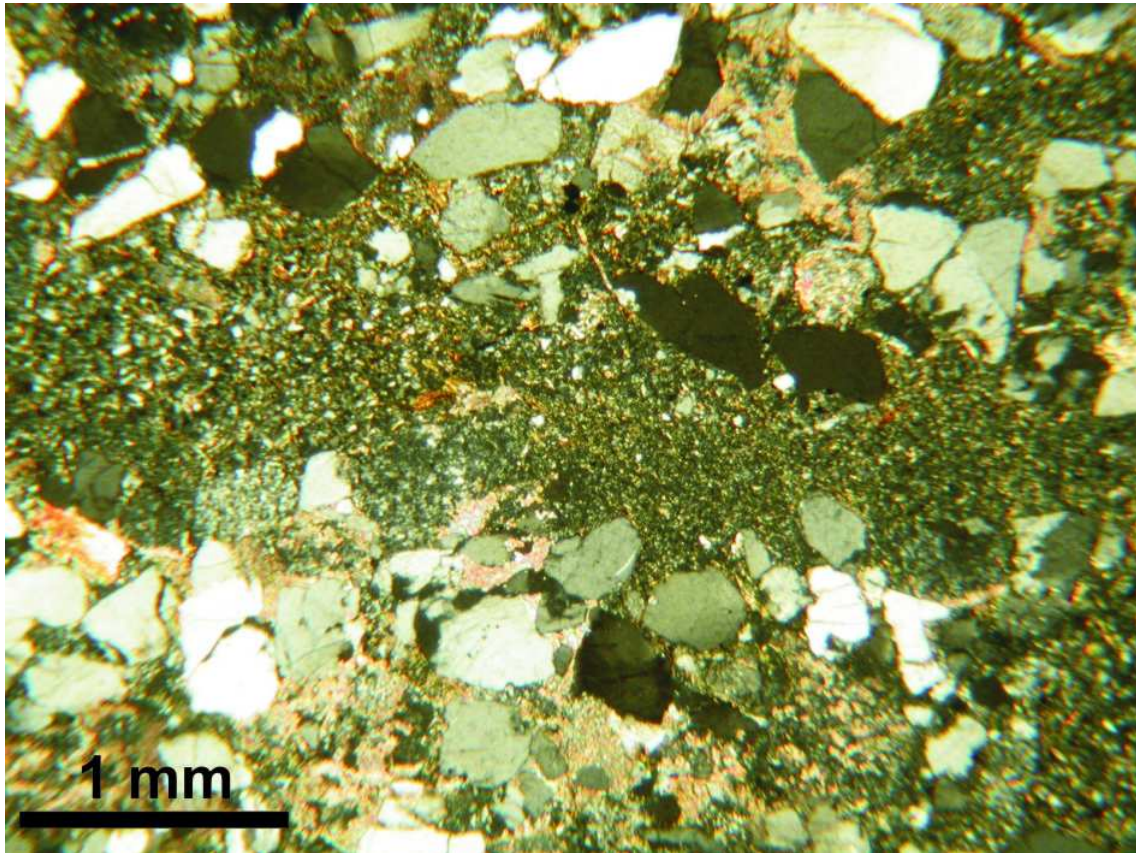


Abb. 4.7: Dünnschliff P027. Im Zentrum des Schliffes ist ein Bereich zu erkennen, der nur aus Matrix besteht. Unter gekreuzten Nichols ist sichtbar, dass der Schliff unterhalb des feinkörnigen Bereichs mehr Clacitzement enthält.

bettet die Körner alle ein. Dies ist in diesem Schliff besonders wichtig, da die Packungsdichte geringer ist als in anderen Proben. Zwischen den Körnern bestehen häufig nur Punktkontakte, einige Körner sind auch matrixgestützt. Der Calcit ist mikritisch aufgebaut. In einigen Fällen wurden die Poren jedoch auch von Calcit-Einkristallen verfüllt. Ein großer Teil des Calcits ist vermutlich nicht authigen, jedoch ist ein genauer Prozentsatz sehr schwer abzuschätzen. Eine weitere Besonderheit in diesem Schliff ist ein deutlicher Korngrößenwechsel in der Mitte des Schliffes (siehe Abb. 4.7). Eine Horizontalschichtung ist somit gut zu erkennen.

P034 Feinsandige Subarkose Dünnschliff P034 entspricht Lithotyp *fSI*. Die Probe wurde dem Teilablagerungsbereich Rinnendurchbruchsfächer zugeordnet. P034 stammt aus der Zhilou-Formation (siehe Abb. 3.25).

Das Gestein besteht zu 58 Vol.% aus subangularen, eckigen Quarzen. Diese sind monokristallin

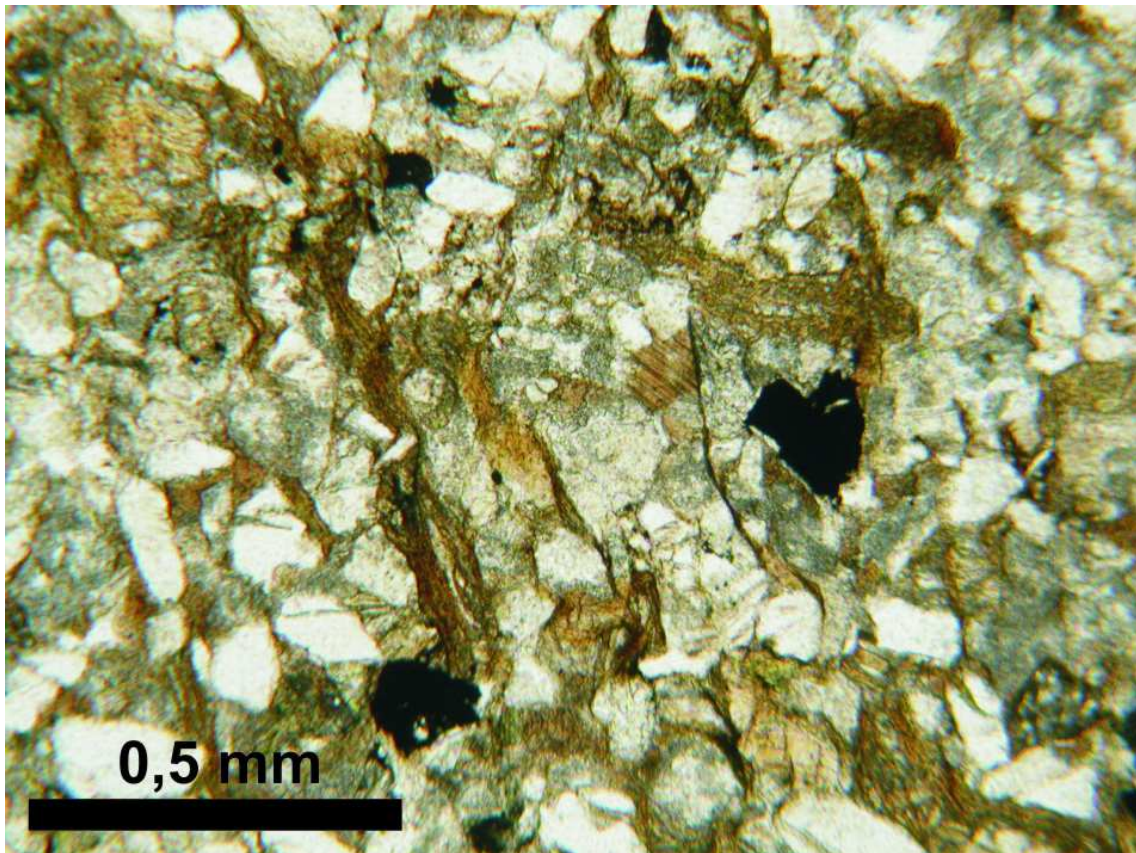


Abb. 4.8: Dünnschliff P034 unter gekreuzten Nichols. Das Gestein enthält sehr viele braune Biotite, die z.T. verfaltet sind. Außerdem treten opake Eisenoxide auf, die ehemalige Porenräume auffüllen.

ausgebildet und 0,1 mm bis 0,2 mm groß. Die Minerale sind weitgehend frei von Einschlüssen und löschen gerade aus. Eine undulöse Auslöschung ist nur in sehr wenigen Fällen zu sehen. In einigen Fällen weisen die Körner Böhm'sche Lamellen auf.

Feldspat kommt mit 5,6 Vol.% in diesem Schliff vor. Es handelt sich ausschließlich um Plagioklas mit sehr feinen Zwillinglamellen. Die Minerale sind kantig ausgebildet und angular bis subangular einzustufen. Sie sind nicht größer als 0,15 Millimeter. An ihren Rändern sind sie häufig stark sericitisiert.

Weiterhin enthält der Schliff sehr viel Biotit (siehe Abb. 4.8). Die dunkelbraunen Schichtsilikate weisen häufig Kinkbands auf und sind um Quarzkörner herumgewickelt. Einige Biotite besitzen nur eine schwache braune Eigenfarbe. Sie wurden vermutlich durch Verwitterungsprozesse ausgebleicht. Einige der Glimmer sind wiederum leicht grünlich. Vermutlich handelt es sich um chloritisierte Biotite. Der Schliff enthält auch 2,5 Vol.% opake Minerale. Dabei handelt es sich zum größten Teil um Eisenoxide, die die Porenräume verfullt haben. In einigen Fällen könnte es

sich auch um organische Material handeln, eine genaue Unterscheidung ist nicht möglich. Der Anteil an Lithoklasten in diesem Schliff ist mit 1,2 Vol.% sehr gering. Es handelt sich dabei um gut gerundete Cherts und subangulare Quarz-Feldspat-Verwachsungen, die bis zu 0,3 mm groß werden können.

Die gesamten Komponenten sind nur mäßig sortiert. Sukzessorisch treten in dieser Probe Zirkone als Einschlüsse in Quarzen aus, sowie Bruchstücke von grünen Mineralen, bei denen es sich um Olivin handeln könnte.

Eine Besonderheit dieses Schliffes ist der ausgeprägte Calcitcement, der 14 Vol.% des Gesamtanteils ausmacht. Calcit-Einkristalle füllen häufig ehemalige Poren. Ob es sich in ausschließlich um authigene Bildungen handelt konnte nicht festgestellt werden. Biogene Partikel treten jedoch nicht auf. Abgesehen von dem Calcitcement besitzen einige Quarzkörner einen Saum aus Tonmineralien. Die Matrix hat einen Anteil von 8,6 Vol.% an diesem Schliff. Sie besteht überwiegend aus Tonmineralien und Quarz.

Eine intergranular Porosität war unter dem Mikroskop nicht zu erkennen. Aufgrund der intensiven Zementation dürfte die Porosität sehr gering sein. Die Packung dieses Schliffes ist nicht sehr dicht. Zwischen den Körnern bestehen überwiegend Punkt- und Längskontakte.

P038 Graue, mittelsandige Subarkose Der Dünnschliff P038 stammt aus der obersten Sandsteinbank des Profils *Gulaben* und gehört zur Zhilou-Formation (siehe Abb. 3.25). Er entspricht dem Lithotyp *gSm* und wurde als Rinnenablagerung interpretiert.

Der Sandstein enthält 69,8 Vol.% monokristalline Quarze, die durchschnittlich 0,4 mm groß sind. Die Körner sind in ihrer Rundung angular und besitzen eine niedrige Sphärizität. Einzelne Minerale können einen Durchmesser von 2 mm besitzen. Zu 10,9 Vol.% besteht der Schliff aus subangularen, tafeligen Plagioklasen. Diese zeigen eine deutliche Verzwillingung nach dem Albitgesetz. Die Plagioklase sind im Durchschnitt 0,5 mm groß und weisen häufig Spuren einer intensiven Sericitisierung auf. Brauner Biotit ist mit 3,96 Vol.% im Schliff vertreten. Die Biotite weisen eine starke braune Eigenfarbe auf und zeigen einen deutlichen Pleochroismus (siehe Abb. 4.10). Die Minerale sind tafelig ausgebildet und zum Teil stark verfaltet. In Einzelfällen treten auch Verwachsungen mit Muskovit auf. Der tafelig ausgebildete Hellglimmer tritt jedoch nur untergeordnet auf. Sein Anteil liegt bei weniger als 1 Vol.%.

Probe P038 enthält weiterhin 5,4 Vol.% Lithoklasten. Dabei handelt es sich mit 4,2 Vol.% um Cherts. Diese sind kugelig bis eiförmig ausgebildet und schlecht gerundet. Ihre Größe liegt bei 0,3 mm bis 0,5 mm. Daneben treten noch Bruchstücke von Graniten auf. Hierbei handelt es sich

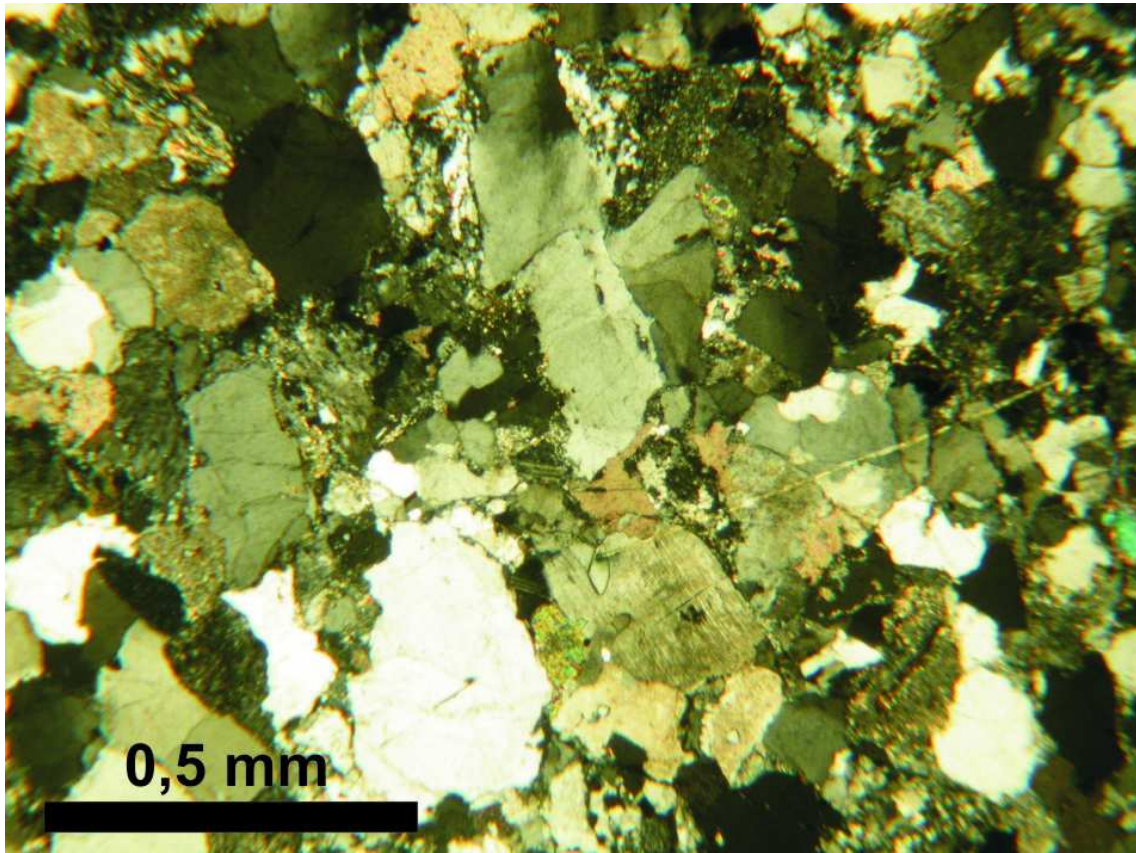


Abb. 4.9: Dünnschliff P038 unter gekreuzten Nichols. In diesem Schliff sieht man deutlich die schlechte Sortierung, sowie die relativ dichte Packung dieses Gesteins.

um 0,5 mm lange tafelige Quarz-Feldspatverwachsungen. Diese schlecht gerundeten Lithoklasten sind stark sericitisiert. Das gesamte Gestein ist sehr schlecht sortiert (siehe Abb. 4.9). Eine Schichtung, wie im Aufschluss lässt sich in der Probe nicht erkennen. Offene Poren sind sehr selten und die primäre Porosität ist somit sehr gering. Sekundäre Lösungserscheinungen wurden nicht beobachtet. Die Mineralkörner grenzen in der Regel an ihren Längsseiten aneinander. Sie sind mit einem Saum von Tonmineralien und opaken Eisenoxiden umgeben. In einigen Fällen sind die Quarzkörner auch mit Eisenoxiden überzogen, wodurch sie grau wirken. Ehemalige Porenräume sind ebenfalls mit Eisenoxiden verfüllt. Noch häufiger besteht die Füllung jedoch aus Calcit. Ein zerbrochenes Quarzkorn wurde so wieder zementiert, wie in Abbildung 4.11 dargestellt ist.

Unterschiede zwischen den Lithofaziestypen Zwischen den Lithofaziestypen und den petrographisch untersuchten Gesteinen lässt sich kein Zusammenhang feststellen. Die verschie-

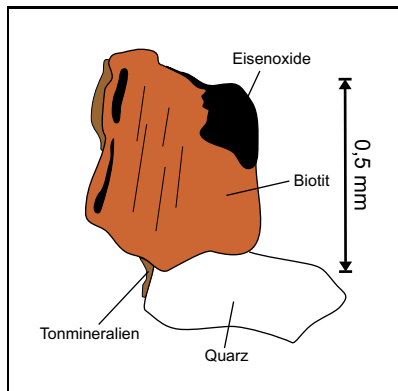


Abb. 4.10: Zeichnung eines pleochroitischen Biotits. Das Mineral ist von Eisenoxiden und Tonmineralien umgeben. Ausschnitt aus P038.

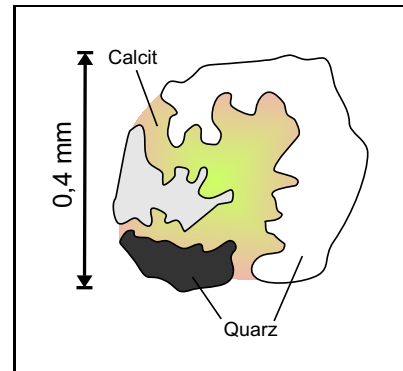


Abb. 4.11: Zeichnung eines zerbrochenen Quarzkorns, das mit Calcit zementiert wurde. Ansicht unter gekreuzten Nichols in Schliff P038.

denen Lithotypen sind unter dem Mikroskop nur bedingt unterscheidbar.

Die drei Lithotypen der Grobsandsteine weisen keinerlei petrographische Merkmale auf, durch die man sie unter dem Mikroskop unterscheiden könnte.

In einigen Proben mit Horizontalschichtung der Lithotypen *Sh* und *fSl* konnte diese auch vereinzelt in den Dünnschliffen nachgewiesen werden (siehe Abb. 4.7). Die Schichtung war anhand von Korngrößenwechsel oder von Bereichen mit einem höheren Matrixanteil erkennbar.

Auffällig ist, dass die Feinsandsteine der Lithotypen *Sh* und *fSl* in der Regel einen höheren Matrixanteil aufweisen als die verschiedenen Grobsandsteine.

4.4 Liefergebiete

Um Rückschlüsse auf die Liefergebiete der detritischen Komponenten in den jurassischen Gesteinen ziehen zu können, werden hier zunächst alle Komponenten aufgelistet und detailliert beschrieben. Anhand des Modalbestandes sollen Aussagen über ein mögliches Liefergebiet der Sandsteine gemacht werden. Dazu werden die einzelnen Minerale aufgelistet und ihre Merkmale beschrieben. Bei den vorliegenden Proben handelt es sich zum größten Teil um Subarkosen. Dies bedeutet, dass Quarze und Feldspäte den größten Anteil an monomineralischen Komponenten tragen. Die auftretenden Lithoklasten überschreiten einen Wert von 10 Vol.% meist nicht.

Auftretende Komponenten:

- Monokristalliner Quarz mit/ohne Böhm'sche Lamellen und Vakuolen
- Polykristalline Quarze
- Quarzanwachssäume
- Cherts
- Plagioklas
- Mikroklin
- Biotit
- Hornblenden
- Zirkone
- Lithoklasten: Granit, Siltstein

Monokristalline Quarze Monokristalliner Quarz tritt am häufigsten in den Gesteinen auf. Die Quarzkörner treten in allen Korngrößen von fein- bis grobsandig auf. Der Anteil von dieser Art des Quarzes liegt bei mindestens 70 Vol.%. Es muss jedoch hier wiederum zwischen einfach und undulös auslöschendem Quarz unterschieden werden. Quarze, die nur einfache Auslöschung zeigen entstammen einem plutonischen Liefergebiet (PETTIJOHN et al., 1987) Undulöse Auslöschung der Minerale entsteht durch tektonische Beanspruchung (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Durch gerichteten Druck wird ein Kristall in viele submikroskopische Splitter zerlegt.

Der Anteil an undulös auslöschendem Quarz variiert innerhalb der Schiffe sehr stark. So enthält P019 weniger als 10 Vol.% dieser Minerale, während es bei P004 annähernd 40 Vol.% sind.

Undulöse Auslöschung ist ein Zeichen für eine metamorphe Herkunft des Quarzes (BLATT et al., 1980).

Häufig enthalten die Quarze Böhm'sche Lamellen. Diese entstehen durch gerichteten Druck und führen zu einer Trübung des Minerals. Auch hier variiert das Auftreten von Schriff zu Schriff sehr stark. Eine klare Aussage ist daher nicht möglich. Böhm'sche Lamellen sind jedoch auch ein Anzeichen für eine metamorphe Herkunft der Minerale (BLATT et al., 1980)

Einige Quarzkristalle weisen Bahnen von Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen auf. Diese sind parallel angeordnet.

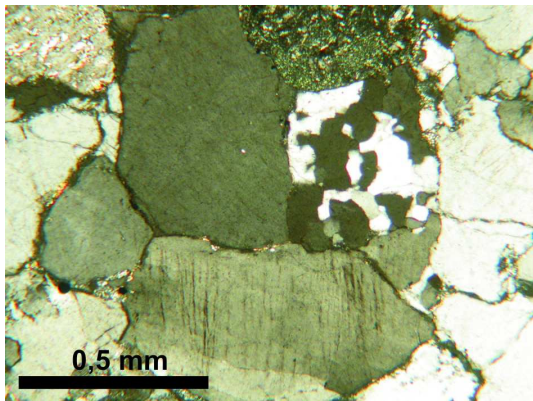


Abb. 4.12: Im Zentrum des Schliffes ist ein polykristalliner Quarz mit mehr als 3 Kristallindividuen zu sehen. Das Korn weist eine mosaikartige Struktur auf. Darunter befindet sich ein Quarzkorn mit Böhm'schen Lamellen. Dünnschliff P035.

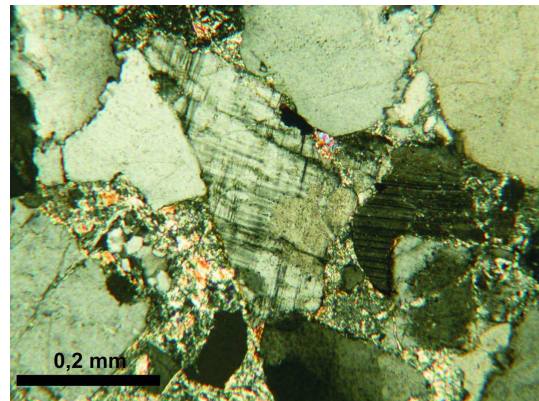


Abb. 4.13: Im Zentrum des Schliffes befindet sich ein Kalifeldspat. Deutlich ist die typische Mikroklingitterung zu erkennen. Rechts daneben ist ein Plagioklas zu sehen. Dünnschliff P003.

Polykristalline Quarze Der Anteil an Polykristallinen Quarzen liegt bei mindestens 30 Vol.% am Quarzanteil eines Schliffes. In der Regel besteht ein solches Aggregat aus mehr als 3 Kristallindividuen. Nach PETTIJOHN et al. (1974) deutet dies auf eine niedrig-metamorphe Herkunft der Minerale hin.

Die Minerale sind in der Regel zwischen 0,1 mm und 0,8 mm groß. Eine einheitliche Korngröße lässt sich nicht feststellen. Die Textur der Körner weist in vielen Fällen ein mosaikförmiges Korngefüge auf. Suturierte Korngrenzen sind jedoch auch nicht selten. Vereinzelt sind einige Kristallindividuen diskenförmig ausgebildet.

Quarzanwachssäume Quarzanwachssäume konnten nur in einem einzigen Schliff nachgewiesen werden. Die Minerale sind zwischen 0,1 mm und 0,2 mm groß und kantengerundet. Die Ursprungsform der Quarze ist durch eingebettete Tonmineralien erhalten geblieben. Die Anwachsäume entstehen nach der Ablagerung der Minerale, sie lassen also keinen Schluss auf ein Liefergebiet zu. Da die Quarze in den Schliffen, die Anwachsäume aufweisen, einfach auslöschbar sind, sind die Minerale vermutlich plutonischen Ursprungs.

Feldspäte Bei den Feldspäten sind vor allen Dingen Vertreter der Plagioklas-Reihe zu finden. Diese Mischkristalle sind mit Abstand am häufigsten. Sie können bis zu 15 Vol.% des Modalbe-

standes eines Schliffes ausmachen. Daneben tritt auch der Alkalifeldspat Mikroklin auf. In den meisten Proben ist er jedoch nur sukzessiv vertreten.

Plagioklas

Die Plagioklase sind zwischen 0,1 mm und 0,8 mm groß. Der Feldspatanteil schwankt sehr stark innerhalb der Proben. Tendenziell enthalten die Grobsandsteine mehr Feldspäte als die Mittel- und Feinsandsteine. Der Prozentsatz liegt bei mindestens 2 %, beträgt jedoch nie mehr als 15%. Die Minerale sind in der Regel länglich, rechteckig ausgebildet und ungerundet bis subangular. Über 90% der Plagioklase besitzen dünne, engständige Lamellen nach dem Albitgesetz. Ebenso sind häufig Gleitwillinge sichtbar, oder die Lamellen sind innerhalb eines Minerals versetzt. Dies sind deutliche Anzeichen für tektonische Beanspruchung (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Viele Feldspäte zeigen starke Anzeichen von Sericitisierung. Zum Teil ist der Kristall beinahe vollständig zerstört und die Lamellen sind kaum noch sichtbar. In solchen Fällen ist es sehr schwierig die Minerale von der Matrix zu unterscheiden.

Aufgrund der Größe der Minerale ist eine vulkanische Herkunft ausgeschlossen. Plagioklase kommen überwiegend in Plutoniten vor (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Die albitreichen Varianten der Feldspäte sind jedoch auch in Metamorphiten zu finden (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Da die Anorthitgehalte der Minerale nicht bekannt sind, können darüber keine weitere Aussagen gemacht werden.

Mikrocline

Der Kalifeldspat tritt nur sehr selten vor allem in Grobsandsteinen auf. Am häufigsten ist er in der Yan'an-Formation und im oberen Bereich der Zhilou-Formation. In Fein- und Mittelsandsteinen ist er nur sukzessorisch vertreten.

Die Minerale sind bei einfach polarisiertem Licht farblos bis leicht gräulich ausgebildet. Bei gekreuzten Nichols ist die typische polysynthetische Zwillingsgitterung nach dem Albit- und Periklingesetz zu erkennen (Mikroklingitterung). Die Minerale sind zwischen 0,1 mm und 0,5 mm groß, eckig ausgebildet und nur subangular angerundet.

Biotit Dieses Schichtsilikat tritt sehr häufig auf. Biotite kommen besonders oft in den Fein- und Mittelsandsteinen vor. Die Minerale sind tafelig ausgebildet und bis zu 1,8 cm lang. Sie besitzen eine starke dunkelbraune Eigenfarbe und in einigen Fällen einen deutlichen Pleochroismus. Die Biotite sind häufig einachsiger negativ. Einschlüsse von Hämatit lassen sie z. T. schmutzig, schwarz aussehen.

Viele Biotite weisen Zeichen tektonischer Beanspruchung auf. Die Minerale zeigen deutliche Kinkbands. Viele Minerale sind auch verbogen oder verfaltet. Einige Biotite sind um benachbarte Quarzkörner herumgewickelt. Sehr oft treten sie in Lagen auf.

In einigen Fällen erscheint der Biotit sehr blass. Er ist nur hellbraun bis farblos. Hierbei handelt es sich vermutlich um Hydrobiotit. Dieser entsteht durch Verwitterungsprozesse, bei denen die Biotite ausgebleicht werden (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Sehr selten treten auch Biotit-Muskovit-Verwachsungen auf. Dies ist ein typisches Merkmal für eine plutonische Herkunft der Minerale. Die genaue Herkunft des Biotits ist indes schwer feststellbar. Er kann sowohl in Tiefen- und Ganggesteinen wie auch in Vulkaniten vorkommen (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). Aufgrund der Größe der Minerale ist eine plutonischer Herkunft jedoch am wahrscheinlichsten.

Muskovit Dieser Hellglimmer tritt nur untergeordnet in den Sandsteinen auf. Er ist farblos und stengelig bis schuppig ausgebildet. Aufgrund seines Habitus ist er in den Proben vollkommen ungerundet vorzufinden. Die Minerale erreichen eine Länge bis zu 1 mm. Vereinzelt tritt er in Verwachsungen mit Biotit auf.

Häufiger kommt er in feinschuppigen Aggregaten vor. Als Sericit ist er maßgeblich am Aufbau der Matrix beteiligt. Die Abbauprodukte des Sericits sind Illit und andere Tonminerale.

Muskovit kommt vor allen Dingen in Pegmatiten und in Graniten (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987) vor.

Chert Mikrokristalline Quarz treten sehr häufig in allen Sandsteinproben auf. Ihr Anteil kann bei bis zu 8 Vol.% am gesamten Prozentsatz eines Schliffes betragen. Die Körner sind zwischen 0,1 mm und 0,4 mm groß. Sie sind kantengerundet bis gut gerundet und meist eiförmig ausgebildet und bestehen aus gleichkörnigem mikrokristallinen Quarz. Bei einfach polarisiertem Licht erscheinen sie klar.

Granitoide In vielen Proben treten granitoide Bruchstücke auf. Es handelt sich dabei sowohl um Quarz-Feldspat- als auch um Quarz-Glimmer-Verwachsungen.

Verwachsungen von Plagioklasen und Quarz treten am häufigsten auf. Sie kommen sowohl in denr Yan'an- als auch der Zhilou-Formation vor. Diese sind bis zu 1,2 mm groß und schlecht gerundet. Sie sind meist länglich und eckig ausgebildet.

Besonders in der Yan'an-Formation treten auch Verwachsungen von Mikroklin und Quarz auf. Die Mikroklingitterung der Kalifeldspäte ist von den Quarzverwachsungen unterbrochen. Diese Schriftgranite ähneln in ihrer Größe und Form den Plagioklas-Quarz-Verwachsungen.

Seltener sind in den Gesteinen Verwachsungen von Quarz und Hellglimmer zu finden. Die schlecht gerundeten Quarzkörner sind mit nadeligem Muskovit durchsetzt. Diese treten vor allen Dingen in der Zhilou-Formation auf.

Tonsteine/Siltsteine Diese Lithoklasten treten nur sehr selten in den Probe auf. Sie sind bis zu 0,2 mm groß und besser gerundet als die anderen Komponenten. Bei einfach polarisiertem Licht wirken sie grau-schwarz. Sie stammen aus einem sedimentäre Liefergebiet.

Hornblenden In einigen Proben der Zhilou-Formation treten grünlich-braune Minerale auf. Sie sind kurzsäulig ausgebildet und zeigen eine deutliche Spaltbarkeit. Leider handelt es sich in allen Fällen nur um Bruchstücke eines Minerals. Aufgrund der Spaltbarkeit kann man jedoch darauf schließen, dass es sich um grüne Hornblenden handelt. Diese stammen aus intermediären Plutoniten und Metamorphiten (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987).

Schwerminerale Das Auftreten von Schwermineralen ist sehr unterschiedlich. Die meisten Dünnschliffe enthalten gar keine oder nur vereinzelt Schwerminerale. In einigen Schliffen der Zhilou-Formation treten sie gehäuft auf.

Meist enthalten diese Schliffe sehr kleine, annähernd runde Minerale mit sehr hohem Relief. Sie sind farblos und treten zusammen mit Quarzen auf. Es handelt sich bei diesen Mineralen vermutlich um Zirkone.

Matrix Die Matrix besteht in allen Schliffen aus siliziklastischem Material. Dies beinhaltet Quarze und Tonmineralien. In einigen Fällen tritt auch Sericit auf, der durch die Verwitterung der Feldspäte entstanden ist. Die Anteile an Matrix schwanken zwischen 5 Vol.% und 14 Vol.%. Tendenziell beinhalten die Gesteine der Yan'an-Formation einen höheren Matrixanteil als die der Zhilou-Formation. Es gibt jedoch auch Ausnahmen. Einige Feinsandsteine der Zhilou-Formation, z.B. Probe P019, enthalten bis zu 12 Vol.% Matrix.

Zemente In den Schliffen treten verschiedene Zemente auf. Am Häufigsten sind authigene Tonminerale vertreten. Sie kommen als Tonhäutchen (*pore lining*) und als porenraumfüllende Zemente (*pore filling*) vor.

Weiterhin sind Hämatitzemente sehr verbreitet in den Gesteinen. Vereinzelt ist ihr Anteil so hoch, dass sie das Gestein rot färben (z.B. P010). Der Hämatit umschließt die Körner als dünne Häutchen (*coatings*).

Calcitzemente treten nur in bestimmten Proben auf. Eine Schlussfolgerung konnte aus ihrem Auftreten nicht gezogen werden. Überwiegend handelt es sich dabei um mikrokristallinen Zement, der durch seine blassen Interferenzfarben auffällt. Ebenso treten aber auch mehrere Millimeter große Einkristalle auf, die mehrere Quarzkörner umschließen (*poikilotopic cement*). Calcit kann aus der Verwitterung von Feldspäten entstehen (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987).

Porosität In allen Schliffen wurde die intergranulare Porosität durch das Auszählen der auftretenden Poren ermittelt. Die daraus errechnete Porosität ist in allen Proben sehr gering und liegt immer deutlich unter 10%. Dies ist einerseits durch die Methodik zu erklären, andererseits wurden durch die intensive Zementation die meisten Poren verfüllt.

4.5 Schlussfolgerungen

Bei der Betrachtung der Komponenten fällt auf, dass der größte Anteil der Komponenten einem granitischen und metamorphen Liefergebieten entsprungen ist. Dies belegen die vielen monokristallinen Quarze, Feldspäte und Granitbruchstücke. Daneben sprechen auch sehr viele Anzeichen für die Beteiligung eines metamorphen Areal. Dazu gehören die vielen polykristallinen Quarze, monokristallinen Quarze mit Böhm'schen Lamellen und Cherts.

Komponenten sedimentären Ursprungs sind hingegen sehr selten, wodurch der Einfluss eines sedimentären Liefergebietes nur sehr untergeordnet sein dürfte.

Die Form und Gefügemerkmale der einzelnen Komponenten stehen im Einklang mit einem fluviatilen Transport der Minerale. Die schlechte Zurundung, Sortierung und niedrige Sphärizität der Komponenten sind ein Anzeichen für eine niedrige strukturelle Reife der Sandsteine. Indirekt kann man daraus schließen, dass die Liefergebiete relativ nah am Ablagerungsort der Sandsteine gelegen haben müssen. Eine genaue Auskunft lässt sich jedoch nicht treffen.

Eine Änderung der Sedimentationsbedingungen in kompositioneller Hinsicht findet nicht statt. Über den gesamten beprobten Bereich hinweg treten Quarzsandsteine und Subarkosen auf (siehe Tab. 4.2). Die Sandsteine im oberen Bereich des Profils (Zhilou-Formation) weisen eine höhere Packungsdichte auf, als die an der Basis (Yan'an-Formation). Die Sandsteine im oberen Bereich des Profils haben auch deutlich niedrigere Matrixanteile. Für den unteren Teil der Zhilou-Formation gilt dies nicht. Zahlreiche Fein- und Mittelsandsteine besitzen Matrixgehalte bis zu 14%. Die Körner weisen zudem häufig Punktkontakte und matrixgestützte Körner auf. Die Gesteine im oberen Bereich der Zhilou-Formation zeichnen sich jedoch durch eine höhere Packungsdichte und niedrigere Matrixgehalte aus.

Eine mögliche Erklärung hierfür wären die tektonischen Auswirkungen der Yanshan-Orogenese, durch die die Gesteine stärker kompaktiert wurden.

DARBY 2003 gibt an, dass an der Basis des Unteren-Mittleren Jura die Paläoströmungsrichtung nach Westen gerichtet ist. Ein potentiell Liefergebiet liegt somit im Zhousi Shan und im Ordos-Massiv nördlich und östlich des Helan Shan. Während des Mittleren Jura änderten sich jedoch die Paläoströmungsrichtungen. Die Fließrichtung war nun nach Osten gerichtet (DARBY, 2003). Der genaue Zeitpunkt dieser Änderung und die Lokation des Liefergebietes sind hier jedoch unklar.

Probennummer	Name (nach FOLK 1974)	Lithofaziestyp	Interpretation
P001	Grobsandiger Sublitharenit	<i>gSp</i>	Rinnenbasis-Ablagerung
P002	Grobsandiger Quarzsandstein	<i>gSm</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P003	Grobsandige Subarkose	<i>gSp</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P004	Grobsandige Subarkose	<i>gSp</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P005	Grobsandige Subarkose	<i>gSp</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P006	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Kleinere Rinne
P007	Feinsandiger Quarzsandstein	<i>fSl</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P008	Grobsandiger Quarzsandstein	<i>gSm</i>	Kleindelta
P009	Feinsandiger Quarzsandstein	<i>fSl</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P010	Feinsandiger Quarzsandstein	<i>Sh</i>	Kleinere Rinne
P011	Feinsandiger, biotitf. Quarzsandstein	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P012	Feinsandiger, biotitf. Quarzsandstein	<i>Sh</i>	Kleindelta
P013	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Kleindelta
P014	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Kleindelta
P015	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Kleinere Rinne
P016	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Kleinere Rinne
P017	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Kleinere Rinne
P018	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Kleinere Rinne
P019	Feinsandiger, Quarzsandstein	<i>fSl</i>	Rinnendurchbruchsfächer

Tabelle 4.2: Übersichtstabelle für Probennummer, Nomenklatur, Lithotypen und Faziesbereich

P020	Mittelsandiger, biotif. Quarzsandstein	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P021	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P022	Grobsandige Subarkose	<i>gSp</i>	Kleindelta
P023	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Kleindelta
P024	Feinsandiger, biotif. Quarzsandstein	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P025	Feinsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P026	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P027	Feinsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P028	Feinsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P029	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Kleinere Rinne
P030	Feinsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P031	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P032	Feinsandige biotif. Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P033	Mittelsandige Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P034	Feinsandige biotif. Subarkose	<i>Sh</i>	Rinnendurchbruchsfächer
P035	Grobsandige Subarkose	<i>gSt</i>	Rinnenbasis-Ablagerung
P036	Grobsandige Subarkose	<i>gSt</i>	Rinnenbasis-Ablagerung
P037	Grobsandige Subarkose	<i>gSp</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P038	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Transversalbarren- Ablagerung
P039	Grobsandige Subarkose	<i>gSm</i>	Transversalbarren- Ablagerung

Tabelle 4.2: Fortsetzung

5 Faziesanalyse

5.1 Einleitung

Als Fazies bezeichnet man die Merkmale und das Aussehen eines bestimmten Sedimentgesteins, die es von anderen unterscheidet (TUCKER, 1985).

In diesem Kapitel sollen die in den Profilen auftretenden Teilablagerungsbereiche beschrieben werden.

Die Definition der Faziesbereiche ergibt sich aus der Interpretation der auftretenden Lithotypen und der sedimentologischen Merkmalen, die bei der Geländeaufnahme festgehalten wurden.

Folgende Teilablagerungsbereiche wurden definiert:

- **Flussrinnensedimente:**
 - Rinnenbasis-Ablagerungen (*channel lag deposits*)
 - Transversalbarren-Ablagerungen (*transverse bar deposits*)
- **Überflutungsebenen-Sedimente:**
 - Uferdamm-Ablagerungen (*natural levee deposits*)
 - Rinnendurchbruchsfächer (*crevasse splays*)
 - Kleindelta (*minor delta*)
 - Überflutungsebene (*floodplain*)
 - Überflutungsbecken (*floodbasin*)/ See (*lake*)
 - Moor/Sumpf (*swamp/bog*)

5.2 Faziesanalyse

5.2.1 Rinnenbasis- und Transversalbarren-Ablagerungen

Die auftretenden Grobsandsteine (Lithotypen *gSm*, *gSt* und *gSp*) können als fluviatile Ablagerungen interpretiert werden. Die Gesteine sind schlecht sortiert, ihre Komponenten schlecht gerundet und sie enthalten viele Lithoklasten. Es handelt sich um sehr unreife Gesteine. Aufgrund dessen kann geschlossen werden, dass sie in einem fluviatilen Milieu abgelagert worden sind. Anhand von Schichtungsmerkmalen und der Geometrie der Sandsteinbänke kann man Schlüsse über die Art des fluviatilen Systems treffen. Es treten massige Grobsandsteine mit konglomeratischen Schichten und Geröllen auf (*gSm*). Diese können als Rinnenbasis-Ablagerungen interpretiert werden. Es handelt sich dabei um den Anteil der Sedimentfracht eines Flusses, der als Bodenfracht transportiert wurde.

Die Gesteine des Lithotyps *gSp* weisen planare Schrägschichtungssets auf. Diese können als Transversalbarren-Ablagerungen definiert werden (REINECK & SINGH, 1980).

Transversalbarren sind stromabwärts migrierende Sandbarren, die transversal zur Flussrichtung orientiert sind. Sie sind typische Ablagerungen in verflochtenen Flusssystemen (siehe Abb. 5.1). Die oberen Bereiche der Barren können verschiedene Schrägschichtungstypen beinhalten. Diese sind jedoch auch sehr anfällig für Erosion, wenn das Niveau des Flusswassers während eines Flutereignisses ansteigt.

Es gibt verschiedene Möglichkeiten einen Fluss zu charakterisieren. Zum einen über seine Geometrie (siehe Abb. 5.1) oder auch über seine Sedimentfracht. In den Profilen bestehen die Rinnenfüllungen aus Sand. Es handelt sich um einen *bedload river* nach GALLOWAY & HOBDAI (1996).

Diese bestehen überwiegend aus Sand und Kies und besitzen eine niedrige Sinuosität sowie eine weite laterale Ausdehnung der Bänke.

Die Geometrie der Flüsse wird von ihrer Sedimentfracht bestimmt. Flüsse, die überwiegend Sand und Kies transportieren sind flach und breit. Diese Art von Flüssen erodiert das Sediment auf ihrer ganzen Breite und deponiert es in Barren innerhalb der Rinne. Die Fließgeschwindigkeiten sind in verflochtenen Flüssen im oberen Bereich der Mitte der Rinne am höchsten (GALLOWAY & HOBDAI, 1996). Erosion erfolgt an beiden Ufern des Flusses. Verflochtene Flüsse zeichnen sich durch breite, tabulare multilaterale Sandkörper aus, die ein hohes Breite/Tiefe Verhältnis besitzen. Das Erosionsrelief dieser Flüsse ist in der Regel gering. In einer vertikalen Sequenz

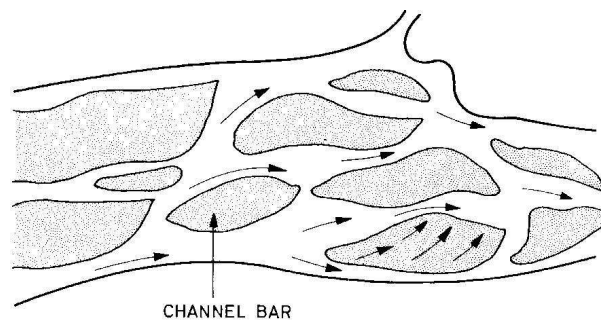


Abb. 5.1: Abbildung eines verflochtenen Flusssystemes mit Barren aus REINECK & SINGH (1980)

wechseln sich Rinnen- und Barren-Ablagerungen ab. Häufig sind diese Ablagerungen unvollständig.

5.2.2 Uferdamm-Ablagerungen (natural levee deposits)

Uferdammablagerungen bilden sich bei Hochwasser, wenn der Fluss über die Ufer tritt. Durch die Geschwindigkeitsabnahme außerhalb der Rinne wird ein großer Teil des sich in Suspension befindlichen Materials in der Nähe der Flussrinne abgelagert (REINECK & SINGH, 1980). Es handelt sich dabei um Ton- und Siltsteine, die normalerweise eine linsenförmige Geometrie aufweisen.

Im Profil treten diese Ablagerungen z.T. in Form der Lithotypen *Si* und *T* auf. Entscheidend hierbei ist die linsenförmige Geometrie der Banken. Uferdammablagerungen sind im Gelände nur sehr schwer von anderen Ablagerungen der Überflutungsebene zu unterscheiden. Aus diesem Grund treten Uferdamm-Ablagerungen in der Interpretation der Profile nur sehr selten auf.

5.2.3 Rinnendurchbruchsfächer (crevasse splays)

Während eines Flutereignisses gelangen große Mengen Wasser und Sedimente in einem Überflutungsbecken. Dieses kann als ein Ereignis geschehen oder das Wasser kann bestimmten Rinnen folgen. Diese Durchbruchsfächer sind normalerweise einige Dezimeter bis Meter groß, können aber auch einige hundert Meter breit sein (GALLOWAY & HOBDA, 1996). Die Sedimentkörper sind zungenförmig ausgebildet und sind am breitesten im proximalen Bereich des Flusses. Sie sind im Gelände als sandige Rinnen in tonigen Uferdammablagerungen zu erkennen (GALLOWAY & HOBDA, 1996). Die Orientierung der Paläoströmungsrichtung unterscheidet sich sehr von der der Rinnenablagerungen.

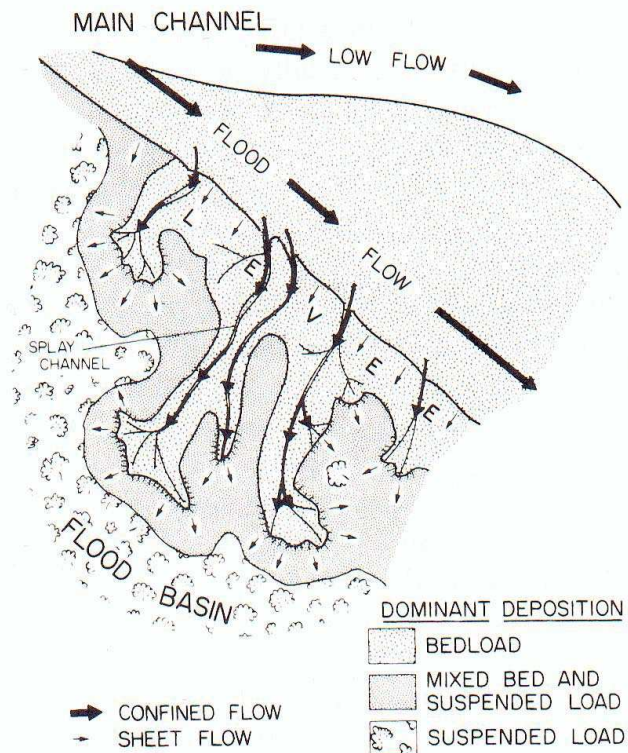


Abb. 5.2: Entstehung von *levee* und *crevasse splay deposits* aus GALLOWAY & HOBDDAY (1996).

In den Profilen treten häufig Feinsandsteine auf (Lithotyp *Sh*), die genau diese Merkmale erfüllen. Sie treten sowohl in der Yan'an- als auch in der Zhilou-Formation sehr häufig auf.

Sie zeichnen sich durch folgende Sedimentstrukturen aus: die Sandsteinbänke zeigen Wechselschichtung, Kletterrippeln und Horizontalschichtung. Sandige Schichten werden von tonigen überlagert. Häufig sind erosive Rinnen zu erkennen. Die Sandsteine können Drifthölzer und Fossilien enthalten (REINECK & SINGH, 1980).

5.2.4 Kleindelta

In der Zhilou-Formation treten zweimal Kornvergrößerungssequenzen auf. Diese sind typische Hinweise auf Delta-Ablagerungen.

Es handelt sich dabei um Fein-Mittelsandsteine, die eine Kornvergrößerung anzeigen. Die Gesteine gehören zu den Lithotypen *Sh* und *gSm*. Ähnlich wie bei einem Flussdelta können diese Art der Ablagerungen auch entstehen, wenn eine kleine Flussrinne in ein stehendes Gewässer,

z.B. in ein Überflutungsbecken oder einen See mündet (GALLOWAY & HOBDAY, 1996).

Typischerweise enthalten solche Sedimente Kletterrippeln und synsedimentäre Deformationsstrukturen (GALLOWAY & HOBDAY, 1996). Diese konnten im Aufschluss jedoch nicht nachgewiesen werden. Es treten nur wellige und ebene Horizontalschichtung auf. Die Grobsandsteine werden zum Hangenden hin massig.

5.2.5 Überflutungsebene (floodplain)

Siltsteine gehören zu denen am häufigsten auftretenden Gesteinen in beiden Formationen. Die drei Lithotypen *Si*, *Siw* und *Sik* können als Ablagerungen der Überflutungsebene interpretiert werden. Die Lamination der Sedimente spricht eindeutig für ein niedrig energetische Ablagerungsmilieu. Gleichzeitig deuten die auftretenden Pflanzen und Wurzelreste auf eine zeitlich begrenzte Wasserbedeckung. Die Entstehung eines Wurzelbodens ist auf ein sumpfiges Milieu zurückzuführen.

In der Zhilou-Formation treten ebenfalls einige Wurzelböden auf. Sie befinden sich entweder unterhalb von kohligem Horizonten oder werden nicht von Flözen überlagert. In diesen Fällen herrschte ein Milieu vor, in dem das organische Material der abgestorbenen Pflanzen nicht erhalten werden konnte und es somit nicht zu Entstehung von Kohlen kam. Grund hierfür kann zum Beispiel ein rapides Absinken oder Ansteigen des Grundwasserspiegels gewesen sein.

Der andere Lithotyp *T* enthält so gut wie keine Wurzeln und nur selten Pflanzenreste. Er zeichnet sich durch eine feine Lamination aus, wie sie entstehen kann, wenn Material aus einer Suspension ausfällt. Diese Gesteine können in einem Überflutungsbecken abgelagert worden sein.

Das gleiche gilt für einen großen Teil der Siltsteine der Lithotypen *Si* und *Sik*. Es handelt sich um Sedimente, die bei Überflutungen außerhalb der Flusssrinne abgelagert werden. Sie ähneln stark Ablagerungen von Uferdämmen und Rinnendurchbruchsfächern. Sie bestehen überwiegend aus Silt- und Tonsteinen und weisen Verzahnungen mit Sandsteinen auf (REINECK & SINGH, 1980). Sie können eine Mächtigkeit von einigen Zentimetern bis hin zu mehreren Metern haben. Pflanzenreste treten sehr häufig auf. Sie enthalten häufig Karbonat- und Eisenkonkretionen, die ein Anzeichen für Bodenbildung darstellen. Als Schichtungsmerkmale treten Horizontalschichtung und Kletterrippeln auf. Da die Sedimente unter geringer Wasserbedeckung abgelagert werden, sind die Bedingungen des oberen Strömungsbereichs leicht zu erfüllen. Sedimente der Überflutungsebene zeichnen sich durch einen höheren Anteil an feinklastischen Ablagerungen aus.

5.2.6 Überflutungsbecken/See (floodbasin/lake)

Sowohl in der Yan'an- als auch in der Zhilou-Formation treten häufig laminierte und horizontalgeschichtete Ton- und Siltsteine auf. Es handelt sich um die Lithotypen *Si* und *T*. Sie enthalten vereinzelt Pflanzenhäcksel, jedoch lässt sich bei ihnen keine Anzeichen von Bodenbildung feststellen. Ihre Schichtung lässt darauf schließen, dass sie unter einem niedrigen Energieniveau abgelagert wurden, wie es in einem Überflutungsbecken vorherrscht.

Das Überflutungsbecken unterscheidet sich gegenüber der Überflutungsebene vor allem durch seine größere Tiefe. Es handelt sich dabei um die tiefsten Punkte im Becken. Sie existieren zwischen aktiven oder neben verwilderten Flüssen. Es handelt sich um Areale ohne Abfluss, die sich durch ein geringes Relief auszeichnen. In ihnen herrscht Stillwassersedimentation vor.

Es handelt sich um Absetzbecken, in denen sich die in Suspension befindliche Feinfraktion der Sedimentfracht ablagert. Die Sedimentationsrate in diesen Becken ist sehr niedrig. Eine 1,2 cm mächtige Silt-Tonlage kann während eines einzelnen Flutereignisses abgelagert werden (REINECK & SINGH, 1980).

Überflutungsbecken sind normalerweise länglich ausgebildet. Die tiefstliegenden Bereiche verlaufen dabei parallel zum Flusslauf (REINECK & SINGH, 1980). Im Unterlauf eines Flusses nimmt die Größe der Überflutungsbecken im Verhältnis zur Größe des Flusses zu. Aufgrund des niedrigeren Reliefs kann der Fluss bei Hochwasser schneller und weiter über seine Ufer treten.

5.2.7 Moor/Sumpf

In der Yan'an-Formation treten 11 Flözhorizonte auf, die eine Mächtigkeit bis zu 12 m erreichen. Dies spricht für gleichbleibende Sedimentationsbedingungen, um diese große Masse an organischem Material abzulagern. Nur weniger als 10% der torfbildenden Pflanzenproduktion werden letztendlich zu Torf (KILLOPS & KILLOPS, 1993).

Bei den auftretenden Kohlen handelt es sich ausschließlich um Humuskohlen. Hinweise auf marinen Einfluss gibt es während des Mittleren Jura in diesem Gebiet nicht (siehe Abb. 2.6). Aus diesem Grund kann angenommen werden, dass die Kohlen in einer sumpfähnlichen Umgebung entstanden sind. Die Kohlen enthalten viele Wurzelreste, aber auch andere Bestandteile von Pflanzen, wie z. B. Palmzweige. Durch Wasserbedeckung wird das organische Material konserviert. Man nimmt für die Kompaktion von Torf zu Steinkohle ein Verhältnis von 10:1 an (DIESSEL, 1992). Dies bedeutet für die Yan'an-Formation, dass für Flöz 2.1 mindestens 120



Abb. 5.3: Jurassische Pflanzen in Gulaben, Innere Mongolei.

m Torf abgelagert werden mussten. DIESSEL (1992) geht von einem Ablagerungszeitraum von 5.000 bis 10.000 Jahren pro Meter reiner Steinkohle aus. Aus diesem Grund muss der Grundwasserspiegel über einen sehr langen Zeitraum hinweg stabil geblieben sein.

Die Aschegehalte der Kohle sind sehr sehr unterschiedlich. In Flöz 2.1 ist er sehr gering, was für einen geringen klastischen Eintrag spricht. Die Mächtigkeit der Flöze nimmt nach dem Hauptflöz 2.1 stark ab.

DIESSEL (1992) bezeichnet Sümpfe, die unter rein terrestrischen Bedingungen existieren als *freshwater peatlands*. Diese entstehen unter limnischen Bedingungen, wie sie z.B. in intermontanen Becken vorherrschen.

Lithotyp *Tw* enthält sehr viel organisches Material und Wurzelreste. Die ebene Lamination und

Horizontalschichtung lassen auf eine Ablagerung der Sedimente in einem niedrig energetischen Umfeld schließen. Aufgrund dessen kann das Gestein als Wurzelboden interpretiert werden (DIESEL, 1992). Dieser Lithotyp kommt überwiegend im Liegenden von Flözen vor. Dieser Lithotyp trifft vor allen Dingen in der Yan'an-Formation auf. Die dort auftretenden Wurzelreste bildeten ursprünglich den Boden unter den Pflanzen im Sumpf, aus dem die Kohlen entstanden sind.

In der Zhilou-Formation treten nur noch maximal 1 m mächtige Flöze und einige Dezimeter dicke kohlige Lagen auf. Dies spricht eindeutig für eine Änderung der Sedimentationsbedingungen oder auch des Klimas.

5.3 Zusammenfassung

Welche Schlüsse lassen sich aus den Teilablagerungsbereichen der beiden Formationen ziehen?

Die Yan'an-Formation fällt durch große Flussrinnen mit Transversalbarrenablagerungen auf. Es handelt sich um die Ablagerungen verflochtener Flusssysteme. Daneben ist besonders die intensive Kohlenbildung während dieser Zeit auffällig. Ein Beispiel wie es zur Zeit der Yan'an-Formation im Helan Shan ausgesehen haben könnte verdeutlicht Abbildung 5.4.

Betrachtet man alle Indizien zusammen, kann man zu dem Schluss kommen, dass die Sedimente der Yan'an-Formation im Bereich einer oberen Delta-Ebene abgelagert worden sind (GALLOWAY & HOBDA, 1996). In diesem Zusammenhang könnte man im Falle der Flüsse von Hauptverteilungskanälen sprechen, die eine relativ flache Ebene durchflossen. Verteilungskanäle sind typisch für bestimmte Arten von rasch wachsenden alluvialen Flächen. Dazu gehören obere Delta-Ebenen und große alluviale Schuttfächer. Vermutlich mündeten diese Flüsse in einen See, weshalb man in diesem Fall von einem Fan-Delta sprechen müsste (COLLINSON, 1986). Fan-Deltas bilden sich, wenn eine Alluvialebene in einen See mündet (GALLOWAY & HOBDA, 1996). Sie sind am besten ausgebildet in kontinentalen Extensionsbecken und entlang konvergenter Plattenränder.

Ein rezentes Beispiel ist in Alaska zu finden. Das Copper River Delta ist ein Beispiel für ein Fan-Delta in dem ein Fluss in einen See mündet.

Es besteht jedoch auch die Möglichkeit, dass die Flüsse in versickern. In so einem Fall spricht man von einer *terminal fan* (READING, 1986). Ein rezentes Beispiel hierfür wäre das Okavango-Delta in Botswana. Der Okavango führt nur episodisch Wasser, trotzdem bilden sich in den tiefer-

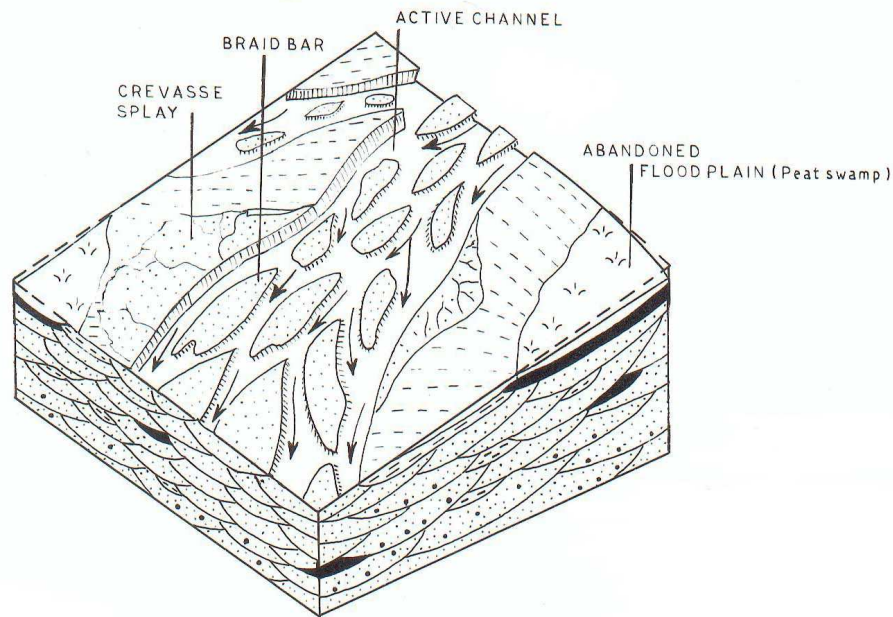


Abb. 5.4: Modell für die Entstehung eines verflochtenen Flusssystemes in Verbindung mit Kohlebildung. Abbildung aus CASSYAP & TEWARI (1984). So oder ähnlich könnte die Situation auch für die Yan'an-Formation gelten.

liegenden Bereichen der oberen Deltaebene Sümpfe (MCCARTHY et al., 1991). Diese Art des Sedimentationsraumes ist jedoch an aride Klimazonen geknüpft.

Da während des Mittleren Jura jedoch ein tropisch feuchtes Klima im Helan Shan vorherrschte ist die erstere Möglichkeit, dass die verflochtenen Flüsse in einen See mündeten, eher wahrscheinlich.

Genauere Indizien gibt es dafür jedoch nicht. Das Meer befand sich zu diesem Zeitpunkt des Jura sehr weit vom Helan Shan entfernt, wodurch nicht mit Sicherheit gesagt werden kann, dass die Flüsse ins Meer mündeten. Deltas können jedoch riesige Ausmaße annehmen, wodurch dies also nicht unmöglich wäre.

Genauere Aussagen, ob es sich wirklich um Ablagerungen der oberen um ein großes Delta handelt, können jedoch aufgrund der Geländebeobachtungen nicht getroffen werden, da zu wenige Daten vorliegen. Es fehlen so an den untersuchten Geländepunkten Hinweise auf Ablagerungen der unteren Delta-Ebene oder eines Mündungsbereiches.

In der Zhilou-Formation tritt ein sehr viel höherer Anteil an Feinklastika auf. Sie besteht überwiegend aus den Ablagerungen der Überflutungsebene. Rinnendurchbruchsfächer sowie Ab-

gerungen von Kleindeltas gehören zu den beherrschenden Teilablagerungsbereichen.

Organisches Material wurde hier hingegen so gut wie gar nicht mehr erhalten. Einige dünne Kohlensäume bilden hier die Ausnahme. Eindeutig herrschten während der Ablagerung der Zhilou-Formation andere Bedingungen vor, durch die eine Ansammlung von organischem Material verhindert wurde. Die Ursache könnte tektonischen Ursprungs sein. So könnte zum Beispiel das Einsetzen der Yanshan-Orogenese ein Grund für die Änderung der Sedimentationsbedingungen gewesen sein. Diese wird laut DARBY (2003) durch eine Umkehr der Paläoströmungsrichtung angezeigt.

Die Zhilou-Formation weist alle Teilablagerungsbereiche auf, wie sie auch in einer oberen Delatabene vorzufinden sind (GALLOWAY & HOBDA, 1996). Fluviale Verteilungskanäle sind hier zwar seltener als in der Yan'an-Formation, jedoch treten sie dennoch auf.

6 Beckenentwicklung

Der Formation eines Aulakogens im späten Proterozoikum und frühen Paläozoikum folgte während der Trias ein Zeit der intensiven Extension, in der mächtige Sedimentfolgen abgelagert wurden (SUN et al. 1989).

Nach ZHOU & DEAN (1998) existierte während des Jura in der Region des Helan Shan ein kleines intermontanes Becken.

Der Zeitpunkt der Entstehung des Helan Shan ist laut DARBY (2003) noch nicht geklärt. Er nennt einen Zeitraum von Trias bis Unterkreide für das Einsetzen der Orogenese (Yanshan-Orogenese), die zur Auffaltung des Helan Shan führte. DARBY (2003) interpretiert eine Änderung der Paläoströmungsrichtung im Mittleren Jura als das Einsetzen der Gebirgsbildung. Hypothesen zum Ursprung des Helan Shan beinhalten die Extension von kontinentaler Kruste, ähnlich wie in der Basin & Range Provinz in den USA (STANLEY, 1994), tektonische Inversion älterer Falten oder *wrench faulting* (DARBY, 2003). DARBY (2003) gibt zu diesem Thema einige Quellen an, jedoch gehen die Meinungen der Autoren sehr auseinander.

KULKE (1994) hingegen bezeichnet das Helan Shan als *intraplate subsidence basin*. Genauere Angaben werden in diesem Werk jedoch nicht gemacht. Die Theorien zur tektonischen Entwicklung in dieser Region sind somit alle sehr unterschiedlich.

Das Nordost-Südwest streichende Helan-Gebirge ist heute Teil eines mobilen Faltengürtels, der den starren Block des Ordos-Massivs umgibt (DARBY, 2003).

In einer sumpfigen-limnischen Umgebung wurden während des unteren Mitteljura mächtige Kohleflöze gebildet (DARBY, 2003).

Kohlen bilden sich unter Einwirkung von Druck und Temperatur aus organischem Material.

Aufgrund der hohen Inkohlungsgrade der vorhandenen Kohlen (siehe Abb. 6.1), müssen die Sedimente der Yan'an-Formation Temperaturen von 100 bis 350°C ausgesetzt gewesen sein (KILLOPS & KILLOPS, 1997; DIESSEL, 1992), die zur Entstehung von Anthraziten nötig sind. Entscheidend ist somit der geothermische Gradient im Sedimentbecken.

Herkunft	Asche (wf%)	%Rr	%Rmax	Kohleart
Flöz 2.2 Rujigou	13,68	2,7	3,2	Anthrazit
Flöz 3 Rujigou	42,34	2,95	3,34	Anthrazit
Flöz 2.1 Gulaben	5,53		7,1	Meta-Anthrazit

Tabelle 6.1: Eigenschaften der Kohlen in Gulaben und Rujigou. Die Daten stammen aus der Analyse von Kohleproben aus Gulaben und Rujigou. Die Untersuchungen wurden von der *Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe* durchgeführt.

Zum geothermischen Gradienten in dieser Region können aufgrund der nur spärlich vorhandenen Literatur keine genauen Angaben gemacht werden.

In Aulakogenen treten Kohlen häufig hinter Transversalbarrensytemen oder in progradierenden Deltasystemen auf. Viele aktive Riftzonen sind durch hohe geothermische Gradienten und magmatische Intrusionen charakterisiert, wodurch auch relativ junge Kohlen hohe Inkohlungswerte erreichen können (GALLOWAY & HOBDA, 1996).

7 Zusammenfassung

Im Norden der Volksrepublik China sind brennende Kohleflöze ein ernstzunehmendes Umweltproblem. Im Rahmen eines BMBF-Projektes, das die Ursachen der Brände untersucht, entstand der Grundgedanke zu dieser Diplomarbeit, den Mittleren Jura im Helan Shan sedimentologisch und faziell zu untersuchen. In einer mitteljurassischen Kohlelagerstätte bei Gulaben in der Inneren Mongolei brennen mehrere Flöze.

Um die Untersuchungen vorzunehmen, wurden zwei sedimentologische Profile aufgenommen und 39 repräsentative Sandsteinbänke beprobt. Diese Profile erstrecken sich durch die mitteljurassische Yan'an- und Zhilou-Formation.

Von diesen Proben wurden Dünnschliffe gefertigt, um diese sedimentpetrographisch zu untersuchen.

Die Untersuchung der Proben ergab, dass es sich bei den auftretenden Sandsteinen um Quarzsandsteine und Subarkosen handelt, deren Komponenten überwiegend aus granitischen und metamorphen Liefergebieten stammen. Eine Änderung des Komponentenbestandes über die Profile hinweg ist nicht erkennbar.

Zudem ist ersichtlich, dass die Sandsteine der Zhilou-Formation stärker verfestigt sind als die der Yan'an-Formation. Die Sandsteine sind schlecht sortiert und ihre Komponenten meist schlecht gerundet. Aufgrund des unreifen Charakters der Gesteine kann man auf ein relativ nahes Liefergebiet schließen. Genaue Aussagen lassen sich leider nicht treffen. Für die Yan'an-Formation könnten Teile des östlich gelegenen Zhuosi Shan als Liefergebiet in Frage kommen. Während des Mittleren Jura änderte sich jedoch die Paläoströmungsrichtung (DARBY, 2003), und die Herkunft der Komponenten lässt sich nicht nachvollziehen.

Anhand der Profile und weiterer Geländemerkmale wurden die Faziesbereiche untersucht. Den auftretenden Gesteinen wurden Lithofaziestypen zugeordnet.

Während des Jura befand sich das Helan Shan auf dem Nordchinesischen Kontinent, wo terrestrische Sedimentationsbedingungen herrschten.

In den aufgenommenen Profilen treten verflochtene Flusssysteme mit Transversalbarren-Ablagerungen auf, sowie Sedimente der Überflutungsebene. In einigen Bereichen herrschte auch ein lakustrines Milieu vor. Die Yan'an-Formation zeichnet sich außerdem durch intensive Kohlebildung aus. In der Zhilou-Formation überwiegen die Sedimente der Überflutungsebene, jedoch wurde die Kohleproduktion eingestellt, was vermutlich auf eine Änderung der Sedimentationsbedingungen zurückzuführen ist. Es treten allerdings häufig Sedimente mit Anzeichen für Bodenbildung auf. Eine mögliche Erklärung für eine Änderung der Sedimentationsbedingungen ist zum Beispiel das Einsetzen der Yanshan-Orogenese und damit verbundene tektonische Hebungen.

Die Faziesinterpretation ergab, dass es sich um die Ablagerungen einer oberen Deltaebene handelt. Die Flüsse mündeten vermutlich in einen See, weshalb man von einem Fan-Delta sprechen muss.

8 Literaturverzeichnis

BING, L. (2001): West China - Ningxia. - 136 S.; China Intercontinental Press.

BGN (1982): Regional Geology Survey Report Zhuosi Shan Area. - Bureau of Geology, Ningxia Hui Autonomous Region (in chinesisich).

BGR (Hrsg.) (2003): China - Kohle. - Rohstoffwirtschaftliche Länderstudien, **26**, 80 S.; BGR (Hannover).

BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1980): Origin of sedimentary rocks.; New Jersey (Prentice Hall).

BLATT, H. (1982): Sedimentary Petrology.- 564 S.; San Francisco (W.H. Freeman).

CASSYAP, S.M. & TEWARI, R.C. (1984): Fluvial Models of the Lower Permian coal measures of Son-Mahanadi and Koel-Damodar Valley basins, India. *in*: RAHMANI, R.A. & FLORES, R.M. (Hrsg.) (1984): Special Publications of the International Association of Sedimentologists. - **7**- Oxford (Blackwell Scientific Publications).

COLLINSON, J.D. (1986): Alluvial Sediments. *in*: READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary Environments and Facies.; Oxford (Blackwell Scientific Publications).

DAI, S., REN, D., TANG, Y., SHAO, L. & LI., S. (2002): Distribution, isotopic variation and origin of sulfur in coals in the Wuda coalfield, Inner Mongolia, China. - International Journal of Coal Geology, **51**: S. 237-250; Amsterdam (Elsevier).

DARBY, B.J. (2003): Mesozoic intraplate deformation in the east Asian collage: the enigmatic northwest Ordos Region, China. - PhD thesis - University of Southern California, USA.

DIAZ, C.M., WAGNER, R.H., PRINS, C.F, GRANADOS, L.F (1983): The Carboniferous of the World. Volume China, Korea, Japan & S. E. Asia IUGS Publications N° 16; S.11-177.; Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras S.A. Instituto Geologico y Minero de Espana.

DIESEL, C.F.K. (1992): Coal-Bearing depositional Systems. 721 S., Berlin (Springer Verlag).

- FEN, M. (1984): The tectonic control for sedimentation of coal-bearing sequences in East China *in*: RAHMANI, R.A. & FLORES, R.M. (Hrsg.): Special Publications of the International Association of Sedimentologists, **7**, S. 375-385; Oxford, (Blackwell Scientific Publications).
- FOLK, R.L. (1974): Petrology of sedimentary rocks. - 182 S. Austin, Texas (Hemphill).
- GALLOWAY, W.E. & HOBDAK, D.K. (1996): Terrigenous Clastic Depositional Systems. - 2. Aufl., 498 S.; 288 Abb., 18 Taf.; Heidelberg (Springer Verlag).
- GOODWIN, A.M. (1991): Precambrian Geology: The Dynamic Evolution of the Continental Crust. - Academic Press.
- HALIK, Ü., SCHULZ, J. & BANDELOW, F.-K. (2003): Land use and socio-economic aspects of the Helan Shan in Ningxia and Inner Mongolia, China. - DMT, Essen.
- HOFMANN, J. (1993): Geomorphologische Untersuchungen zur jungquartären Klimaentwicklung des Helan Shan und seines westlichen Vorlandes (Autonomes Gebiet Innere Mongolei/VR China).- 187 S.; 46 Abb., 87 Photos, 7 Beilagen; Berliner Geographische Abhandlungen.
- KILLOPS, S.D. & KILLOPS, V.J. (1997): Einführung in die organische Geochemie.-229 S.; Stuttgart (Enke)
- KULKE, H. (1994): Regionale Erdöl- und Erdgasgeologie der Erde, Band I: Europa und Asien. - Berlin, (Gebrüder Bornträger).
- LIU, Z. (2003): Ningxia and World (in Chinesisch mit englischer Kurzfassung).
- MCCARTHY, T.S., STANISTREET, I.G., CAIRNCROSS, B.C. (1991): The sedimentary dynamics of active fluvial channels on the Ocampano fan, Botswana. *Sedimentology* **38**: S. 199-255.; Amsterdam (Elsevier).
- MIALL, A.D. (1996): The Geology of Fluvial Deposits. - 565 S., 504 Abb., 30 Tafeln; Berlin (Springer Verlag)
- MORGENSTERN, M. (1993): Hildebrand's Urlaubsführer China. - 6. Aufl., 335 S.; Frankfurt/Main (Karto+Grafik Verlagsgesellschaft mbH).
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstone. - 617 S.; Berlin (Springer Verlag).
- PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C. (1993): Gesteinsbildende Minerale im Dünnschliff. - 233 S., 436 Abb., 22 Tab., 2. Auflage; Stuttgart (Enke Verlag).
- REINECK, H.-E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional Sedimentary Environments. - 2. Aufl., 542 S., 683 Abb.; , Berlin (Springer Verlag).

STANLEY, S. M. (1994): Historische Geologie. - 632 S.; Heidelberg (Spektrum Akademischer Verlag).

SUN, Z., XIE, Q. & YANG, J. (1989): The Ordos Basin-A typical example of an unstable cratonic interior superimposed basin. *in*: ZHOU, X.: Chinese Sedimentary Basins - Sedimentary Basins of the World. Amsterdam (Elsevier).

TUCKER, M.E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrographie. - 265 S.; Stuttgart (Enke Verlag).

WALTER, R. (2003): Erdgeschichte - Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. - 5. Aufl. - 325 S.; Berlin (Verlag Walter de Gruyter).

YANG, Z., LI, Z., QU, L., LU, Z., ZHOU, H., ZHOU, T., LIU, G., LIU, B. & WU, R. (1982): The Triassic of China. - Acta Geologica Sinica - S.1-20.

YANG, Z., CHENG, Y., WANG, H. (1986): The Geology of China - Oxford Monographs on Geology and Geophysics No. 3. - 303 S.; Oxford Science Publications, Oxford (Clarendon Press).

ZHOU, Z. & DEAN, W. T. (Hrsg.) (1996): Phanerozoic Geology of Northwest China. - 316 S.; Peking (Science Press).