

## DISSERTATION

zur Erlangung des akademischen Grades  
Doktor der Naturwissenschaften (Dr. rer. nat.)

am Fachbereich der Geowissenschaften  
der Freien Universität Berlin

### **Sedimentologische und morphologische Untersuchungen an Hochstandssedimenten des Lake Heihai (China) und deren chronostratigraphische Interpretation**

Eingereicht von:

**Dipl.-Geogr. Gregori Locket**

Gutachter:

**Prof. Dr. Bernd Wünnemann,**  
Freie Universität Berlin & Nanjing University

**Prof. Dr. Margot Böse,**  
Freie Universität Berlin



# Inhaltsverzeichnis

<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>IV</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>V</b>
<b>Tabellenverzeichnis</b>	<b>VII</b>
<b>Satellitenbildverzeichnis</b>	<b>VII</b>
<b>1. Kurzzusammenfassung</b>	<b>1</b>
<b>2. Einleitung</b>	<b>3</b>
<b>3. Fragestellung und Aufbau</b>	<b>6</b>
3.1. Morphologie . . . . .	6
3.2. Sedimentologie . . . . .	8
3.3. Chronologie . . . . .	10
<b>4. Untersuchungsgebiet</b>	<b>12</b>
4.1. Lage . . . . .	12
4.2. Klima . . . . .	12
4.3. Tektonik und Geologie . . . . .	16
4.4. Einzugsgebiet und Hydrologie . . . . .	18
4.5. Geomorphologie . . . . .	18
4.6. Vegetation . . . . .	20
4.7. Seecharakteristika . . . . .	20
<b>5. Stand der Forschung</b>	<b>21</b>
5.1. Morphologische Untersuchungen von Seespiegelschwankungen . . . . .	21
5.1.1. Litoral-morphologische Formen . . . . .	21
5.1.2. Ursachen von Seespiegelschwankungen . . . . .	23
5.1.3. Postgenetische Veränderung . . . . .	25
5.1.4. Permafrost . . . . .	26
5.1.5. Historischer Rückblick . . . . .	28
5.2. Sedimentologie . . . . .	30
5.2.1. Korngröße . . . . .	30
5.2.2. Geochemische Zusammensetzung . . . . .	33
5.2.3. Statistik . . . . .	35
5.3. Chronologie . . . . .	37
5.3.1. Bedeutung des Reservoir-effekts . . . . .	37
5.3.2. Methoden der Bestimmung des Reservoir-effekts . . . . .	39
5.3.3. Räumliche und zeitliche Variabilität des Reservoir-effekts . . . . .	40
5.3.4. Datierungsmaterial . . . . .	41
5.3.5. Ursachen des Reservoir-effekts . . . . .	42
5.3.6. Exogene Quellen alten Kohlenstoffs . . . . .	43
<b>6. Methoden &amp; Material</b>	<b>46</b>
6.1. Morphologische Methoden . . . . .	46
6.1.1. Bathymetrisches Tiefenmodell . . . . .	46
6.1.2. Erfassung moderner Seespiegelschwankungen mit Hilfe von fern- erkundlichen Daten . . . . .	46
6.1.3. Kartierung der Hochstandssedimente und der rezenten Ufer- morphologie . . . . .	48

6.1.4.	Vermessung . . . . .	48
6.1.5.	Hot-Spot-Analyse . . . . .	49
6.1.6.	Exkurs: Satellitendaten . . . . .	50
6.1.7.	Exkurs: differentielles GPS . . . . .	52
6.2.	Sedimentanalytik . . . . .	53
6.2.1.	Feldmethoden . . . . .	53
6.2.2.	Probenaufbereitung . . . . .	54
6.2.3.	Korngrößenmessung . . . . .	54
6.2.4.	Mineralbestimmung . . . . .	56
6.2.5.	Elementbestimmung . . . . .	57
6.2.6.	Clusteranalyse . . . . .	58
6.2.7.	Varianzanalyse . . . . .	59
6.2.8.	Faktorenanalyse . . . . .	60
6.3.	Altersbestimmung . . . . .	61
6.3.1.	Probenahme Radionuklide . . . . .	61
6.3.2.	Paläomagnetik . . . . .	63
6.3.3.	Bestimmung des exogenen Karbonateintrags . . . . .	64
<b>7.</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>66</b>
7.1.	Morphologische Geländeaufnahme . . . . .	66
7.1.1.	Bathymetrie . . . . .	66
7.1.2.	Kurzfristige Seespiegelschwankungen . . . . .	67
7.1.3.	Kartierung der aktuellen Ufermorphologie . . . . .	67
7.1.4.	Vermessung . . . . .	69
7.1.5.	Geostatistische Auswertung . . . . .	74
7.2.	Sedimentanalyse . . . . .	75
7.2.1.	Korngröße und Korngrößenklassen . . . . .	75
7.2.2.	Varianzanalyse . . . . .	76
7.2.3.	Mineralogische Zusammensetzung . . . . .	78
7.2.4.	Elementzusammensetzung . . . . .	80
7.3.	Ergebnisse Chronologie . . . . .	82
7.3.1.	<sup>14</sup> C . . . . .	82
7.3.2.	<sup>137</sup> Cs . . . . .	83
7.3.3.	Paläomagnetik . . . . .	86
7.3.4.	Allochthoner Karbonateintrag . . . . .	87
<b>8.</b>	<b>Diskussion</b>	<b>88</b>
8.1.	Litorale Morphodynamik . . . . .	88
8.1.1.	Subaquatische Terrassen . . . . .	88
8.1.2.	Maximale Ausdehnung des Heihai . . . . .	89
8.1.3.	Onshore Terrassen . . . . .	91
8.1.4.	Ursachen der Seespiegelschwankungen . . . . .	95
8.1.5.	Aufbau und Zerfall des Permafrosts . . . . .	98
8.2.	Sedimente . . . . .	102
8.2.1.	Korngröße . . . . .	102
8.2.2.	Geochemischer und mineralogischer Aufbau der Hochstandssedi- mente . . . . .	104
8.2.3.	Faktorenanalyse . . . . .	110
8.3.	Chronologie . . . . .	122
8.3.1.	Ursachen des Reservoireffekts am Heihai . . . . .	122
8.3.2.	Erstellung eines Alters-Tiefen-Modells . . . . .	126
8.3.3.	Finales Alters-Tiefen-Modell . . . . .	130
8.3.4.	Prozessbasierte Chronologie und paläoklimatische Interpretation . . . . .	131
8.3.5.	Abschätzung des Alters der Hochstandssedimente . . . . .	133

<b>9. Zusammenfassung</b>	<b>138</b>
9.1. Zusammenfassung der morphologischen Studien . . . . .	138
9.2. Zusammenfassung der Sedimentanalyse . . . . .	139
9.3. Zusammenfassung der chronologischen Arbeiten . . . . .	140
<b>10. Synthese</b>	<b>141</b>
<b>Literatur</b>	<b>146</b>
<b>A. Appendix</b>	<b>166</b>
A.1. Auswertung der HAR-Klimadaten . . . . .	166
A.2. Messgenauigkeit . . . . .	167
A.2.1. Genauigkeit der Echolotungen . . . . .	167
A.2.2. Genauigkeit der dGPS-Messungen . . . . .	168
A.3. Beschreibung der Sedimentprofile . . . . .	170
A.3.1. P02 . . . . .	170
A.3.2. P03 . . . . .	172
A.3.3. P05 . . . . .	174
A.3.4. P06 . . . . .	176
A.3.5. P08 . . . . .	178
A.3.6. P09 . . . . .	180
A.3.7. P12 . . . . .	182
A.3.8. P14 . . . . .	184
A.4. Analyseergebnisse der Sedimentprofile . . . . .	186
A.4.1. P02 . . . . .	186
A.4.2. P03 . . . . .	187
A.4.3. P05 . . . . .	188
A.4.4. P06 . . . . .	189
A.4.5. P08 . . . . .	190
A.4.6. P09 . . . . .	191
A.4.7. P12 . . . . .	192
A.4.8. P14 . . . . .	193
A.4.9. Einteilung der Korngrößenverteilungen nach EMMA . . . . .	194
A.4.10. Bestimmung der Anzahl der Faktoren . . . . .	196
A.5. Bohrkern . . . . .	198
A.5.1. Profilskizze . . . . .	198
A.5.2. Anpassung der Bohrkern C2 und PG . . . . .	199
A.6. Vermessungsprofile . . . . .	200
A.7. Fototafel: Permafrostspuren im Einzugsgebiet des Heihai . . . . .	206
A.8. Matlabskripte . . . . .	208
A.8.1. Auslesen der Korngrößen und Umrechnung nach DIN EN ISO 14688-1 . . . . .	208
A.8.2. Anpassung der Kerne C2 und PG . . . . .	210
A.8.3. Faktorenanalyse . . . . .	212
A.8.4. Erstellung der hypsometrischen Kurve und Berechnung der Bathy- metrie . . . . .	218
A.8.5. Berechnung der Wasserbilanz . . . . .	219

## Abkürzungsverzeichnis

$\sigma$	Standardabweichung	LS	Landsat
a	Jahr	MAD	Maximum Angular Deviation
AMS	Accelerator Mass Spectrometry	mS	Millisiemens
ANOVA	Analysis of Variance	NASA	National Aeronautics and Space Administration
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer	NDWI	Normalised Difference Water Index
AWI	Alfred Wegener Institut	o.A.	ohne Autor
BP	Before present (= vor 1950)	o.a.S.	oberhalb des aktuellen Seespiegels
cal a	kalibrierte Kalenderjahre	o.J.	ohne Jahr
CIA	Central Intelligence Agency	OES	Optical emission spectrometer
dGPS	differentielles GPS	OSL	Optically stimulated luminescence
DIC	dissolved inorganic carbon	PCA	Principal component analysis
DOC	dissolved organic carbon	PIC	Paritculate inorganic carbon
EDX	Energy Dispersive X-ray Spectroscopy	PIDS	Polarization Intensity Differential Scattering
et al.	et alii	PDB	Pee Dee Belemnite
EMMA	Endmember Modelling Analysis	pMC	Percent modern carbon
ETM (+)	Enhanced Thematic Mapper (plus)	POC	Particulate organic carbon
F	fraction modern carbon	RE	Reservoirereffekt
FA	Faktorenanalyse	REM	Rasterelektronenmikroskop
FU	Freie Universität Berlin	RWTH	Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule
GLIMS	Global Land Ice Measurements from Space	SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
GPS	Global Positioning System	T	Temperatur
HAR	High Asia Refined analysis	Tab.	Tabelle
ICP	Inductively Coupled Plasma	Tiff	Tagged Image File Format
ID	Identifikationscode	TM	Thematic Mapper
K	Kelvin	TP	Qinghai-Tibet-Plateau
ka	Kilo-Jahr (= 1.000 Jahre)	ü. NN	über Normalnull
KG	Korngröße	USGS	United States Geological Survey
KGK	Korngrößenklasse	UTM	Universal Transverse Mercator
KGV	Korngrößenverteilung	VPDB	Vienna Pee Dee Belemnite
KH	Keyhole (Corona Kameratyp)	WGS	World Geodetic System
LGM	Last Glacial Maximum	WRS	Worldwide Reference System
		XRD	X-ray diffraction
		XRF	X-ray fluorescence

## Abbildungsverzeichnis

1. Schaubild zum Aufbau der morphologischen Arbeiten . . . . .	7
2. Schaubild zum Aufbau der sedimentologischen Arbeiten . . . . .	9
3. Schaubild zum Aufbau der chronologischen Arbeiten . . . . .	11
4. Überblick über das Qinghai-Tibet-Plateau . . . . .	12
5. Topographischer Schnitt durch die angrenzenden Nachbarregionen . . . . .	13
6. Temperatur und Niederschlag im Untersuchungsgebiet . . . . .	14
7. Evaporation im Untersuchungsgebiet . . . . .	15
8. Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet . . . . .	16
9. Geologie des Einzugsgebiets . . . . .	17
10. Hydrologie des Einzugsgebiets . . . . .	19
11. Schematische Darstellung einer Flach- und Kliffküste . . . . .	22
12. Verteilung rekonstruierter Seespiegelschwankungen auf dem Qinghai-Tibet-Plateau . . . . .	30
13. Vergleich des Reservoireffekts an verschiedenen Seen auf dem Qinghai-Tibet-Plateau . . . . .	45
14. Überblick über die Position der aufgenommenen Sedimentprofile rund um den Heihai . . . . .	53
15. Überblick über die Position der Proben für die <sup>14</sup> C-Datierungen . . . . .	62
16. Bathymetrie . . . . .	66
17. Vergleich der Seespiegelschwankungen des Heihai und des Kleinen Kusai zwischen 1970-2011 . . . . .	68
18. Kartierung der Küstenformen des Heihai und Überblick über die Position der Vermessungsprofile . . . . .	69
19. Boxplot der gemessenen Terrassenhöhen . . . . .	73
20. Hot-Spot-Analyse der Höhen der Hochstandssedimente um den Heihai . . . . .	74
21. Einteilung der Proben in Korngrößenklassen nach dem k-means Algorithmus . . . . .	75
22. REM-Aufnahme eines Pyrit-Minerals . . . . .	78
23. Interpretation eines repräsentativen XRD-Profiles . . . . .	79
24. XRD-Profil einer analysierten Karbonatkruste . . . . .	79
25. Karbonatkruste an der Oberfläche der anstehenden Seesedimente . . . . .	80
26. Vergleich authigener Dolomite aus der Literatur mit den gefundenen Dolomit-Mineralen am Heihai . . . . .	81
27. Ergebnisse der Radionuklidmessungen. . . . .	83
28. Inklination und Deklination der Paläomagnetikmessungen am Heihai . . . . .	86
29. Ähnlichkeit zwischen Dolomitgehalt und <sup>14</sup> C-Altern . . . . .	87
30. Ergebnisse der Hot-Spot-Analyse. . . . .	90
31. Minimale und Maximale Ausdehnung des Heihai . . . . .	91
32. Niederschlagsentwicklung am Heihai zwischen 2000 – 2010 . . . . .	93
33. Seespiegelveränderung am Kleinen Kusai und Heihai in den Jahren 2002 und 2010 . . . . .	94
34. Maximale Windlaufstrecke, Windgeschwindigkeit und daraus berechnete Wellenhöhe für den Heihai . . . . .	96
35. Zyklischer Ablauf des Verfalls eines Lithalsa . . . . .	101
36. Vergleich der Korngrößenverteilung zwischen Kern PG und den Hochstandssedimenten . . . . .	103
37. Zusammenhang zwischen Ca und Sr und Einfluss der Ca-Konzentration auf die Bildung von Kalzit . . . . .	105
38. Einbau von Mg bei der Kalzit- und Dolomitbildung und Anreicherung von Ca bei gips-/dolomithaltigen Proben . . . . .	106
39. Zusammenhang zwischen Fe, Mn, der Korngröße, Chlorit und Pyrit . . . . .	106
40. Zusammenhang zwischen Na und K sowie zwischen Na und Albit . . . . .	108
41. Zusammenhang zwischen K und K-Feldspat sowie zwischen Ca und P . . . . .	109

42. Zusammenhang zwischen Fe und S sowie zwischen Fe und Pyrit . . . . .	109
43. Faktorwerte der Faktorenanalyse FA-4 am Sedimentprofil P05 . . . . .	116
44. Sauerstoff- und Temperaturmessungen im See . . . . .	125
45. Finales Alters-Tiefen-Modell des Heihai . . . . .	131
46. Karbonatvariation innerhalb der Bohrkerne PG und C2 . . . . .	134
47. Einteilung der Proben nach Korngrößenklasse . . . . .	135
48. Korngrößenveränderung in der obersten Hälfte des Seebohrkerns C2 . . . . .	136
49. Echotmessungen 2011 und 2012 . . . . .	167
50. Profilskizze P02 . . . . .	171
51. Profilskizze P03 . . . . .	173
52. Profilskizze P05 . . . . .	175
53. Profilskizze P06 . . . . .	177
54. Profilskizze P08 . . . . .	179
55. Profilskizze P09 . . . . .	181
56. Profilskizze P12 . . . . .	183
57. Profilskizze P14 . . . . .	185
58. Analyseergebnisse von Profil P02 . . . . .	186
59. Analyseergebnisse von Profil P03 . . . . .	187
60. Analyseergebnisse von Profil P05 . . . . .	188
61. Analyseergebnisse von Profil P06 . . . . .	189
62. Analyseergebnisse von Profil P08 . . . . .	190
63. Analyseergebnisse von Profil P09 . . . . .	191
64. Analyseergebnisse von Profil P12 . . . . .	192
65. Analyseergebnisse von Profil P14 . . . . .	193
66. Korngrößenverteilung der Hochstandssedimente mittels EMMA . . . . .	194
67. Median, Standardabweichung und Schiefe der Korngrößenklassen nach Ein- teilung durch EMMA . . . . .	195
68. Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-1 . . . . .	196
69. Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-2 . . . . .	196
70. Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-3 . . . . .	197
71. Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-4 . . . . .	197
72. Zusammengesetztes Übersichtsfoto der Bohrkerne C2 und PG . . . . .	198
73. Sr-Variation in den Bohrkernen PG und C2 vor und nach der Kernanpassung	199
74. Vermessungsprofile E-1, E-2 und E-3 . . . . .	200
75. Vermessungsprofile N-1, N-2 und N-3 . . . . .	201
76. Vermessungsprofile N-4 und N-5 . . . . .	202
77. Vermessungsprofile W-1, W-2 und W-3 . . . . .	203
78. Vermessungsprofile S-1, S-2 und S-3 . . . . .	204
79. Übersichtsaufnahme und Detailansicht eines Lithalsa im Einzugsgebiet des Heihai . . . . .	206
80. Frostmusterböden und Thufure im Einzugsgebiet des Heihai . . . . .	206
81. Dehnungsrisse durch kryogen induzierte Hebung . . . . .	207
82. Wassergefüllte Thermokarstdepression in den Hochstandssedimenten des Heihai . . . . .	207

## Tabellenverzeichnis

1.	Hauptpeaks der identifizierten Minerale aus den XRD Messungen . . . . .	57
2.	Vergleich der Ausdehnung des Heihai und des Kleinen Kusai in den letzten 40 Jahren . . . . .	68
3.	Ergebnisse der Vermessung der Uferlinien . . . . .	72
4.	Ergebnisse der Varianzanalysen der einzelnen Korngrößenklassen . . . . .	76
5.	Ergebnis der Varianzanalyse zwischen den Hauptkorngrößenklassen . . . . .	77
6.	Ergebnisse der AMS Messungen der Pflanzenfragmente am Heihai . . . . .	84
7.	Vergleich des Höchst- und Tiefststands des Heihai . . . . .	92
8.	Übersicht über die Eingangsdaten der durchgeführten Faktorenanalysen . . . . .	110
9.	Faktorladungen der vier Faktorenanalysen . . . . .	112
10.	Beziehung zwischen Dolomit und den <sup>14</sup> C-Altern in Unit III . . . . .	127
11.	Angenommene Sedimentationsraten der drei Kernabschnitte . . . . .	130
12.	Einordnung der morphologischen und sedimentologischen Befunde der See- genese des Heihai . . . . .	144
13.	Genauigkeit der dGPS-Messungen . . . . .	169

## Satellitenbildverzeichnis

System	Sensor	Auflösung [m]	Szene/ID	Aufnahmedatum
Corona	KH-4b	1,8 x 1,8	1112/2-5	28.11.1970
Landsat	TM	30 x 30	LT51370351991282BJC00	09.10.1991
Landsat	ETM (+)	14,3 x 14,3	LE71370352002240SGS00	28.08.2002
Landsat	ETM (+)	14,3 x 14,3	L513703503520100725	25.07.2010
Quickbird	BGIS 2000	0,7 x 0,7		01/02.2011
SRTM-3	SIR-C	83,2 x 83,2	SRTM3-N35E093	01.02.2000



## 1. Kurzzusammenfassung

Die vorliegende Dissertation wurde im Rahmen des DFG-Projektes "Landscape and Lake-System Response to Late Quaternary Monsoon Dynamics on the Tibetan Plateau – Northern Transect" geschrieben. Sie gliedert sich in das Projekt ein, indem sie die Seespiegelschwankungen des Heihai (eines Sees auf dem nördlichen Tibet-Qinghai-Plateau) genauer untersucht. Dafür wurden morphologische und sedimentologische Arbeiten an den Hochstandssedimenten des Sees durchgeführt und deren Ergebnisse mit Hilfe eines Bohrkern aus der Mitte des Sees in einen chronostratigraphischen Kontext gestellt.

Der tiefste rekonstruierbare Seespiegel des Heihai zeigt sich in einer subaquatischen Terrasse ( $T1_{sub}$ ) in einer Tiefe von -17 bis -18 m und wurde aus einem bathymetrischen Tiefenmodell des Seebeckens (aus 11.564 Echolotmessungen) erstellt. Dieser Stand geht vermutlich auf das Spätglazial/Frühholozän zurück.

Sein höchstes Niveau erreichte der Heihai mit einer Höhe von +5 bis +15 m oberhalb des heutigen Stands in der ersten Hälfte des Holozäns. Die große Unsicherheit bei der vertikalen Verortung rührt daher, dass keine Paläouferlinien des maximalen Seespiegels erhalten waren und daher seine Lage aus den lakustrinen Ablagerungen des Hochstands rekonstruiert werden musste. Erschwerend wirkten sich postgenetische Verstellungen (u.a. durch Periglazialprozesse) auf die Rekonstruktion aus. Die betroffenen Bereiche konnten jedoch mit Hilfe von geostatistischen Analyseverfahren in Verbindung mit einer umfangreichen Uferkartierung identifiziert und so der Schwankungsbereich für den Hochstand eingegrenzt werden.

In den weichen Hochstandsablagerungen hinterließ der See ebenfalls morphologische Spuren, die in 13 Vermessungsprofilen zu vier weiteren Seespiegelständen zusammengesetzt wurden ( $S1/T0 = +0,3$  m,  $T1 = +1,1$  m,  $T2 = +2,2$  m,  $T3 = +3,2$  m). Ein Vergleich von Fernerkundungsdaten der letzten 40 Jahre zeigte, dass der exorheische Heihai nach einem Starkregenereignis (2010), maximal das Level der  $T1$  erreichen konnte, jedoch innerhalb eines halben Jahres auf das Gleichgewichtsniveau zurückkehrte, auf dem er sich heute befindet. Der endorheische Nachbarsee ("Kleiner Kusai") unterlag dagegen stärkeren Schwankungen, die länger anhielten als die des Heihai.

Um die Prozessdynamik, die während und im Anschluss an den Hochstand herrschte, abbilden zu können, wurden Hochstandssedimente aus neun Profilen um den See beprobt und mittels einer Faktorenanalyse ihrer chemischen Zusammensetzung analysiert. Da sich in den Profilen jedoch unterschiedliche Ablagerungsmilieus mischten, wurden die Sedimente zuerst mit einer Clusteranalyse in drei Korngrößenklassen eingeteilt. Dabei bildeten die lakustrinen Schluffe des Hochstands zusammen mit einer Gruppe von terrestrischen San-

den zwei dominante Hauptkorngrößenklassen. Zudem wurden einige Proben als Mischproben identifiziert und einer bimodalen Zwischenklasse ("Transition") zugeordnet. Die Teilmenge der lakustrinen Schluffe wurde mittels XRD-Analyse weiter auf singuläre Mineralbildungen hin untersucht, die die Korrelationen (und damit auch die Faktorenanalyse) beeinträchtigen können. Nach Entfernung der halit-haltigen Proben, sowie der Elemente S (nur durch die Bildung von Gips und Pyrit signalgebend) und P (kein Signalträger), ergaben sich bei der Faktorenanalyse der lakustrinen Ablagerungen drei Elementkombinationen, die stellvertretend für die Ab- und Umlagerungsprozesse im See stehen. Während Ca und Sr die ehemalige endogene Karbonatproduktion widerspiegeln, zeigen die Elemente Na, K und Mg die Remobilisierungsprozesse innerhalb der Sedimente an. Fe und Mn bilden am Heihai einen Faktor, der besonders in Schichtsilikaten angereichert ist und als Indikator für periglaziale Verwitterungsprozesse interpretiert werden kann.

Der Heihai weist einen der höchsten bekannten modernen Reservoireffekte auf dem Qinghai-Tibet-Plateau auf ( $6.465 \pm 75$   $^{14}\text{C}$ -Jahre). Bei der Analyse von 19 Datierungen aus einem Bohrkern zeigte sich, dass der Reservoireffekt im See starken Schwankungen unterlag, welche größtenteils an den exogenen Karbonateintrag gebunden waren. Während in der ersten Phase der Seeentwicklung die Schwankungen des Reservoireffekts vornehmlich durch den Zufluss aus einem Kalksteineinzugsgebiet gesteuert wurden, war es in der Folge die Remobilisierung der kalzithaltigen Hochstandssedimente, die für eine Homogenisierung der  $^{14}\text{C}$ -Alter sorgten. Trotz dieser Einschränkungen konnte, mit Hilfe von  $^{137}\text{Cs}$ - und Paläomagnetik-Messungen, ein Alters-Tiefen-Modell des Bohrkerns erstellt und die Entwicklungsgeschichte des Heihai anhand dieses Modells dargestellt werden. Die terrestrischen Sandablagerungen, die in den Hochstandssedimenten gefunden wurden, konnten dabei als Markerhorizont verwendet werden und weisen auf eine Trockenperiode im Einzugsgebiet des Sees hin, die mit der Ausbildung von Aragonit im Kern einherging. Diese Trockenphase kann um 3,5 ka BP angenommen werden und stellt die zeitliche Mindestgrenze für die Hauptphase der Seeentwicklung dar. Diese fiel vermutlich mit der Ausbildung von Monohydrokalzit im Kern zusammen, was den Höchststand stratigraphisch auf ein Alter zwischen  $4875 \pm 1650$  und  $8.360 \pm 1.650$  cal a BP begrenzt.

## 2. Einleitung

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Projekts "Landscape and Lake-System Response to Late Quaternary Monsoon Dynamics on the Tibetan Plateau - Northern Transect" geschrieben. Ziel dieses Kooperationsprojektes zwischen der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen (RWTH), dem Alfred Wegener Institut Potsdam (AWI) und der Freien Universität Berlin (FU) ist die Rekonstruktion der Landschafts- und Klimaentwicklung auf dem nördlichen Qinghai-Tibet-Plateau (TP) zur Zeit des Quartärs. Im Rahmen der Forschungstätigkeit wurde die Einzugsgebiedsdynamik und Entwicklungsgeschichte zweier Seen (Donggi Cona und Heihai) in der chinesischen Provinz Qinghai untersucht. Diese Arbeit gliedert sich in das Forschungsprojekt ein, in dem die Seespiegelvariationen des Heihai morphologisch und sedimentologisch untersucht wurden sowie eine chronostratigraphische Abschätzung zur Ablagerungsgeschichte des Sees gegeben wurde.

Das Tibetische Hochland gehörte lange Zeit zu einem der wenigen "Weißen Flecken" auf der wissenschaftlichen Landkarte, die nur sehr unzureichend erforscht wurden. In den vergangenen Jahrzehnten ist die Region jedoch immer stärker in den Fokus geowissenschaftlicher Arbeit gerückt. Das liegt zum einen an der zunehmenden Öffnung Chinas zum Westen hin, zum anderen spielt diese Region eine entscheidende Schlüsselrolle für das Verständnis globaler Klimadynamik. Die riesige hochgelegene Landmasse (3 Mio. km<sup>2</sup> auf einer durchschnittlichen Höhe von 4.500 m, vgl. Fu et al., 2005; Royden et al., 2008) gilt als mitverantwortlich für die ausgeprägte Monsunzirkulation in der Region (An, 2000; An et al., 2001). Die Flüsse, die auf dem TP entspringen, werden größtenteils aus monsonalen Niederschlägen gespeist (u.a. Brahmaputra, Huang He, Indus, Mekong, Salween, Yangtze) und versorgen weite Teile Süd- und Südostasiens mit Nutz- und Trinkwasser. Schwankungen der Wasserverfügbarkeit auf dem TP können daher verheerende Dürren oder gewaltige Überschwemmungen zur Folge haben und in diesem dicht besiedelten Raum katastrophalen Schaden anrichten (vgl. u.a. An, 2000; Schwalb et al., 2010).

Durch seine Gletscher ist das TP hinter den Polarregionen der drittgrößter Speicher für Eis auf der Welt und wird daher auch oft als "The third pole" bezeichnet (u.a. Qiu, 2008). In den vergangenen Jahren unterlag es jedoch mit 0,3 °C/Dekade einer rund dreimal höheren Erwärmung als im globalen Durchschnitt (Kehrwald et al., 2008; Qiu, 2008; Wang et al., 2008) und zählt damit zu einer sensiblen Indikatorregion für den rezenten Klimawandel. Paläoklimatische/Paläoumwelt Arbeiten an Eisbohrkernen (Thompson et al., 1989, 2006), Terminalmoränen (Lehmkuhl und Owen, 2005), Baumringen (Hochreuther et al., 2015), Seesedimenten (Gasse et al., 1991;

Herzschuh, 2006; Opitz et al., 2012; Kasper et al., 2012; Yan und Wünnemann, 2014) und Paläouferlinien (Avouac et al., 1996; Schütt et al., 2010; Lockot, 2011) belegen große Schwankungen in der klimatischen Entwicklung während des Holozäns und zeigen eine räumlich stark heterogene Entwicklung der Region. Noch heute sind nicht alle Zusammenhänge bezüglich der Entwicklung der Monsunsysteme und ihren Interaktionen eindeutig geklärt (Thompson et al., 2010; Xu et al., 2007). Damit zählt das TP zu den Kernregionen geowissenschaftlicher Forschung sowohl für den rezenten Klimawandel als auch für das Verständnis globaler Zirkulationssysteme und ihrer holozänen Entwicklung.

Vergangene Klimaschwankungen können jedoch nicht direkt gemessen werden, sondern müssen über Proxys aus Ablagerungen der damaligen Zeit rekonstruiert werden (Cohen, 2003). Paläoklimatische Studien sind demnach auf die Auswertung von Umweltarchiven (Eisbohrkerne, Tropfsteine, Sedimente, Jahresringe von Bäumen etc.) angewiesen. Diese Einzelarchive bieten jedoch nur punktuelle Informationen, aus denen sich lediglich lokale Klimasignale rekonstruieren lassen. Um überregionale Aussagen treffen zu können, die Variationen im Klimasystem aufzeigen, müssen mehrere Archive untereinander verglichen werden. Da Seen weltweit quasi ubiquitär verbreitet sind, werden sie besonders häufig zur Paläoumweltrekonstruktion genutzt (Hou et al., 2012). Ihre Sedimente wurden meist kontinuierlich über das gesamte Holozän abgelagert und anschließend durch die Wasserbedeckung des Sees gegenüber Umlagerungsprozessen und anderen destruktiven Umwelteinflüssen abgeschirmt. Somit stellen sie vergleichsweise gut erhaltene, hochauflösende und kontinuierliche Ablagerungen dar, die wichtige Informationen für einen überregionalen Vergleich bieten können (Gibert et al., 1999; Zhou et al., 2007). Lakustrine Sedimente beinhalten zudem häufig organisches Material, was sie besonders für paläontologische Studien prädestiniert und zugleich auch datierbares Material (für die Altersbestimmung mittels Radiokarbondatierung) bereitstellt (Muhs, 2013). Durch die hohe Anzahl an Seen (1.055 Seen größer als 1 km<sup>2</sup>, vgl. Ma et al., 2011) und den dünnen Besiedlungsgrad ist das Qinghai-Tibet-Plateau ein ausgezeichnetes Untersuchungsgebiet, mit flächendeckend weitgehend ungestörten Seearchiven, die zur Paläoumweltrekonstruktion herangezogen werden können.

Der Wasserhaushalt eines Sees ist stark von den vorherrschenden klimatischen Verhältnissen abhängig. So können Änderungen der klimatischen Parameter zu Seespiegelschwankungen und zu einer Änderung der Sedimentzusammensetzung führen (Jones und Jordan, 2007). Im Umkehrschluss lassen sich aus litoralmorphologischen bzw. sedimentologischen Befunden Erkenntnisse über Änderung der Wasserbilanz gewinnen und damit indirekt auch Aussagen über das Klima ableiten.

Die Interpretation der lakustrinen Sedimente kann jedoch mitunter sehr komplex werden, da im Rahmen der Sedimentkaskade diverse Prozesse an der Ablagerung beteiligt sind (Verwitterung, Umlagerung, Transport, Durchmischung, Umformung, Diagenese etc.) und sich die spezifischen Signale mit dem der Herkunftslithologie vermischen (Ijmker et al., 2012). Daher sollten, bei der Untersuchung von See-archiven, zuerst die komplexen Feedbackmechanismen, die zwischen dem See und seinem Einzugsgebiet bestehen, erforscht und verstanden werden.

Am Heihai zeigt sich die Interaktion zwischen See und Einzugsgebiet besonders deutlich im Bereich der trockengefallenen Seefläche, die zur Zeit des Höchststands noch von Wasser bedeckt war. Die lakustrinen Ablagerungen treten in Satelliten-aufnahmen deutlich als hell-weiße Flächen hervor, die sich scharf zu den umliegenden alluvialen Sedimenten abgrenzen. Sie machen rund 70% der rezenten Seefläche aus (ca. 28 km<sup>2</sup>) und wurden während des Höchststands des Sees abgelagert. Anschließend wurden die Hochstandssedimente durch die Ausbildung von Permafrost im Boden gegenüber dem umliegenden Gelände angehoben, was vermutlich eine Blockierung des ehemaligen Hauptzuflusses zur Folge hatte. Dieser musste seinen ursprünglichen Verlauf ändern und teilt sich heute in einen nördlichen und südlichen Ast, bevor er in den See einmündet. Durch die periglazial-induzierte Hebung sind die lakustrinen Sedimente heute verstärkt den destruktiven Kräften fluvialer und litoraler Erosion ausgesetzt und werden zunehmend in den See zurückgeführt. Dieses Recycling der alten Seeablagerungen spielt eine wichtige Rolle im modernen Sedimentbudget des Heihai. Die Hochstandssedimente bestehen aus relativ feinem Lockermaterial, so dass sich die Wellen von der Seeseite relativ leicht in die weichen Ablagerungen einschneiden können. Somit stellen sie zudem wichtige morphologische Archive dar, in denen deutliche Spuren vergangener Seespiegelstände zu erkennen sind.

Die paläohydrologische Bedeutung der Hochstandssedimente sowie ihre Position im Interaktionsfeld zwischen See und Einzugsgebiet verdeutlichen ihre Relevanz für ein umfassendes Prozessverständnis am Heihai. Daher wurden sie in dieser Arbeit mit einem kombinierten Ansatz aus sedimentologischen und morphologischen Analysen untersucht. Zudem erfolgte eine chronostratigraphische Integration der lakustrinen Ablagerungen in ein Alters-Tiefen Modell.

### 3. Fragestellung und Aufbau der Arbeit

#### 3.1. Morphologie

Bei der Rekonstruktion von Hoch- und Tiefstandsphasen an Seen sind fossile Uferlinien von besonderem Interesse, da sie die ehemalige Höhe des Seespiegels im Gelände abbilden. Aus ihnen kann nicht nur die Existenz eines erhöhten (oder geringeren) Seespiegels nachgewiesen werden, sondern auch qualitative Aussagen über Fläche und Volumen des einstigen Sees getätigt werden (Sack, 2001). Somit können Änderungen in der Wasserverfügbarkeit des Sees leicht quantifiziert werden und erlauben u.a. die Modellierung von Paläo-Wasserbudgets (z.B. Avouac et al., 1996). Auch für den Heihai sollen daher Seespiegelschwankungen dokumentiert und analysiert werden. Dabei wurde folgenden Fragen nachgegangen:

- Wie hoch war der höchste Seespiegelstand des Heihai?
- Gibt es neben dem Höchststand andere morphologische Hinweise auf vergangene Seespiegelstände und können diese Niveaus in eine relative zeitliche Abfolge gebracht werden?
- Wie stark sind moderne Seespiegelschwankungen einzuschätzen?

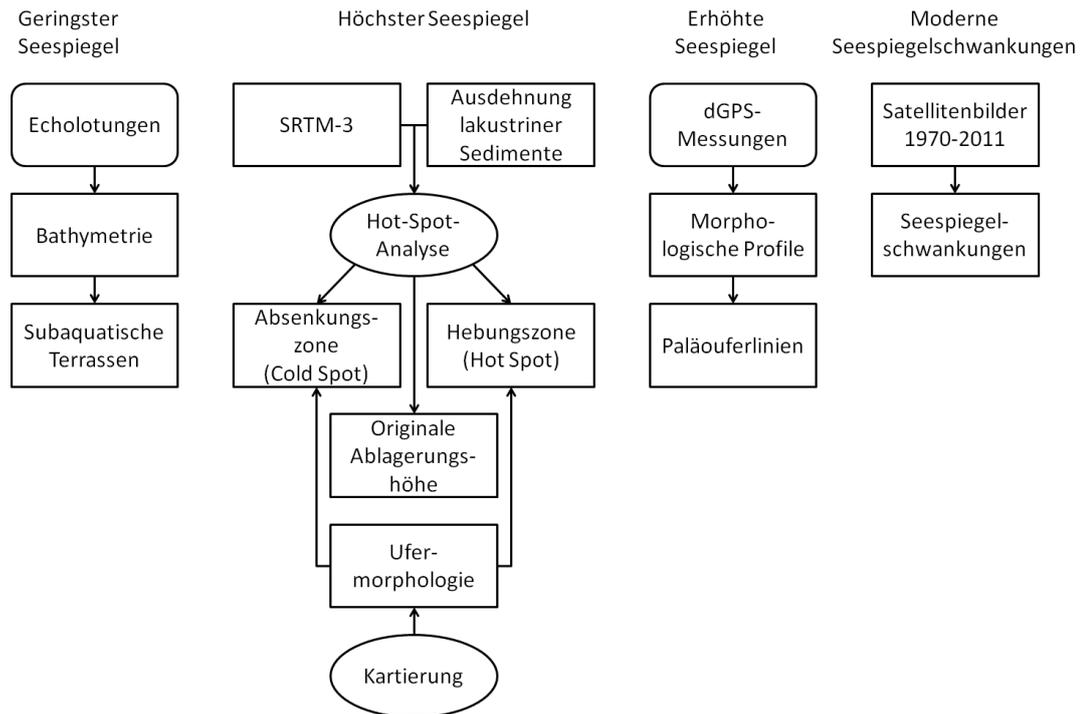
Der ehemalige Seespiegelhöchststand des Heihai ist durch helle, karbonathaltige Sedimente charakterisiert, welche oberhalb des heutigen Seespiegels abgelagert wurden und gut auf Satellitenbildern zu erkennen sind. Ihre Höhe wurde durch die Auswertung eines digitalen Geländemodells (SRTM-3) erfasst und mittels einer statistischen Raumanalyse (Hot-Spot-Analyse) auf mögliche Variationen hin untersucht (Kap. 7.1.5 und 8.1.2). Hebungs- und Absenkungsbereiche innerhalb der Hochstandssedimente wurden anschließend mit Kartierungsbefunden aus dem Feld verglichen (Kap. 7.1.3).

Um Hinweise auf weitere vergangene Seespiegelstände zu erhalten, wurde das moderne litoral-morphologische Inventar des Sees mittels dGPS (differentielles GPS) vermessen (Kap. 7.1.4) und auf Paläouferlinien hin untersucht (Kap. 8.1.3). Zur Erfassung der tieferen Seespiegel wurden Echolotungen auf dem See durchgeführt und daraus ein bathymetrisches Modell des Seebeckens erstellt (Kap. 7.1.1). Mit Hilfe dieses Modells konnten subaquatische Terrassen identifiziert (Kap. 8.1.1) und die Berechnung der Volumenänderung für die rekonstruierten Seespiegelstände ermöglicht werden.

Da jeder See unterschiedlich stark auf Änderungen seiner Wasserbilanz reagiert, sind ebenfalls die modernen Schwankungen des Sees von Interesse. Um diese aufzuzeigen, wurde ein fernerkundliches Monitoring aus Satellitenaufnahmen der

letzten 40 Jahre durchgeführt (Kap. 7.1.2) und die Seespiegelschwankungen des Heihai mit denen seines Nachbarsees ("Kleiner Kusai") verglichen.

In der abschließenden Diskussion wurde eine relative Abfolge der rekonstruierten Seespiegel erstellt und mögliche Ursachen der Seespiegelschwankungen diskutiert (Kap. 8.1.4). Da für die rezente Ufer-Morphologie des Sees die Permafrost-dynamik eine wichtige Rolle spielt, fand die Entstehung und der Zerfall der periglazialen Formen besondere Berücksichtigung (Kap. 8.1.5).



**Abb. 1:** Schaubild zum Aufbau der morphologischen Arbeiten.

### 3.2. Sedimentologie

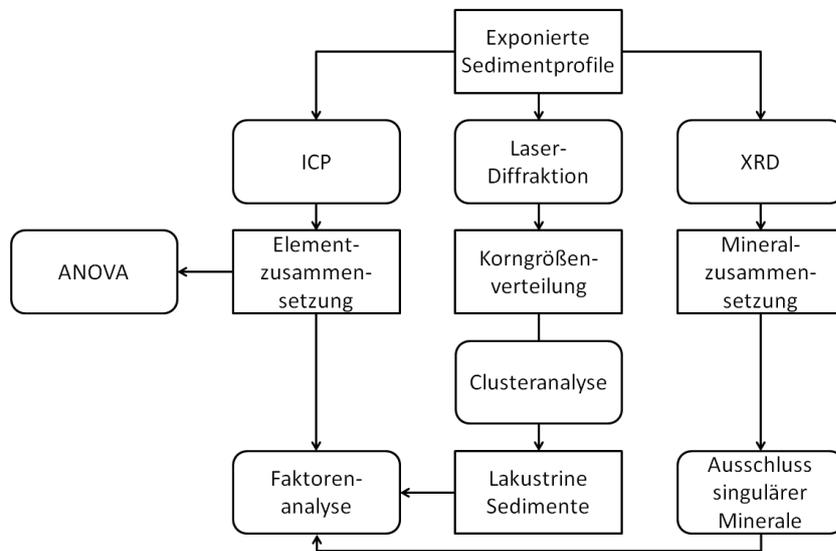
Lakustrine Sedimentablagerungen sind rund um den Heihai zu finden. Sie zeugen von einem höheren Seespiegel und können daher Einsicht in die Umweltbedingungen geben, die während dieses Hochstands geherrscht haben bzw. Aufschluss über die Prozesse geben, die nach der Ablagerung wirkten. Eine geochemische Analyse der Sedimente soll daher das Verständnis über die Ablagerungsdynamik schaffen und orientiert sich an folgenden Leitfragen:

- Aus welchen Bestandteilen sind die Hochstandssedimente aufgebaut?
- Welche Prozesse bzw. Prozessgruppen waren für den Aufbau der Sedimente verantwortlich bzw. überprägten ihre Zusammensetzung postsedimentär?

Zur Beantwortung dieser Fragen wurden acht Profile aus dem Bereich der Hochstandssedimente beprobt und ihre Elementzusammensetzung mittels ICP erhoben (Kap. 7.2.4 und Kap. 8.2.2). Um die Prozesse hinter dem Zusammenspiel der Elemente zu ergründen, wurde eine Faktorenanalyse auf Grundlage der Elementzusammensetzung durchgeführt (Kap. 8.2.3). Dafür mussten jedoch, in einem ersten Schritt, die rein lakustrinen Sedimente von den Proben getrennt werden, die unter anderen Bedingungen abgelagert wurden. Um diese Trennung zu erreichen, wurden die Korngrößenverteilungen der Einzelproben gemessen und anschließend mittels einer Clusteranalyse in Ablagerungsklassen unterteilt (Kap. 7.2.1 und Kap. 8.2.1). Die Auswirkung des ablagerungsbedingten Korngrößeneffekts auf die Elementzusammensetzung wurde in den Ablagerungsklassen jeweils mit einer Varianzanalyse evaluiert (Kap. 7.2.2).

Singulär auftretende Minerale können durch Anreicherung bestimmter Elemente zu Scheinkorrelationen innerhalb der Elementverhältnisse und damit ebenfalls zu einer Verfälschung der Ergebnisse der Faktorenanalyse führen kann. Um dies auszuschließen und die erhobenen Elementdaten besser interpretieren zu können, wurden exemplarisch XRD-Messungen durchgeführt (Kap. 7.2.3) und damit die Proben identifiziert, deren Mineralkompositionen Ausreißer aufwiesen (Kap. 8.2.3, Auswahl der Elemente).

Die abschließende statistische Auswertung mittels Faktorenanalyse erfolgte an verschiedenen Teilmengen des Datensatzes, deren Ergebnisse untereinander verglichen wurden, um Unsicherheiten durch oben genannte Phänomene aufzuzeigen (Kap. 8.2.3, Vergleich der verschiedenen Faktormodelle). Die resultierenden Faktoren wurden im Rahmen möglicher, der Ablagerung zu Grunde liegender, Prozesse diskutiert (Kap. 8.2.3, Die robusten Faktoren).



**Abb. 2:** Schaubild zum Aufbau der sedimentologischen Arbeiten.

### 3.3. Chronologie

Um den sedimentologischen und morphologischen Untersuchungen einen zeitlichen Rahmen zu geben, soll in einem dritten Teil dieser Arbeit der Frage nachgegangen werden, zu welcher Zeit sich der Hochstand des Heihai etablieren konnte<sup>1</sup>. Zu diesem Zweck wurde ein umfassender Datensatz an Radiokarbondatierungen erstellt. Diese Datierungsart stellt am Heihai jedoch eine besondere Herausforderung dar, da der See durch sein heterogenes Einzugsgebiet aus karbonathaltigem und karbonatfreiem Gestein vermutlich wechselnden Phasen von unterschiedlich starkem Karbonateintrag unterlag. Abhängig von der Menge und der Aktivität des eingetragenen Kohlenstoffs aus allochthonen Karbonaten ist auch von einer Variation des Reservoireffekts (RE) in den <sup>14</sup>C-Datierungen auszugehen. Zwar erkennen die meisten Studien zu diesem Thema den Eintrag "alten" Kohlenstoffs aus fossilen Karbonaten als hauptverantwortlich für einen hohen Reservoireffekt an, jedoch wurden variable Kohlenstoffquellen in diesem Zusammenhang bisher nur unzureichend diskutiert. Um den Sedimenten des Hochstands eine verlässliche Chronologie zu geben, ergeben sich demnach folgende Leitfragen:

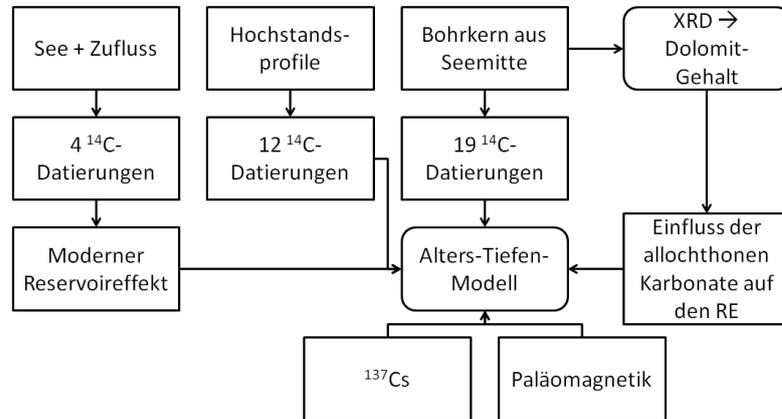
- Zu welcher Zeit bildete sich der Hochstand am Heihai?
- Ist eine Änderung des Reservoireffekts durch unterschiedlich starken Karbonateintrag aus verschiedenen Quellen zu beobachten?

Zur Beantwortung dieser Fragen wurde an einer Parallelbohrung aus der Mitte des Sees eine durchgängige absolute Chronologie erstellt (Kap. 8.3.2 und Kap. 8.3.3). Diese basiert auf den Datierungsmethoden <sup>14</sup>C (Kap. 7.3.1), <sup>137</sup>Cs (Kap. 7.3.2) und Paläomagnetik (Kap. 7.3.3). Der moderne Reservoireffekt wurde durch die Datierung rezenter Materials abgeschätzt.

Um die mögliche Verbindung zwischen dem Reservoireffekt und dem allochthonen Karbonateintrag zu untersuchen, wurde der Dolomitgehalt des Kerns mittels XRD erfasst (Kap. 7.3.4) und anderen potentiellen Ursachen der Altersschwankungen in den Datierungen gegenübergestellt (Kap. 8.3.1). In einem abschließenden Schritt wurden die Ablagerungen der Hochstandssedimente stratigraphischen Schichten im Bohrkern zugeordnet und über das erstellte Alters-Tiefen-Modell zeitlich eingegrenzt (Kap. 8.3.4).

---

<sup>1</sup>Der chronologische Teil dieser Arbeit entstammt größtenteils einem Manuskript, das bei der Zeitschrift "Radiocarbon" publiziert wurde (Lockot et al., 2015).

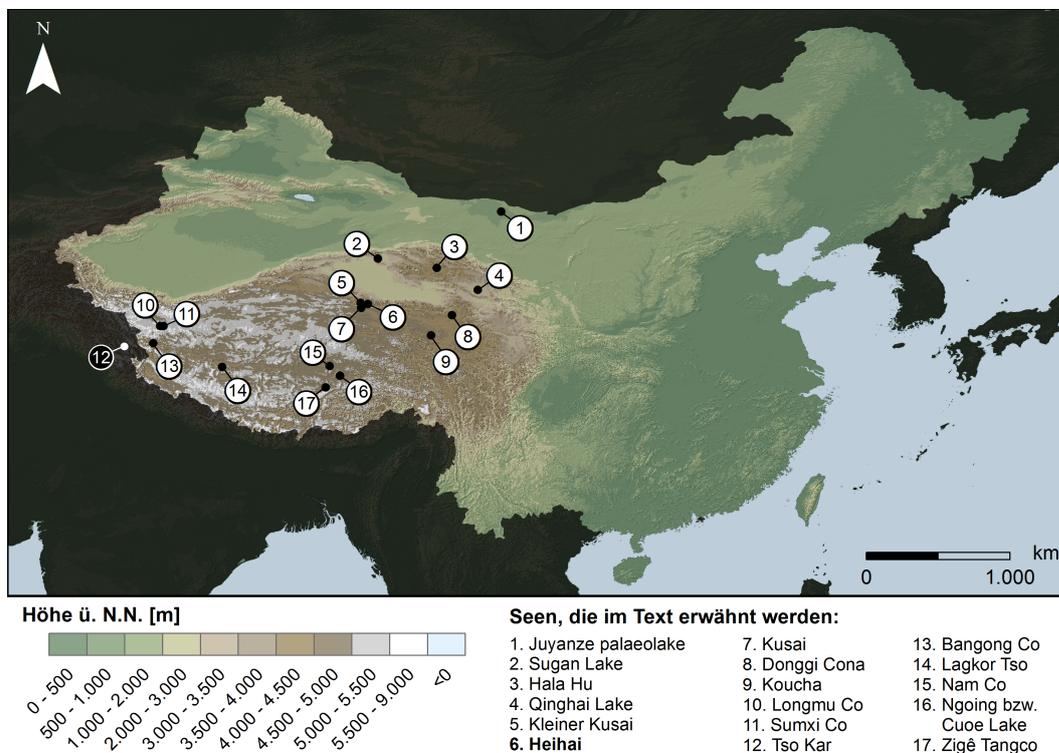


**Abb. 3:** Schaubild zum Aufbau der chronologischen Arbeiten.

## 4. Einführung in das Untersuchungsgebiet

### 4.1. Lage

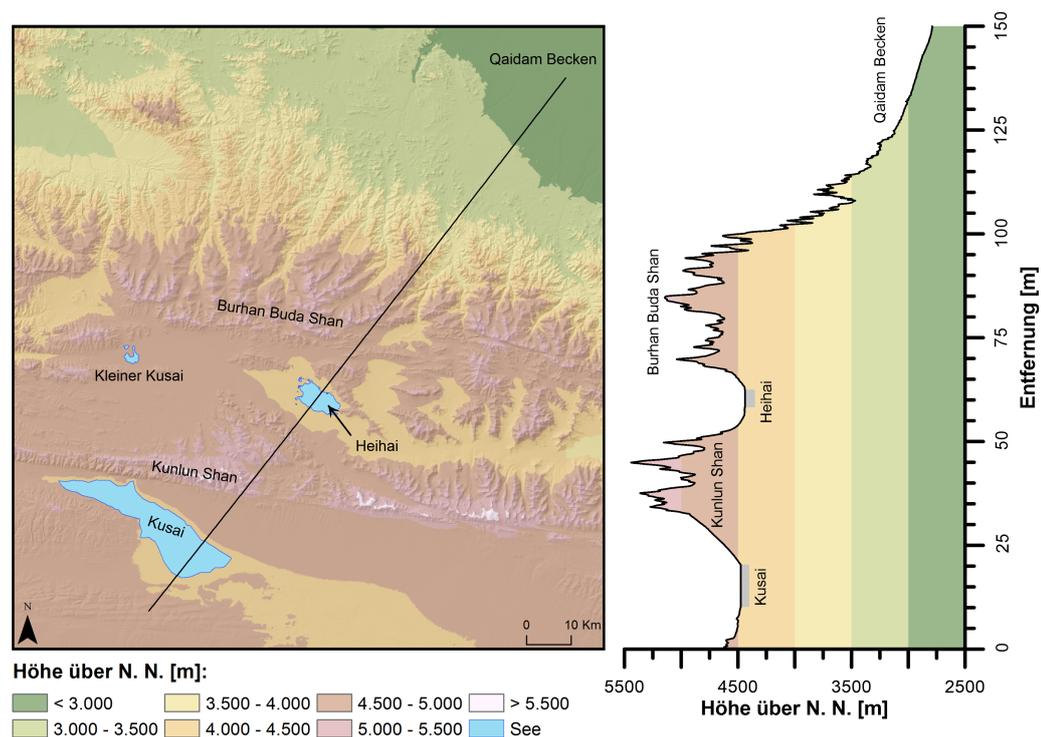
Der Heihai (chin.: schwarzes Meer) liegt am nördlichen Rand des Qinghai-Tibet-Plateaus bei 36°N und 93,25°O auf ca. 4.500 m über Normalnull (s. Abb. 4). Politisch gehört der See zur Großgemeinde Golmud, Bezirk Heixi in der Provinz Qinghai. Nur ca. 70 km nördlich des Sees erstreckt sich das Qaidam Becken, in dem sich auch der Regierungssitz der Region, die Stadt Golmud, befindet. Trotz der relativ kurzen Entfernung zur Stadt liegt diese rund 1.700 m tiefer als der Heihai (auf 2.800 m ü. N.N.), was die Randlage des Sees auf dem Tibet-Plateau deutlich macht (s. Abb. 5).



**Abb. 4:** Überblick über die in der Arbeit erwähnten Seen auf dem Qinghai-Tibet-Plateau. Höheninformation: SRTM-3.

### 4.2. Klima

Die Charakterisierung der klimatischen Parameter erfolgte auf Grundlage der High Asia Refined Analysis Daten (HAR, s. Appendix A.1 und Maussion et al., 2014), welche freundlicherweise von Dieter Scherer und Fabien Maussion (TU Berlin) für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden. Die durchschnittliche Jahrestemperatur am Heihai beträgt -8°C. Der Januar ist mit einer durchschnittlichen Tem-

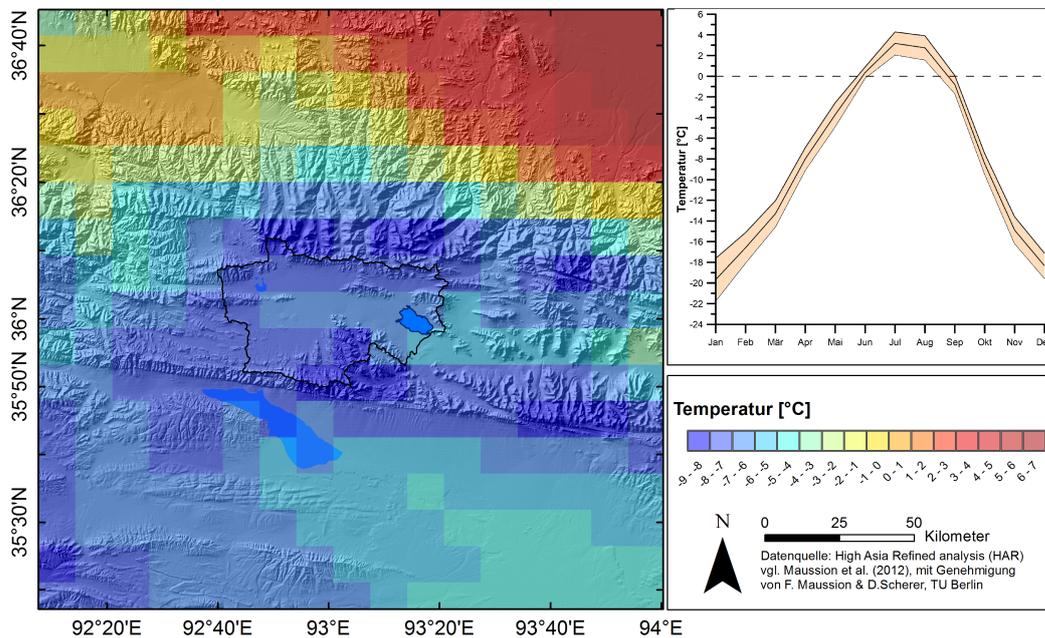


**Abb. 5:** Topographischer Schnitt vom Qaidam Becken (NO) bis zum Kusai Lake (SW). Höheninformation: SRTM-3.

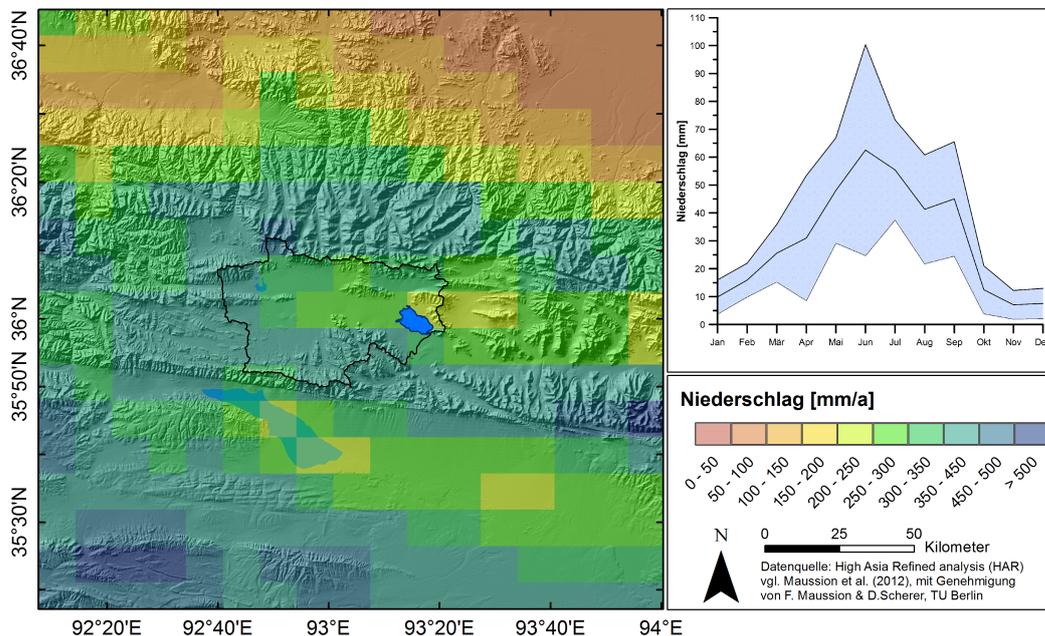
peratur von  $-19^{\circ}\text{C}$  der kälteste Monat. Im Jahrgang folgt ein kontinuierlicher Temperaturanstieg bis die höchsten durchschnittlichen Temperaturen mit  $+3^{\circ}\text{C}$  im Juli/August erreicht werden. Anschließend fällt die Temperatur wieder stetig ab. Trotz der geringen Durchschnittstemperaturen ist der See zwischen Mai und Oktober eisfrei. Im Einzugsgebiet des Heihai und der umgebenen Regionen ist ein deutlicher Höheneffekt zu beobachten, durch den tieferliegende Gebiete (wie z.B. das südliche Qaidam Becken) eine rund  $10^{\circ}\text{C}$  wärmere jährliche Durchschnittstemperatur aufweisen als der Heihai, während die höher gelegenen angrenzenden Bergketten mit  $-9^{\circ}\text{C}$  eine leicht geringere durchschnittliche Jahrestemperatur zeigen (s. Abbildung 6).

Die durchschnittliche Niederschlagssumme am Heihai beträgt  $360\text{ mm/a}$ . Sie ist jedoch nicht gleichmäßig auf das Jahr verteilt. In der Zeit zwischen Mai und September fallen rund 70% des Niederschlages, wobei der Juni mit  $60\text{ mm}$  der niederschlagsreichste Monat ist. Das Intervall von November bis Januar ist mit unter  $10\text{ mm}$  die trockenste Zeit im Jahr. Auch bei der Niederschlagsverteilung ist der Höheneffekt zu erkennen, so zeigt das südliche Qaidam Becken trockenere Bedingungen (ca.  $50\text{ mm/a}$ ), während die Bergketten um den Heihai durch Steigungsregen mehr Niederschlag (ca.  $450\text{ mm/a}$ ) erhalten (s. Abbildung 6).

### Mittlere jährliche Durchschnittstemperatur zwischen 2001-2011

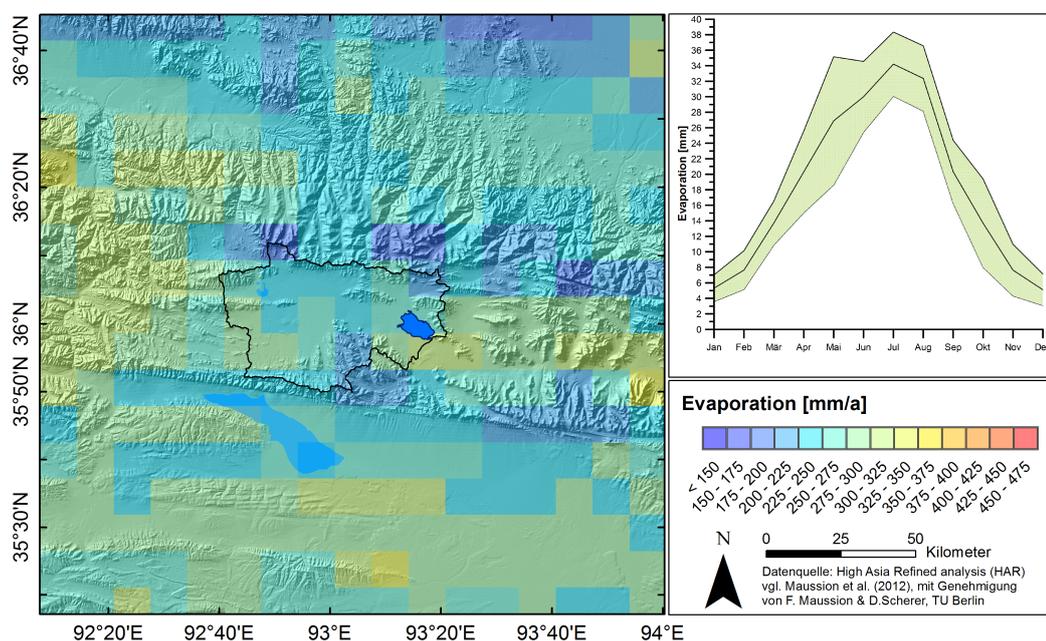


### Mittlerer jährlicher Niederschlag zwischen 2001-2011



**Abb. 6:** Temperatur- und Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet (links). Die schwarze Linie begrenzt das Einzugsgebiet des Heihai. Das Diagramm (rechts) zeigt Mittelwert  $\pm \sigma$  der monatlichen Temperatur bzw. Niederschlagswerte aus der Zeitreihe 2001-2011 am See. Datengrundlage: HAR-Daten (Maussion et al., 2014).

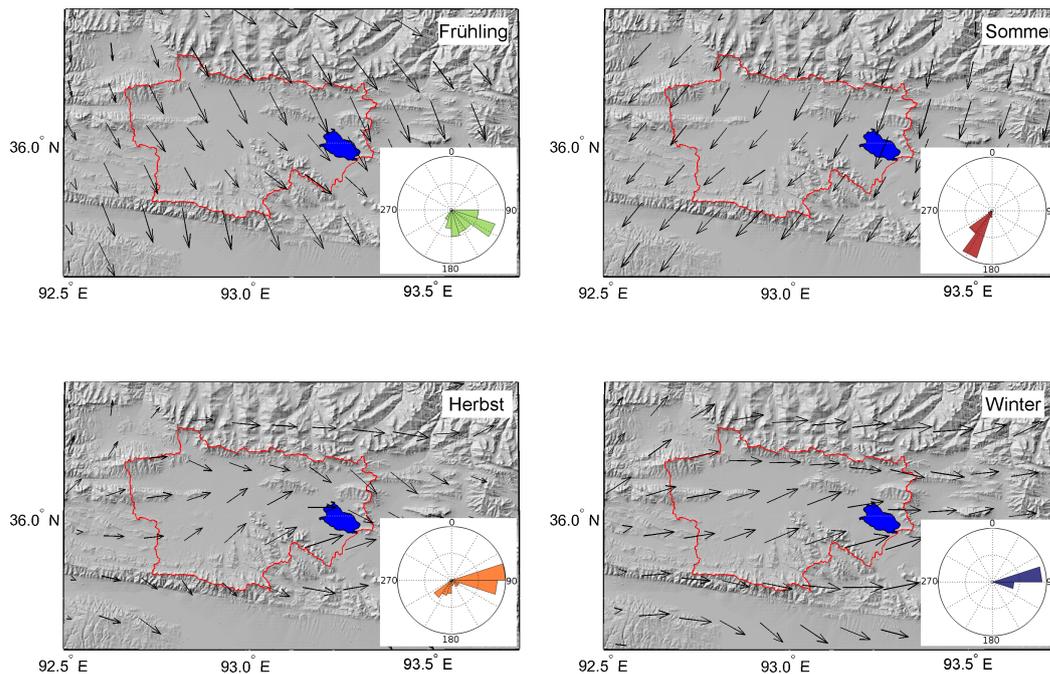
## Mittlere jährliche Evaporation zwischen 2001-2011



**Abb. 7:** *Evaporation im Untersuchungsgebiet (links). Die schwarze Linie begrenzt das Einzugsgebiet des Heihai. Das Diagramm (rechts) zeigt Mittelwert  $\pm \sigma$  der monatlichen Evaporationswerte aus der Zeitreihe 2001-2011 am See. Datengrundlage: HAR-Daten (Maussion et al., 2014).*

Aufgrund der Höhenlage und der damit gesteigerten Evaporation verdunstet jedoch ein Großteil des gefallenen Niederschlags wieder. So beträgt die durchschnittliche jährliche Summe der Evaporation 217 mm/a, was rund 66% des gefallenen Niederschlags gleichkommt. Daraus ergibt sich für den Heihai ein effektiver Niederschlag von 150 mm/a (vgl. Appendix A.1). Der Jahresgang der Evaporation ist eng an den Verlauf der Temperatur gebunden, mit den höchsten Werten (30 – 35 mm) zwischen Mai und August und den geringsten Werten (5 mm/a) im Winter (s. Abbildung 7).

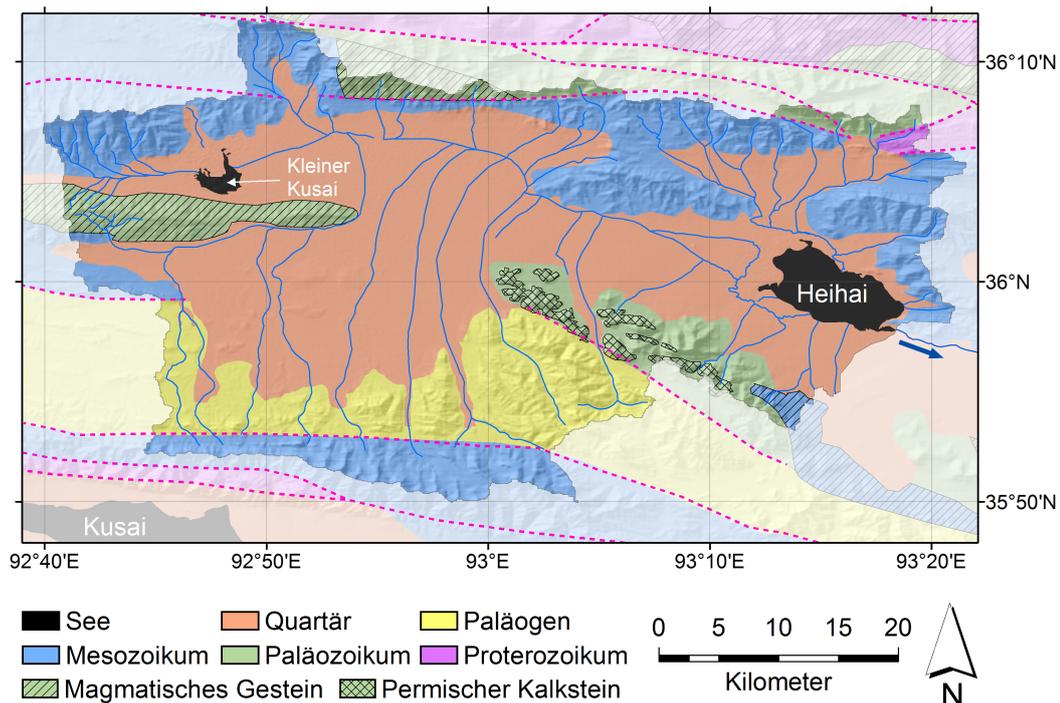
In den Frühlingsmonaten (März, April, Mai) dominieren Nordwest-Winde das Einzugsgebiet des Heihai, welche sich im Jahresgang leicht ostwärts orientieren, so dass in den Sommermonaten Juni bis August hauptsächlich Nord- und Nordostwinde wehen. In der zweiten Jahreshälfte sind Westwinde vorherrschend. Die Durchschnittsgeschwindigkeit der Winde schwankt zwischen März und November kaum merklich zwischen 2 – 3 m/sek. Im Winter erreichen sie jedoch im Schnitt 5 m/sek. und eine maximale Durchschnittsgeschwindigkeit von 8 m/sek. (s. Abb. 8).



**Abb. 8:** Saisonale Änderung der Windverhältnisse im Untersuchungsgebiet. Die Rosendiagramme fassen die dominante Windrichtung am See zusammen. Datengrundlage: HAR-Daten (Maussion et al., 2014).

### 4.3. Tektonik und Geologie

Der Heihai liegt nördlich der Kunlun-Verwerfung, einer der großen Hauptverwerfungen des Tibet-Plateaus. Diese verläuft nahe dem Untersuchungsgebiet zwischen 92 und 94  östlicher Länge in ONO-SWS Richtung. Auf ihrer Gesamtlänge von insgesamt 1.600 km entstanden durch den sinistalen (links-lateralen) Versatz der Störung zahlreiche "pressure ridges" (Pressr cken) und rhombische "pull-apart basins" (Aufrei becken) (Fu und Awata, 2007). Zu letzteren gehören u.a. die Seen Kusai (35,7 N; 98,8 O) und Donggi Cona (35,2 N; 98,5 O). Basierend auf geologischen und geomorphologischen Untersuchungen (Van der Woerd et al., 2000, 2002; Fu et al., 2005) und Versatzmessungen mittels GPS (Wang et al., 2001; Zhang et al., 2004) wird von einer Versatzrate der Kunlun-Störung von durchschnittlich 10 mm/a ausgegangen. Das erste Einsetzen der sinistralen Bewegung der Kunlun-Verwerfung fand im Spät-Miozän um  $10 \pm 2$  Ma statt (vgl. Fu und Awata, 2007 und darin enthaltene Diskussion). Dieser Zeitpunkt gilt als tektonische Aktivphase auf dem nördlichen Tibet-Plateau und kann als Beginn der Beckenformung des Heihai angesehen werden. Form und Bathymetrie des Heihai sprechen jedoch gegen eine intensive Beteiligung tektonischer Prozesse bei der Genese des Seebeckens (s. Kap. 7.1.1 und Abb. 16), so dass der See eher als Schwemmf chersee angesehen werden muss.



**Abb. 9:** Geologie des Einzugsgebiets basierend auf Pan et al. (2004) und Fu und Awata (2007). Die Hauptverwerfungen ist in rosa eingezeichnet.

Im Süden wird das Einzugsgebiet des Heihai durch die Gebirgskette des Kunlun Shan begrenzt. Diese erreicht im Untersuchungsgebiet eine maximale Höhe von 5.700 m ü. NN und ist aus der triassischen Gangde Formation aufgebaut, welche in dieser Region größtenteils aus grauem bis grau-grünem Sandstein, Schiefer und Basalt besteht (Fu und Awata, 2007, Abb. 9, hellblau). Vorgelagert ist ein Ausläufer aus Konglomeraten, Tonstein, Sandstein und Schiefer aus der Zeit des Miozän/Oligozän (Abb. 9, gelb). Zum Seebecken hin schließt sich ein weiterer Vorläufer der Kunlun-Kette aus paläozoischem Schiefer und Sandstein an (Abb. 9, grün), in dem eine permische Kalksteinformation (Abb. 9, Kreuzschraffur) eingelagert ist (Pan et al., 2004).

Die Gebirgskette des Burhan Buda Shan begrenzt das Einzugsgebiet des Heihai nach Norden. Sie erreicht im Untersuchungsgebiet eine maximale Höhe von 5.400 m ü. NN und besteht aus ordovizisch-silurischen Schluffstein, Quarzen und Sandstein (Abb. 9, grün) sowie einigen spätpaläozoischen magmatischen Ausbissen (Abb. 9, grün, schraffiert). Im nordöstlichen Einzugsgebiet des Heihai finden sich räumlich begrenzt meso-/ neoproterozoische Metamorphite (Abb. 9, lila). Zum See hin schließen sich größtenteils mesozoische klastische und kieseliges Sedimentgesteine, Schiefer, Marmor und Vulkanite aus Jura und Trias an (Abb. 9, blau). Große

Teile des Einzugsgebiets sind mit holozänen Sedimenten bedeckt (Abb. 9, orange). Diese sind vor allem alluvialen, äolischen und fluvialen oder lakustrinen Ursprungs (Pan et al., 2004).

### 4.4. Einzugsgebiet und Hydrologie

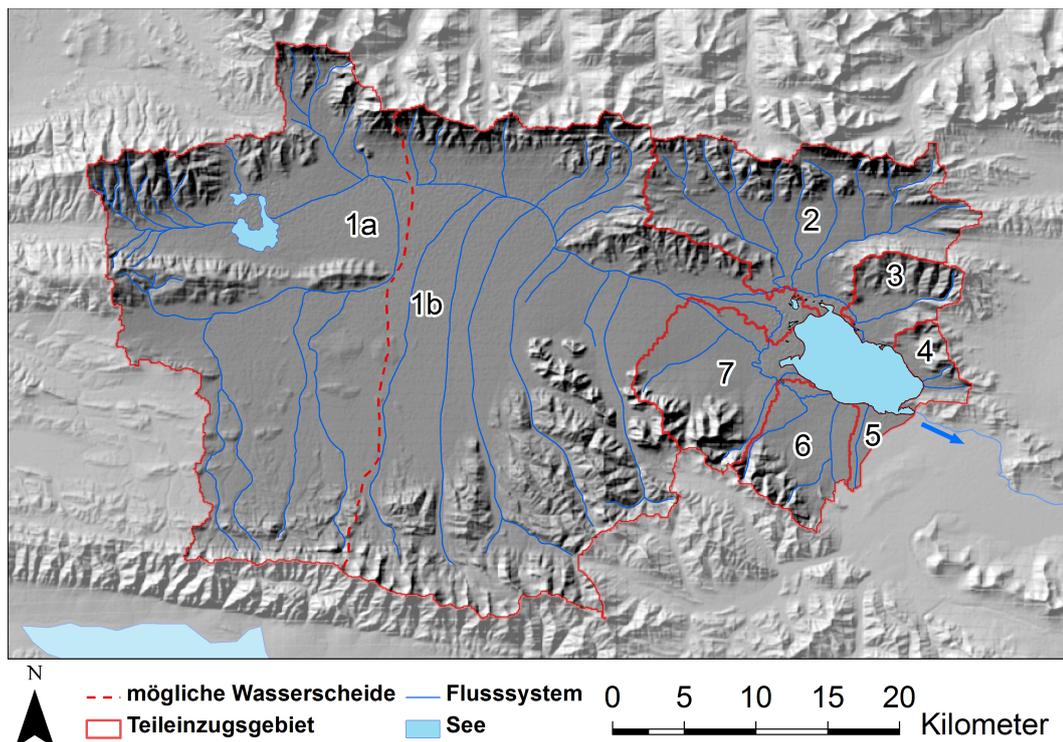
Der Heihai besitzt eine Ausdehnung von 9 km in nordwestlich-südöstlicher Richtung und erstreckt sich ca. 5 km nach Nordost-Südwest. Die aktuelle Seefläche beträgt 39 km<sup>2</sup> und macht damit rund 2,5% der Fläche des Einzugsgebiets von insgesamt 1.600 km<sup>2</sup> aus. Das Einzugsgebiet ist in seiner Flächenverteilung heterogen aufgebaut und wird von einem großen Teileinzugsgebiet im Westen dominiert, welches mit 1.180 km<sup>2</sup> rund 75% der Gesamtfläche einnimmt und ganzjährig Abfluss generiert. Rezent entwässert dieses Teileinzugsgebiet jedoch nicht komplett in den Heihai. Ein Teil des Abflusses (rund 30%)<sup>1</sup> wird in den westlich angrenzenden "Kleinen Kusai" abgeführt. Die rezente Wasserscheide zwischen beiden Systemen liegt auf einer großen Schwemmebene (Abbildung 10, gestrichelte Linie) und hat sich mit der Zeit je nach Aktivität des Schwemmfächers verlagert. Unter modernen Bedingungen liegt der Kleine Kusai etwa 100 Höhenmeter oberhalb des Heihai. Daher ist nicht auszuschließen, dass einmal eine direkte Verbindung zwischen den beiden Seen bestand, so dass der komplette Abfluss aus dem Westen in den Heihai gelangte. Neben dem großen westlichen Teileinzugsgebiet, versorgen sechs weitere kleinere Teilgebiete mit Flächen zwischen 10 und 170 km<sup>2</sup> den See mit periodischem und episodischem Zufluss (s. Abb. 10). Der Heihai ist ein offenes Seesystem mit einem Auslass im Südosten.

### 4.5. Geomorphologie

Das rezente geomorphologische Inventar im Einzugsgebiet des Heihai wird durch das Zusammenspiel von glazialen, äolischen, fluvialen, periglazialen und litoralen Prozessen gebildet. Rund 45,15 km<sup>2</sup> des Einzugsgebiets zeigen eine rezente Vergletscherung (Berechnung aus GLIMS-Datensatz (= Global Land Ice Measurement from Space); Li, 2013). Diese reicht bis auf ca. 5.000 m herab, beschränkt sich jedoch nur auf den Kunlun Shan. Eine stärkere Vergletscherung in der Vergangenheit ist anzunehmen, da viele Täler, besonders im südlichen Einzugsgebiet, kesselförmige Eintiefungen (Kare) aufweisen oder einen U-förmigen Querschnitt (Trogtal) besitzen. Des Weiteren finden sich an der südlichen Bergkette einige Moränenstufen vorgelagert, die eine verstärkte Gletscherausdehnung belegen. Die Täler im Burhan Buda Shan zeigen dagegen eher einen V-förmigen Querschnitt (Kerbtal) und besitzen keine vorgelagerten Moränen. Stattdessen sind die

---

<sup>1</sup>Berechnet aus den HAR-Daten (s. Appendix A.1)



**Abb. 10:** Hydrologie des Einzugsgebiets. Zahlen markieren die verschiedenen Teileinzugsgebiete. Der blaue Pfeil zeigt den Auslass des Sees an.

Bergflanken des Burhan Buda Shan im Gegensatz zu denen des Kunlun Shans von mehreren Dezimeter mächtigen Ablagerungen aus Lössen und löss-ähnlichen Sedimenten bedeckt. Rund 2 km nördlich des Sees findet sich eine ca. 2,5 km lange Leedüne, welche sich im Windschatten eines Vorläufers des Burhan Buda Shan bilden konnte.

Im Einzugsgebiet des Heihai sind große alluviale Schwemmfächer ausgebildet. Die beiden größten befinden sich nordöstlich und südöstlich des Sees. Kleinere Fächer sind rund um den See ausgebildet. Während die südlichen Schwemmfächer jedoch noch aktiv sind, haben die nördlichen Schwemmfächer meist äolische Ablagerungen auf ihrer Oberfläche aufsitzen.

Der Heihai wird gesäumt von ehemaligen Hochstandssedimenten, welche gut sichtbar auf Satellitenaufnahmen als weiße Fläche um den See zu erkennen sind. Sie treten massiv im Nordwesten, Westen, Südwesten und Südosten des Sees auf und machen mit 28 km<sup>2</sup> rund 70% der heutigen Seefläche aus. Die weichen lakustrinen Sedimente sind von mehreren Meter tiefen Runsen und Erosionsrinnen zerfurcht. Von der Seeseite schneidet sich der See in die Sedimente ein und bildet Terrassen und Kliffkanten als litorale Formen aus. Jedoch sind auch Akku-

mulationsformen wie Strandwälle im Litoralbereich des Sees zu finden (s. Kap. 7.1.4).

Der Boden rund um den Heihai ist gefroren und als diskontinuierlicher Permafrost mit einem 1,2 – 1,7 m mächtigen Active Layer ausgebildet. Charakteristische Formen wie Buckelwiesen (= Thufure), Lithalsen, Frostmusterböden und Thermo-karstsenken treten vor allem in der Zone der ehemaligen Hochstandssedimente auf (s. Fototafel in Appendix A.7 und Kapitel 8.1.5).

### **4.6. Vegetation**

Die Vegetation am Heihai besteht hauptsächlich aus einer alpinen Graslandschaft, die aus Poaceae (Süßgräser) und Cyperaceae (Sauergräser) aufgebaut ist. Des Weiteren treten Asteraceae (Korbblütler) in hoher Diversität auf. Die unterschiedliche Wasserverfügbarkeit im Einzugsgebiet spiegelt sich auch in den vorherrschenden Pflanzengesellschaften wieder. So treten im Norden vermehrt alpine Steppen-/Wüstentaxa auf, welche trockenere Bedingungen charakterisieren. Die südlichen Uferbereiche des Heihai zeigen dagegen vorwiegend eine Graslandschaft mit anteilig mehr Wiesentaxa, was für vergleichsweise feuchtere Verhältnisse spricht (Müller und Kürschner, 2014).

### **4.7. Seecharakteristika**

Der Heihai besitzt eine maximale Wassertiefe von 22,5 m. Er kann als mesotroph bis oligotroph eingeordnet werden, mit einer Sichttiefe bis zu 10 m und einer durchgängig hohen Sauerstoffsättigung von 55 – 80%. Konstante Temperatur- und Sauerstoffwerte bis zum Seegrund (s. Abb. 44 auf S. 125) und eine weit in den See reichende Sedimentfahne, lassen eine gute horizontale und vertikale Holomixis erahnen. Der pH-Wert des Seewassers liegt zwischen 8 und 9,5. Die elektrische Leitfähigkeit beträgt zwischen 0,6 und 0,9 mS/cm (Zhang et al., 2013, ergänzt um eigene Messungen).

## 5. Stand der Forschung

### 5.1. Morphologische Untersuchungen von Seespiegelschwankungen

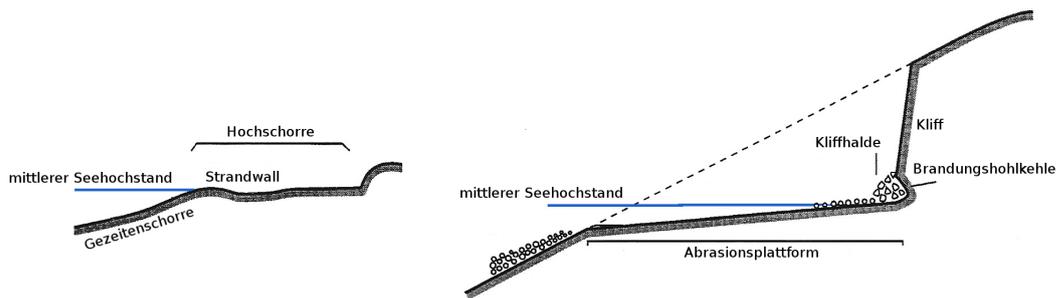
In diesem Unterkapitel soll die Bedeutung von morphologischen Formen im Litoralbereich von Seen erläutert werden. Dazu wird zunächst der geomorphologische Formenschatz vorgestellt, der sich bei einem länger anhaltenden Seespiegel in den Uferbereichen ausbilden kann (Kapitel 5.1.1). Anschließend werden die möglichen Ursachen für Seespiegelschwankungen anhand der Wasserbilanz von Seen illustriert (Kapitel 5.1.2). Da die morphologischen Formen nach ihrer Bildung in ihrer Höhe verstellt werden können, widmet sich das folgende Kapitel (5.1.3) den möglichen postgenetischen Änderungen dieser Formen. Am Heihai scheint dabei der Ausbildung von Permafrost eine besondere Bedeutung zuzukommen; daher wird in Abschnitt 5.1.4 dieses Phänomen eingehender beschrieben. Abschließend erfolgt ein historischer Abriss, der die Entwicklungsgeschichte litoral-morphologischer Untersuchungen wiedergibt (Kapitel 5.1.5).

#### 5.1.1. Litoral-morphologische Formen

Viele der in dieser Arbeit verwendeten Fachbegriffe und Erklärungsansätze zur Charakterisierung von Seespiegelschwankungen entstammen der Nomenklatur mariner Formen. Da sich jedoch die ablaufenden Entwicklungsprozesse und das Erscheinungsbild der Formen in marinen und lakustrinen Milieus stark ähneln, werden sie häufig (so wie in dieser Arbeit auch) äquivalent genutzt (Sack, 2001).

Leser (2001) definiert das Litoral (lat. litus = Küste, Ufer) als die Ufernähe und fasst darin alle Erscheinungen, Prozesse und Formen zusammen, die zum Ufer- bzw. Küstenbereich gehören. Der Begriff Küste beschreibt laut Ahnert (2009) den Grenzraum zwischen festem Land und flüssigem Wasser. Er umfasst seewärts den Bereich in dem der Einfluss vom Festland noch zu spüren ist (Brandungszone) und reicht landwärts soweit der See auf das Festland einwirkt (z.B. durch Salzspray oder Grundwasserversalzung bei Salzwasser). Der Begriff Ufer dagegen ist enger gefasst und beschreibt *„den Bereich der direkten gegenseitigen Einwirkung von Land und Meer, im geomorphologischen Sinne vor allem die Zone der Brandung und des von ihr geformten Landstreifens“* (Ahnert, 2009, S. 381).

Die Ufer- bzw. Küstenlinie (engl. shoreline) eines Sees markiert das Zusammenreffen von Land und Wasser. Während sie auf Karten als Linie dargestellt wird, entspricht sie in Wirklichkeit jedoch eher einem dynamischen Grenzraum, in dem die ständig anlandenden Wellen formgebend aktiv sind (Kelletat, 1999). Bleibt die Wasser-Land-Grenze eines Sees über einen längeren Zeitraum konstant auf einem Niveau, so bilden sich geomorphologische Formen im Litoralbereich aus. Ahnert



**Abb. 11:** Schematische Darstellung einer Flach- (links) und Kliffküste (rechts), leicht verändert nach Ahnert (2009).

(2009) beschreibt die typische räumliche Abfolge dieser Formen als litorale Serie und unterteilt dabei grob in Kliff- und Lockermaterialküste.

Lockermaterialküsten (s. Abb. 11, links) sind gekennzeichnet durch einen eher flachen Uferbereich, in dem die Wellen auf einer Schorre auf und wieder ablaufen. Auf der Hochschorre, welche nur bei seltenen Stürmen überflutet wird, finden sich häufig uferparallele, wenige Dezimeter hohe rückenartige Formen, die als Strandwälle bezeichnet werden (engl. swash bar oder beach ridge, vgl. Diskussion in Hesp, 2004). Sie werden aus dem Material aufgebaut, das von den Translationswellen auf den Strand hochgespült, jedoch nicht wieder durch den Rücklauf der Welle abtransportiert wurde. Die Bildung eines Strandwalls läuft verhältnismäßig schnell ab und kann innerhalb weniger Stunden erfolgen (Ahnert, 2009).

Eine Kliffküste (s. Abb. 11, rechts) dagegen ist durch einen größeren Gefälleunterschied charakterisiert, der durch ein Steilkiff (engl. riser) ausgeglichen wird. Dem Fuß dieses Kliffs vorgelagert, befindet sich die Abrasionsplattform (engl. tread), welche durch auflaufende Wellen eingeebnet wurde. Treffen Wellen auf das Kliff, so wird der Sedimentverbund in ihm gelockert und das Kliff unter schnitten. Dabei entsteht eine Aushöhlung an der Basis des Kliffs, die als Brandungshohlkehle bezeichnet wird. Die Vergrößerung der Brandungshohlkehle setzt sich so lange fort, bis die Auflast der überlagernden Sedimente zu groß wird und das Kliff einstürzt (Ahnert, 2009). Der Sog der ablaufenden Wellen nimmt das erodierte Lockermaterial mit sich und vergrößert so die vorgelagerte Abrasionsplattform (Abu Ghazleh und Kempe, 2009). Durch die Rückverlagerung des Kliffs landeinwärts und den Ausbau der Abrasionsplattform zum See hin wird das Kliff langsam dem Formungsbereich der Wellen entzogen. Bei abnehmendem Seespiegel kann so eine Abfolge von verschiedenen Terrassen entstehen, wobei die höchste meist als älteste Form interpretiert wird (Ahnert, 2009). Kliffküsten formen sich vor allem bei stabilem Seespiegel in Regionen mit limitiertem Sedimentzuström (Abu Ghazleh und Kempe, 2009). Steht das Kliff in direktem Kontakt zum Wasser,

so spricht man von einem aktiven Kliff oder Arbeitskiff. Bei einem tieferliegenden Seespiegel, der keinen Einfluss mehr auf die Formung hat, wird es inaktives Kliff oder Ruhekliff genannt (Ahnert, 2009).

Ändert sich die Höhe des Seespiegels, so bringt das eine horizontale und vertikale Verschiebung des formenbildenden Aktivbereichs mit sich. Die vorher gebildeten Litoralfornen sind nun nicht mehr der Wellenaktivität ausgesetzt, zeichnen jedoch weiterhin die Höhe des ehemaligen Seespiegels nach (Avouac et al., 1996). Anhand dieser morphologischen vertikalen Hochstandsmarken können sogenannte Sea-level index points (SLIP) bestimmt werden, die die Höhe des ehemaligen Seespiegels markieren. Dabei entspricht der Einschnitt des Wassers in die Brandungshohlkehle am Fuß eines Kliffs ungefähr der mittleren Höhe des Seespiegels zur Zeit der Bildung der Strandterrasse (Bowman, 1971; Jung, 1990). Die Kronenhöhe eines Strandwalls gibt dagegen den maximalen Hochwasserstand des Sees wieder (King, 1972; Sack, 2001; s. Abb. 11).

### 5.1.2. Ursachen von Seespiegelschwankungen

Litorale Formen, die als Zeugen eines vergangenen Seespiegels bestehen bleiben, beweisen nicht nur die Existenz dieses ehemaligen Hoch- oder Tiefstands, sondern lassen auch Aussagen über die Flächenausdehnung des damaligen Sees zu. Kombiniert mit einem bathymetrischen Tiefenmodell kann aus den morphologischen Seespiegelmarken sogar der Verlust bzw. Gewinn an Wasser quantifiziert und so auf Veränderungen in der Wasserbilanz des Sees geschlossen werden (Kropáček et al., 2012).

Die Vorstellung der Prozesse, die zu Schwankungen eines Seespiegels führen können, gestaltet sich aber schwierig, da die verschiedenen Vorgänge oft untereinander in Wechselwirkung stehen und verschiedene zeitliche und räumliche Dimensionen besitzen (Camfield und Morang, 1996). Eine erste Annäherung kann jedoch über die Wasserbilanz eines Sees erfolgen. Dabei können Änderungen im Volumen ( $\Delta V$ ) eines offenen Seesystems vereinfacht beschrieben werden als Summe der Differenz zwischen direktem Niederschlag ( $P_L$ ) und Evaporation ( $E_L$ ) auf der Seefläche ( $A_L$ ), mit der Differenz zwischen oberirdischem Zulauf ( $R$ ) aus dem Einzugsgebiet und oberirdischem Abfluss ( $D$ ) und der Differenz zwischen dem Grundwasserzu- ( $G_L$ ) bzw. -abfluss ( $G_O$ ) (leicht verändert nach Komatsu et al. (2010):

$$\Delta V = A_L(P_L - E_L) + (R - D) + (G_L - G_O)$$

Die Wasserbilanz geschlossener (endorheischer) Seen ähnelt der von offenen (exorheischen), mit dem Unterschied, dass der Verlust an Wasser meist nur über Evaporation geschieht:

$$\Delta V = A_L(P_L - E_L) + D + G_L$$

Der oberirdische Zulauf zum See kann weiterhin über die Formel

$$R = A_B(P_B - E_B) \pm S$$

bestimmt werden (Komatsu et al., 2001), wobei  $P_B$  bzw.  $E_B$  Niederschlag bzw. Evaporation auf der Fläche des Einzugsgebiets ( $A_B$ ) beschreiben. Der Term  $S$  steht stellvertretend für Zwischenspeicher, wie Gletscher oder Permafrostböden, die gefallenen Niederschlag im Einzugsgebiet zurückhalten oder freigeben können.

Aus diesen Gleichungen lässt sich die Bedeutung von klimagesteuerten Einflussfaktoren, die direkt auf die Wasserbilanz einwirken, erkennen. Entscheidend ist hier das Verhältnis von Niederschlag zu Evaporation. Bei steigender Evaporation und/oder abnehmendem Niederschlag, verringert sich das Verhältnis, was eine Reduzierung der verfügbaren Wassermenge im See zur Folge hat. Umgekehrt würde bei steigendem Niederschlags-/ Evaporationsverhältnis die Wasserverfügbarkeit zunehmen. Neben diesen direkten Wirkungsfaktoren können auch klimainduzierte Folgeprozesse, wie die Änderung der Einzugsgebietscharakteristik (z.B. strahlungsbedingte Änderungen im Bewuchs oder Schmelzen von Gletschern und Permafrost) für die Wasserverfügbarkeit des Sees eine Rolle spielen (Lockett, 2011).

Des Weiteren können jedoch auch klimaunabhängige, einzugsgebietsinterne Prozesse den Seespiegel beeinflussen. Dazu zählen, neben dem allmählichen Verlanden des Sees durch kontinuierliche Sedimentakkumulation (Jung, 1990) oder dem Verbrauch/Aufbau eines Wasserzischenspeichers (Avouac et al., 1996), vor allem tektonische Ereignisse. So hat die Absenkung der Erosionsbasis des Hinterlands relativ zu einem offenen See zum Beispiel rückschreitende fluviale Erosion am Auslass zur Folge, wodurch sich die Abflussmenge aus dem See erhöhen würde (Benson und Paillet, 1989). Durch Erdbeben ausgelöste Massenbewegungen können bei einem offenen System leicht den Auslass blockieren und so den Abfluss komplett oder teilweise unterbinden (Sack, 2001; Jones und Jordan, 2007). Im Einzugsgebiet können tektonische Prozesse für das Anzapfen oder die Abtrennung von Teileinzugsgebieten verantwortlich sein, wodurch sich ebenfalls die Menge des dem See zugeführten Wassers verändert (Sack, 2001).

Die Ausdehnung eines Sees bei einer Änderung seiner hydrologischen Balance ist zum Großteil an die Form des Seebeckens gebunden. Seen in kleinen und steilen

Becken zeigen bei einer Erhöhung der Wasserverfügbarkeit vornehmlich vertikales Wachstum, während sie sich in ihrer Fläche kaum ausdehnen. Dagegen reagieren Seen in großen und flachen Becken eher durch eine flächenhafte Expansion bei einem verhältnismäßig geringen vertikalen Anstieg (Benson und Paillet, 1989).

In exorheischen Becken hat eine Änderungen der Eingangsparemeter der Wasserbilanz oft nur geringe Auswirkung auf den Stand des Seespiegels, da ein erhöhter Wasserzufluss meist durch einen verstärkten Abfluss ausgeglichen wird. Daher befinden sich viele exorheische Seesysteme in einem sich selbst erhaltenden, stabilen Gleichgewicht und sind weniger sensibel für klimainduzierte hydrologische Schwankungen als endorheische Seebecken (Sack, 2001; Jones und Jordan, 2007). Wasserspiegeländerungen in offenen Seesystemen werden eher durch die Schwellendynamik im Auslassbereich ausgelöst (Sack, 2001).

Endorheische Seesysteme dagegen verfügen über keinen Auslass. Daher ist ihre Wasserbilanz auch stärker an den Zufluss aus dem Einzugsgebiet gebunden. Seespiegelschwankungen in geschlossenen Systemen werden aus diesem Grund eher mit klimatischen Änderungen erklärt, wie einer Variation im Niederschlags-/ Evaporationsverhältnis (Avouac et al., 1996; Kropáček et al., 2012). Da geschlossene Seen schneller und stärker auf Änderungen der Wasserbilanz mit Seespiegelschwankungen reagieren und diese meist klimainduziert sind, bilden die dort erhaltenen litoral-morphologischen Formen häufig ein umfassenderes Archiv an Seespiegelständen und sind besser zur Paläoklimarekonstruktion geeignet als offene Systeme (Street und Grove, 1979; Sack, 2001).

### 5.1.3. Postgenetische Veränderung

Nach Verlassen eines Seespiegels unterliegen die vormals gebildeten litoralen Formen destruktiven Prozessen, die sie in Höhe und Ausprägung verändern bzw. sie komplett zerstören können. Je länger der Seespiegel vorher auf einer Position stand, desto deutlicher ausgeprägt und damit widerstandsfähiger sind die ausgebildeten Formen. Für die Entstehung erosionsbeständiger Litoralformen müssen verschiedene Voraussetzungen erfüllt sein. Dazu gehört eine Wassertiefe von über 2 – 4 Metern (Cowardin et al., 1979), eine geeignete Küstenzonenmechanik (abhängig von Wellencharakteristik, Sedimentzu- und -abfuhr und Konfiguration der Uferlinie) sowie eine Phase eines annähernd konstanten Seespiegels ohne große und schnelle Schwankungen in der Wellenhöhe (Sack, 2001).

Bei einem steigenden Seespiegel wird die litorale Formungszone landeinwärts verschoben und die ehemalige Uferlinie überflutet. Im Falle eines langsamen Anstiegs werden die ehemaligen Uferlinien dabei meist erodiert, so dass sie nicht oder nur in Resten erhalten bleiben (Ahnert, 2009). Eine schnelle Transgression dagegen kann sich konservierend auf die morphologischen Formen auswirken, da subaqua-

tische Terrassen durch die Wasserschicht vor den subaerischen Verwitterungs- und Erosionsprozessen geschützt werden (vgl. Dietze et al., 2010; Daut et al., 2010). Nimmt der Seespiegel dagegen ab, so bleibt die ehemalige Uferlinie zunächst erhalten (Abu Ghazleh und Kempe, 2009), ist jedoch von diesem Zeitpunkt an den destruktiven geomorphologischen Prozessen im Einzugsgebiet ausgesetzt. Je länger die Form also vom Wasser verlassen ist, desto größer ist die Wahrscheinlichkeit, dass sie von Verwitterung oder Erosion beeinträchtigt wurde. Ebenso erhöht sich die Möglichkeit der Überdeckung durch jüngere Sedimente mit der Zeit (Avouac, 1993; Avouac et al., 1996). Ältere Uferlinien zeigen daher oft eine stärkere Bodenentwicklung, dickere Geröllbedeckung, längere Hänge, stärker gerundete Profile, stärkere Zerschneidung durch Flüsse und eine geringere laterale Durchlässigkeit (Sack, 2001 und darin enthaltene Literatur).

Im allgemeinen sind ehemalige Uferlinien selten komplett erhalten und treten um den See oft nur noch in Einzelabschnitte zerstückelt in Erscheinung. Je nach Teileinzugsgebiet sind unterschiedliche Prozesse aktiv, die die einzelnen Paläouferlinienabschnitte verschieden stark erhöhen oder absenken. Unter modernen Bedingungen können daher die Höhen einzelner Terrassenabschnitte leicht voneinander abweichen, obwohl sie einer ehemals konstanten und durchgängigen Uferlinie entstammen (Bowman, 1971; Sack, 2001; Jones und Jordan, 2007). Aus diesem Grund ist es ratsam, litoral-morphologische Formen mit annähernd gleicher Höhe in Generationen zusammenzufassen. Diese Gruppierung kann durch die Ausprägung gleicher morphologischer, stratigraphischer und chronologischer Charakteristika der Einzelformen unterstützt werden (Bowman, 1971; Sack, 2001). Zu den destruktiven Prozessen, die eine Uferlinie komplett oder teilweise zerstören bzw. sie in ihrer Höhe verändern können, gehören nach Sack (2001) Einsturz, Erosion, Verwitterung, alluviale oder äolische Überprägung und Neotektonik. Letzteres beinhaltet sowohl die relative Änderung der Terrassen zueinander als auch die absolute Absenkung des Beckens bezogen auf sein Hinterland (Anoop et al., 2012). Paläouferlinien verlaufen zudem meist parallel zur modernen Seefläche und stehen entsprechend senkrecht zum vorherrschenden Abfluss aus dem Einzugsgebiet. Dadurch sind sie erhöhter fluvialer Erosion ausgesetzt, was sie zusätzlich angreifbar macht (Sack, 2001).

### **5.1.4. Permafrost**

Eine weitere Höhenänderung der Paläouferlinien, die besonders in hohen Breiten und Hochgebirgen von Bedeutung ist, kann durch die Ausbildung von Permafrost geschehen. Als Permafrostböden (auch Dauerfrostböden) werden Böden bezeichnet, die über mindestens zwei aufeinanderfolgenden Jahre eine Temperatur von maximal 0°C nicht überschreiten (French, 2007). Sie können sich über mehrere

Quadratkilometer Fläche durchgängig erstrecken, oder durch ungefrorene Bereiche (z.B. durch oberflächliche Isolation durch einen See) unterbrochen sein (sog. Taliks). Dabei wird, je nach prozentuaem Anteil an gefrorenem Boden, zwischen kontinuierlichem (>90% gefroren), diskontinuierlichem (>50% gefroren) und sporadischem Permafrost (>10% gefroren) unterschieden (French, 2007). Dauerfrostböden fanden nach Dobinski (2011) das erste Mal in Russland im Jahre 1598 Erwähnung, jedoch dauerte es bis ins 19. Jahrhundert, bis sich die Permafrostforschung zu einer eigenständigen und anerkannten Disziplin entwickeln konnte. Die Untersuchungsgebiete beschränkten sich in den Anfängen zunächst nur auf die Arktis, Sibirien und den Norden Kanadas, während Permafrost in den Hochgebirgen lange Zeit vernachlässigt wurde (vgl. Dobinski, 2011 und darin enthaltene Literatur). Auch die Interaktion zwischen Permafrost und Seeentwicklung sowie die daraus resultierenden Formen sind bis heute nur in wenigen Publikationen eingehender untersucht worden (z.B. Wünnemann et al., 2008).

Bei der Permafrostbildung gefriert Kapillarwasser in Bodenporen und entlang von stratigraphischen Grenzen zu Segregationseis und führt so zu einer Anhebung der darüberliegenden Sedimente. Voraussetzungen für die Ausbildung einer mächtigen Segregationseisschicht sind langsames Gefrieren und anhaltende Temperaturen unterhalb des Gefrierpunkts (Singh et al., 2011). Ebenso spielt die Korngröße der Sedimente eine wichtige Rolle. Bei Körnern mit einem Durchmesser unter 0,01 mm kann sich, aufgrund des geringen Porenzwischenraums, ein stärkerer Sog entwickeln, der Kapillarwasser aus der Umgebung anzieht und zum gefrorenen Sediment transportiert (Taber, 1929, 1930; French, 2007). Dort friert das Wasser zu Eis und trägt so weiter zur Hebung der darüberliegenden Sedimente bei. Neben der kryogenen Hebung unterliegen Paläouferlinien in Permafrostregionen zusätzlich verstärkten Verwitterungsprozessen durch die wechselnden Frier- und Tauzyklen.

Auf dem TP gelangte die Permafrostdynamik besonders durch die ingenieurstechnischen Probleme in den wissenschaftlichen Fokus, die der Dauerfrostboden durch seine internen Tau- und Gefrierprozesse für den Straßen- und Schienenbau mit sich brachte (vgl. Wünnemann et al., 2008 und darin enthaltene Literatur). So entstanden im Rahmen der verkehrsinfrastrukturellen Erschließung Lhasas und deren anschließenden Wartung viele Untersuchungen zu diesem Thema. Des Weiteren reagieren die Permafrostböden auf dem TP äußerst sensibel auf die Folgen des globalen Klimawandels. Der rasche und kontinuierliche flächenhafte Rückgang des Permafrosts (ca. 35 – 37%) auf dem nordöstlichen TP seit den 1970er Jahren (Jin et al., 2007, zitiert in Wünnemann et al., 2008) belegt die Indikatorwirkung des gefrorenen Bodens für sich ändernde Klimabedingungen (vgl. Dobinski, 2011). Trotz der dokumentierten Abnahme können Permafrostlagen auf dem nördlichen TP (in

ca. 4.500 m Höhe) nach wie vor eine Mächtigkeit von mehreren Dekametern erreichen (Jin et al., 2007, zitiert in Wünnemann et al., 2008).

### 5.1.5. Historischer Rückblick

Die ersten geomorphologischen Untersuchungen zum litoralen Formenschatz wurden Mitte bis Ende des 19. Jh. durchgeführt (Whittlesey, 1850; Gilbert, 1885; Russel, 1885). Grove Karl Gilbert war damals einer der ersten Wissenschaftler, der isolierte litorale Formen im Nordwesten der USA mit dem ehemaligen Seespiegel eines Mega-Sees in Verbindung brachte. Er nannte diesen See "Lake Bonneville" und berechnete mit Hilfe der Paläouferlinien seine Fläche auf 520.000 km<sup>2</sup> (Gilbert, 1890). Dank dieser Pionierstudien wurde das Potential der morphologischen Untersuchungen schnell erkannt und so folgten weitere geomorphologische Abhandlungen zur Seespiegelrekonstruktion (z.B. Taylor, 1897). Basierten erste Paläosee-Kartierungen lediglich auf Feldbeobachtungen und altimetrische Punkt-messungen im Gelände, so wurden ab Mitte des 20. Jh. auch Luftbilder genutzt (Allison, 1940; Dennis, 1944). Zu dieser Zeit nahm die Rolle von sedimentologischen und stratigraphischen Arbeiten mehr und mehr zu und verdrängte zunehmend die geomorphologischen Studien (Sack, 2001). In den 1960er/70er Jahren führten verbesserte Bohr- und Datierungstechniken schließlich zu einem allgemeinen Anstieg an Seeuntersuchungen und erlaubte erste kontinentale (Street und Grove, 1976) und globale Vergleiche (Street und Grove, 1979). Aufgrund der angespannten politischen Lage fehlten jedoch Befunde u.a. aus China und Russland im Datensatz. Bis zur Jahrtausendwende wuchs die Anzahl der untersuchten Seen weiter an. Während Street und Grove (1979) für ihren Vergleich lediglich 141 Seen heranzogen, so umfasste die Global Lake Status Database aus dem Jahr 2000 (Kohfeld und Harrison, 2000) über 600 Seen. Die Rolle der Geomorphologie bei der Paläoseeuntersuchung nahm mit Einführung des GPS und der zunehmenden Verfügbarkeit von Satellitenaufnahmen seit den 1980er Jahren wieder zu. Die zunehmende Verbreitung digitaler Geländemodelle sowie die Verbesserung von Geoinformationssystemen ermöglichte weiterhin eine genauere Rekonstruktion der Seespiegelschwankungen (z.B. DeVogel et al., 2004; Yang et al., 2008) und damit auch die Modellierung von Änderungen in der hydrologischen Bilanz (z.B. Reinhardt et al., 2008; Rhode et al., 2010).

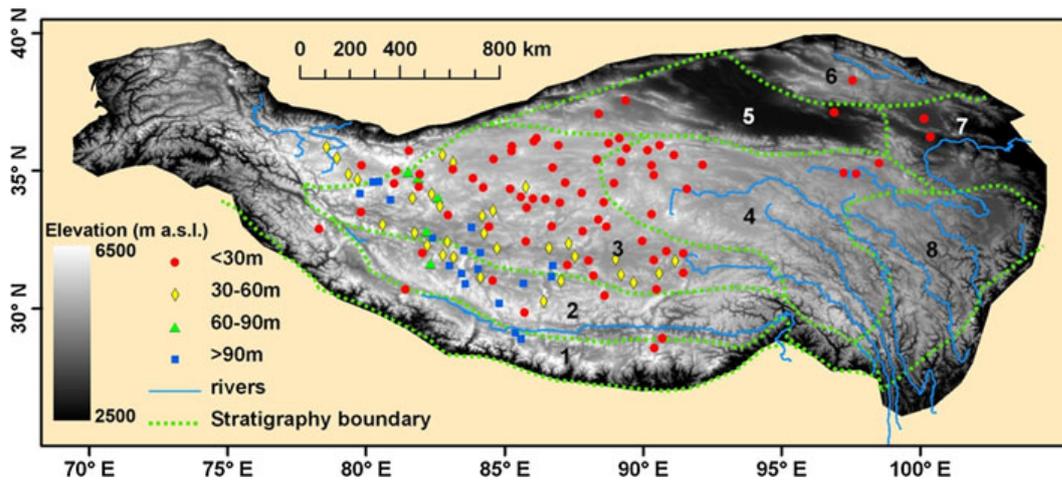
Auf dem TP wurden die ersten morphologischen Arbeiten zu Seespiegelschwankungen Anfang des 20. Jahrhunderts durchgeführt (Hedin, 1903; de Terra und Hutchinson, 1934). Aufgrund der politischen Abschottung Chinas war es westlichen Wissenschaftlern jedoch lange nicht möglich dort zu forschen. Daher entstammen die meisten Untersuchungen der Region der Zeit nach der politischen Öffnung Chinas.

Die größten dokumentierten Seespiegelschwankungen auf dem TP wurden mit +230 m über dem aktuellen Seespiegel am Longmu Co (Westtibet) dokumentiert (Avouac et al., 1996). Die Autoren schätzen für diesen Hochstand ein Bildungsalter zwischen 6 – 7,5 ka. Darauf folgte jedoch eine rasche Regression, in der der Seespiegel in nur 120 Jahren um 160 m abnahm. Avouac et al. (1996) geben klimatische Änderungen als Auslöser dieser extremen Schwankungen an, welche den Schmelzwasserzustrom von den umliegenden Gletschern maßgeblich beeinflussten.

Neben den exponierten Paläouferlinien können mittels Echolotung und Auswertung seismischer Profile ebenfalls untergetauchte Litoralförmungen identifiziert werden und damit Aufschluss über einen ehemaligen niedrigeren Seespiegel geben (Dietze et al., 2010; Daut et al., 2010). So berichten beispielsweise Daut et al. (2010) von einem Seespiegel 99 m unterhalb des modernen Niveaus des Nam Co (südliches TP). Die Autoren weisen diesem Tiefstand einen Bildungszeitraum aus dem LGM (Last Glacial Maximum) oder Spätglazial zu. Anschließend gehen sie von einer Transgression des Seespiegels aus, die den See bis auf eine Höhe von +30 m oberhalb des aktuellen Seespiegels ansteigen ließ (Schütt et al., 2010). Die daraus resultierende Erhöhung des Wasservolumens um 180 km<sup>3</sup> begründen Daut et al. (2010) mit einer Änderung im Niederschlags-/ Evaporationsverhältnis.

Eine zusammenfassende Arbeit über Seespiegelschwankungen auf dem TP bieten Liu et al. (2013) (vgl. Abb. 12). Die Autoren kartierten darin aus hochauflösenden Satellitenbildern und Feldbefunden für insgesamt 127 Seen (>40 km<sup>2</sup>) jeweils die höchste Paläouferlinie und berechneten die Vertikaldistanz zum aktuellen Seespiegel. Sie kamen zu dem Ergebnis, dass die Seespiegelschwankungen auf dem TP einem Gradienten von SW nach NO folgen (Abb. 12). Zeitlich werden Seespiegeltiefstände meist mit dem LGM oder Spätglazial gleichgesetzt (z.B. Daut et al., 2010). Hohe Seespiegel dagegen traten vermehrt im Frühholozän auf, streuen jedoch erheblich stärker zwischen 13 – 5,8 ka (Liu et al., 2013).

Durch die Verbreitung hochaufgelöster fernerkundlicher Daten wurden auch vermehrt Untersuchungen zum Monitoring von Seespiegeländerungen der letzten 20 Jahre auf dem TP durchgeführt (Kropáček et al., 2012). Zwei zusammenfassende Studien, welche 74 (Zhang et al., 2011) bzw. 14 (Shao et al., 2008) Seen auf aktuelle Schwankungen untersuchen, kommen zu vergleichbaren Ergebnissen und postulieren einen allgemeinen Anstieg der Seespiegel in den letzten Jahrzehnten. Dabei war ein Flächenzuwachs besonders bei gletschergespeisten Seen zu erkennen, was die Autoren mit der globalen Klimaerwärmung begründen (Shao et al., 2008; Zhang et al., 2011).



**Abb. 12:** Verteilung rekonstruierter Seespiegelschwankungen auf dem Qinghai-Tibet-Plateau, aus Liu et al. (2013).

## 5.2. Sedimentologie

Um die Ablagerungsdynamik innerhalb der Hochstandssedimente verstehen zu können, wird ein umfassendes Verständnis über die physikalische und chemische Zusammensetzung der Proben benötigt. Daher soll hier zunächst ein Überblick über die theoretischen Grundlagen von Korngrößenzusammensetzungen (Kap. 5.2.1) gegeben werden. In der Folge (Kap. 5.2.2) werden kurz die in dieser Studie erfassten Elemente vorgestellt und ihr Auftreten typischen Mineralen zugeordnet. Abschließend wird die Methode der Faktorenanalyse näher erläutert und ihre Anwendungsmöglichkeiten anhand von mehreren Studien illustriert (Kap. 5.2.3).

### 5.2.1. Korngröße

Die Korngrößenverteilung (KGV) einer Sedimentprobe steht in enger Verbindung mit den physikalischen Kräften, die während Transport und Ablagerung auf die Sedimente einwirkten. Daher kann die KGV zur Charakterisierung der Prozesse verwendet werden, die das Ablagerungsmilieu des Sediments bestimmten (Tucker, 1991).

Um dies zu erreichen, können KGVs in ihre statistischen Momente (Mittelwert, Varianz und Schiefe) zerlegt werden. So steht der Mittelwert (oder Median) der Verteilung stellvertretend für die durchschnittliche Transportenergie. Je höher diese ist, desto gröberes Material kann mobilisiert und transportiert werden (Xiao et al., 2013). Eine Ausnahme bilden Tonplättchen, die aufgrund von Kohäsionskräften stärker zusammenhaften und demnach eine höhere Aktivierungsenergie benötigen (Ahnert, 2009). Die Varianz (bzw. Standardabweichung) einer Korngrößenverteilung beschreibt die Sortierung der Partikel. Diese

wird zum Teil vom Herkunftsgestein bestimmt. So zeigen Granite eine schlechte Sortierung (große Varianz), während homogene Sandsteine gut sortierte Ablagerungen (kleine Varianz der KGV) ergeben (Tucker, 1991). Ebenfalls können die Ablagerungsmechanismen die Sortierung der Sedimente entscheidend beeinflussen. Äolische Prozesse sortieren beispielsweise die Sedimente besonders gut, während die Sortierung durch fluviale Prozesse weniger ausgeprägt ist. Ablagerungen, die aus gravitativen Massenbewegungen hervorgingen, sind eher chaotisch gelagert und daher schlecht sortiert (Tsoar und Pye, 1987; Vandenberghe, 2013). Die Schiefe als drittes statistisches Momentum beschreibt die Symmetrie der Korngrößenverteilung. Reiner äolischer Löss besitzt eine relativ hohe (negative) Schiefe. Wird er fluvial umgelagert, so mischt sich die aus Schluff aufgebaute Probe mit fluvial transportierten Sanden, was zu einer Abnahme der Schiefe führt (Vandenberghe, 2013).

Steward (1958) versuchte als einer der Ersten über die Einteilung der Korngrößenkurven Sedimentationszonen zu charakterisieren. Er nutzte Schiefe (Maß für Asymmetrie), Standardabweichung (Maß für Sortierung) und Median (Maß der Transportenergie), um Fluss-, Brandungs- und Stillwassersedimente gegeneinander abzugrenzen. Andere Studien griffen diese Herangehensweise auf und übertrugen sie erfolgreich auf weitere Ablagerungsmilieus (Folk und Ward, 1957; Friedmann, 1961, 1967; Moilola und Weiser, 1968; Vandenberghe et al., 1985).

Fortgeschrittenere statistische Analyseverfahren wie die "Endmember Modelling Analysis" (= EMMA; z.B. Dietze et al., 2012) beschränken sich nicht auf die statistischen Momente der Korngrößenkurven, sondern nutzen den kompletten Wertebereich aller Proben aus einem Archiv, um daraus für die Ablagerungen repräsentative und übergeordnete Verteilungen (Endmember) abzuleiten. Mit Hilfe dieser Endmember, welche anschließend einem bestimmten Ablagerungsprozess zugeordnet werden, können die oft polymodalen Eingangsdaten in ihre unterschiedlichen Modi zerlegt und anteilig quantifiziert werden (Dietze et al., 2012, 2014).

Dietze et al. (2014) untersuchten mit der EMMA die Ablagerungsmechanismen lakustriner Sedimente auf dem TP. Sie konnten zwischen drei und fünf robuste Endmember bestimmen, durch die sich die Zusammensetzung unterschiedlicher Archive erklären ließ. Zwei Endmember wurden auf fluviale Prozesse zurückgeführt. Der gröbere der beiden ( $>250 \mu\text{m}$ ) umfasst fluviale Sande, die in einem hoch energetischen Milieu durch Saltation oder rollende Bewegung transportiert wurden. Dieser Endmember taucht vor allem in den aktiven Uferzonen von Seen auf (Dietze et al., 2012, 2013). Als weiterer fluvial transportierter Endmember wurden Tone mit einer dominanten Korngröße  $<2 \mu\text{m}$  identifiziert. Die Tone wurden vermutlich aus verwittertem Ausgangsgestein oder Böden im Einzugsgebiet erodiert und in Suspension

fluvial in die Archive transportiert. Dort lagerten sie sich ab und zeigen so die Sedimentation in einem Stillwassermilieu an. Die restlichen Endmember konnten durch äolische Transportvorgänge erklärt werden. Der größte Anteil von ihnen wurde durch lokale bodennahe Winde mobilisiert und lagerte sich im Korngrößenbereich von 60 bzw. 200  $\mu\text{m}$  ab. Im Winter können diese Winde Material bis zum Zentrum eines (gefrorenen) Sees transportieren, so dass diese Korngröße auch in zentralen Tiefenbohrungen zu finden ist (Dietze et al., 2012; Opitz et al., 2012; Xiao et al., 2013). Feineres Material (10 – 40  $\mu\text{m}$ ) stammt größtenteils aus regionalem äolischem Transport und kann über mehrere Tage und weite Strecken in der unteren Atmosphäre befördert werden (Dietze et al., 2014). Diese Korngröße tritt ebenso bei gut sortierten Lössen auf dem gesamten TP auf. Sie beträgt in der Region des Nam Co 20 – 44  $\mu\text{m}$  (Sun et al., 2007) bzw. im Einzugsgebiet des Donggi Cona 10 – 30  $\mu\text{m}$  (Stauch et al., 2012). Als letzten Endmember führen Dietze et al. (2014) Stäube im Korngrößenbereich zwischen 2 – 5  $\mu\text{m}$  bzw. 5 – 10  $\mu\text{m}$  auf, die über Ferntransport in bis zu 7 km Höhe tausende von Kilometern zurücklegen können (Pye, 1987; Dietze et al., 2014). Auf dem TP abgelagerte Sedimente dieser Korngrößenklasse entstammen vermutlich den zentralasiatischen Wüsten und werden das gesamte Jahr über eingeweht und abgelagert (Stauch et al., 2012; Dietze et al., 2014).

Die Abschätzung der zurückgelegten Transportstrecke aufgrund der dominanten Korngröße findet sich ebenfalls bei Vandenberghe (2013), der sich mit der Variation von äolisch transportiertem Material auseinandersetzt. Er teilt die reine äolische Deposition in drei Klassen ein. Die feinste Gruppe (Typ 1c: 2 – 20  $\mu\text{m}$ ) wird aus ausgetrockneten Seen, Schwemmfächern oder Auen ausgeblasen und in großen Höhen und über lange Strecken transportiert. Da diese Korngröße während des gesamten Jahres abgelagert werden kann, nennt Vandenberghe (2013) sie auch "continuous background supply". Ablagerungen aus Mittel- bis Grobschluff (Typ 1b: 25 – 65  $\mu\text{m}$ ) stammen häufig aus fluvio-glazialen und alluvialen Ebenen. Sie werden meist in episodischen zyklonalen Sturmereignissen transportiert und in Dekakilometerentfernung zu ihrem Herkunftsort abgelagert. Die größten äolischen Ablagerungen (Typ 1a: >75  $\mu\text{m}$ ) besitzen ein lokales Liefergebiet und werden nur über wenige Kilometer hinweg transportiert. Sie sind überwiegend schlecht sortiert, da ihre Korngröße stark vom jeweiligen Ausgangsmaterial abhängig ist (Vandenberghe, 2013).

Fluvial umgelagerte Sedimente zeigen nach Vandenberghe (2013) meist mehrere Modi, wobei die größte Fraktion durch Saltation bzw. rollende Bewegung und die feine Fraktion in Suspension transportiert wird. Verglichen mit rein äolischen Ablagerungen zeigen fluviale Sedimente insgesamt eine höhere mittlere Korngröße und eine schlechtere Sortierung (Vandenberghe, 2013). Ihre größten Modi lie-

gen zwischen 300 – 500  $\mu\text{m}$  (Xiao et al., 2013; Zhang et al., 2014), die kleinsten zwischen 0,7 – 3  $\mu\text{m}$  (Dietze et al., 2013; Xiao et al., 2013; Zhang et al., 2014).

Lakustrine Sedimente sind meist aus mehreren Sedimentquellen zusammengesetzt und können daher mehrere Modi besitzen. Oft beträgt die Schiefe ihrer Korngrößenverteilung annähernd null (Kovacs, 2008; Vandenberghe, 2013). Da die Transportenergie nach Eintritt in den See rasch abnimmt, werden gröbere Partikel überwiegend bereits in Ufernähe abgelagert, während feine Sedimente weiter zum Zentrum transportiert werden können (Wu et al., 2006). So werden lakustrine Ablagerungen, abhängig von ihrer Korngröße und Entfernung zum Ufer, bei einigen Autoren in "offshore suspension" (2 – 9  $\mu\text{m}$  bei Zhang et al. (2014) bzw. 2 – 11  $\mu\text{m}$  und 8 – 60  $\mu\text{m}$  bei Xiao et al. (2013) oder "nearshore suspension" (15,7 – 27,8  $\mu\text{m}$  bei Zhang et al., 2013 bzw. 50 – 120  $\mu\text{m}$  bei Xiao et al., 2013) unterteilt.

Wurden Korngrößenkurven lange Zeit durch mühsame und zeitintensive Methoden wie Siebung oder Schlämmanalysen erstellt, kommen in den letzten 25 Jahren vermehrt Messungen durch Laserdiffraktion zum Einsatz. Diese liefern innerhalb von kürzester Zeit präzise und hochaufgelöste Messergebnisse (Blott und Pye, 2006). Jedoch bringt die Lasermessung auch Probleme hinsichtlich der Reproduzierbarkeit mit sich, insbesondere bei der Aufbereitung von karbonat- und organikhaltigem Material (s. Diskussion in Schulte et al., 2015) oder bei der Wahl des optischen Modells (Fraunhofer versus Mie; vgl. de Boer et al., 1987).

### 5.2.2. Geochemische Zusammensetzung

Calcium und Strontium sind in vielen Mineralen oft gemeinsam anzutreffen. Da sie ähnliche Ionenradien besitzen wird Calcium häufig durch Strontium substituiert (Salminen, 2005). Die beiden Elemente kommen hauptsächlich in Karbonaten (Kalzit, Aragonit, Dolomit etc.) vor, wobei besonders Aragonit zum Einbau von Strontium neigt (Veizer, 1990; Salminen, 2005). In lakustrinen Sedimenten können Karbonate entweder allochthon in den See gespült oder autochthon im See gebildet worden sein (Cohen, 2003). Tritt daher eine Korrelation mit detritischen Mineralen auf, so ist auch bei den Karbonaten eine allochthone Herkunft anzunehmen (Last, 1994; Cohen, 2003; Haenssler et al., 2013). Neben dem Einbau in Karbonaten sind Calcium und Strontium in Feldspäten (Plagioklas und Anorthit), Pyroxen (z.B. Augit) und Sulfaten (Gips, Anhydrit etc.) zu finden (Salminen, 2005; Mügler et al., 2010; Haenssler et al., 2013). Untergeordnet können sie jedoch auch in Tonmineralen (Smektit-Gruppe), Amphibolen und Apatiten auftreten (Sirokko, 2010).

Im Kalzitgitter können  $\text{Ca}^{2+}$  durch  $\text{Mg}^{2+}$ -Ionen ersetzt werden. Da jedoch das Magnesium einen geringeren Durchmesser besitzt als das Calcium nimmt bei diesem isomorphen Ersatz der Gitterabstand des Kalzit-Minerals ab. Je mehr Mg also in einen Kalzit eingebaut wird, desto kleiner ist der d-Wert des untersuchten Minerals

(vgl. Kap. 6.2.4). Ab einem Mg-Anteil von  $>4\%$  wird das Karbonat als Hoch-Mg Kalzit bezeichnet (Tucker, 1996). Dabei ändert sich der Gitterabstand von  $3,035\text{ \AA}$  (bei einem reinen Kalzit) und nimmt immer weiter ab, bis bei  $2,888\text{ \AA}$  Ca und Mg in annähernd gleichen Teilen eingebaut werden und Dolomit ausgeschieden wird (Goldsmith und Graf, 1958; Goldsmith et al., 1961).

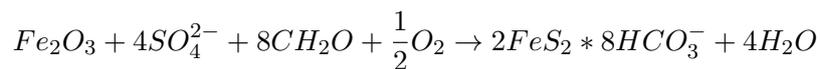
Eisen und Mangan besitzen ebenfalls ähnliche Ionenradien, so dass Mangan häufig Eisen in Verbindungen ersetzt. Die beiden Elemente gehören zu den Hauptbestandteilen in Pyrit, Olivin und einigen Oxiden (Hämatit, Magnetit, u.a.). In feinen Korngrößen angereichert (Reimann und de Caritat, 1998), sind sie meist in Glimmern oder in deren Verwitterungsprodukten, den Tonmineralen (Chlorit, Vermiculit) zu finden (vgl. Li, 2013). Des Weiteren können sie in Pyroxen auftreten (Salminen, 2005). Die Konzentrationen von Mn und Fe sind stark von der mineralogischen Zusammensetzung der Einzugsgebiete abhängig (Reimann und de Caritat, 1998; Haenssler et al., 2013), so dass sie, wenn sie mit weiteren Elementen aus detritischen Mineralen korrelieren, als Indikator für die Transportstärke eines Systems interpretiert werden können (z.B. bei Mügler et al., 2010). Nach der Ablagerung ist ihre Remobilisierung jedoch stark vom Redoxpotential der Umgebung abhängig (Scheffer und Schachtschabel, 2010; IJmker et al., 2012). Unter anoxischen/suboxischen Bedingungen werden Mn und Fe reduziert, so dass sich unlösliches  $\text{Mn}^{4+}$  (bzw.  $\text{Fe}^{3+}$ ) zu löslichem und mobilen  $\text{Mn}^{2+}$  (bzw.  $\text{Fe}^{2+}$ ) umwandelt (Salminen, 2005; Haenssler et al., 2013).

Magnesium besitzt ebenfalls einen mit dem Fe und Mn vergleichbaren Ionenradius und wird daher häufig in den entsprechenden Verbindungen angetroffen. Eigenständig ist Mg in Mineralen wie Magnesit, Olivin, Glimmer (Biotit) und Dolomit stark vertreten, kommt jedoch auch in Pyroxen vor. In Tonmineralen kann Magnesium Aluminium ersetzen und ist daher auch in einigen Tonmineralen (z.B. Chlorit) zu finden. Viele Mg-haltige Minerale sind leicht löslich, so dass Mg als mobiles Element angesehen wird, das vermehrt im Porenwasser auftritt (Salminen, 2005).

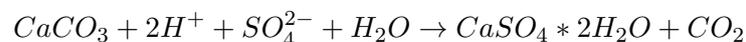
Kalium ist überwiegend in Glimmern (Muskovit, Biotit) und Feldspäten (Mikroklin/Orthoklas bzw. Alkalifeldspäte) vertreten und kommt des Weiteren in Amphibolen, Evaporiten oder Tonmineralen (Illit) vor (Salminen, 2005; Haenssler et al., 2013).

Natrium wird besonders in Feldspäten (Albit bzw. Alkalifeldspäte) und Evaporiten (Halit) eingebaut, kann jedoch auch in Sulfaten (Mirabilit, Thénardit, Bloedit, Glaubert, etc.), Pyroxen oder Amphibol vertreten sein (Salminen, 2005). Natrium und Kalium gehören zu den Alkalimetallen und sind somit hochgradig reaktiv und einfach zu verwittern (Heier und Adams, 1964, zitiert in IJmker et al., 2012; Reimann und de Caritat, 1998). Sie bilden oft leicht lösliche Komplexe und sind daher häufig im Porenwasser angereichert (Salminen, 2005).

Schwefel ist meist an Sulfate wie Gips ( $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) oder Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) gebunden, jedoch auch am Aufbau von Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) beteiligt (Salminen, 2005). Pyrit ist das verbreitetste und stabilste Sulfid der Erde (Berner, 1970). Es bildet sich unter anaeroben Bedingungen durch die Arbeit von Mikroorganismen. Daher findet sich Pyrit oft in Vergesellschaftung mit Organikresten, die als Kohlenstoffquelle der Mikroorganismen dienen (Berner, 1970; Dent, 1986; Sirokko, 2010; Haenssler et al., 2013). Die Pyritbildung erfolgt nach der Formel:



In framboidaler Form setzt sich Pyrit aus verschiedenen gerundeten Kristallen zu einer 5 – 10  $\mu\text{m}$  großen himbeerähnlichen Struktur zusammen. Er bildet sich in lakustrinem Milieu kurz nach der Ablagerung der Seesedimente unter suboxischen Bedingungen und ist an das Vorhandensein von sulfathaltigem Wasser, ausreichend organischer Substanz und an eine Eisenquelle gebunden (Füchtbauer, 1988; Evangelou, 1995; Wünnemann et al., 2010; Opitz et al., 2012). Das sulfatsaure Sediment kann jedoch durch den Umbau von Karbonaten neutralisiert werden, wobei Gips entsteht (Dent, 1986).



Gips kann jedoch ebenfalls als Evaporationsprodukt aus Kalziumsulfat-übersättigtem Wasser hervorgehen (Dent, 1986).

Phosphor wird meist anthropogen über Düngemittel, Abwasser oder Tenside in die Umwelt eingetragen. Natürlich ist er in Phosphaten wie z.B. Apatit gebunden. Als Spurenelement kommt Phosphor ebenfalls in Pyroxen, Olivin, Amphibol oder Glimmer vor (Salminen, 2005).

### 5.2.3. Statistik

Lakustrine Sedimente enthalten Informationen über die Ausgangslithologie und die komplette Ablagerungsgeschichte einschließlich Verwitterung, Umformung, Transport, Deposition und Diagenese (Weltje und von Eynatten, 2004). Um diese Informationen richtig voneinander zu trennen und sie interpretieren zu können, bedarf es eines umfassenden Datensatzes mit vielen verschiedenen Variablen. Ein solch großer Datensatz kann jedoch schnell unübersichtlich werden und eine detaillierte Auswertung erschweren. Hierfür bietet sich die Faktorenanalyse als statistische Auswertungsmethode großer Datensätze mit vielen Variablen an, da sie korreli-

ernde Eingangsvariablen zu Faktoren zusammenfasst und so einerseits dimensionsreduzierend wirkt und andererseits die sich überlagernden Informationen zu den Ablagerungsprozessen identifiziert (Wirtz und Nachtigall, 2008; Ijmker et al., 2012).

Die Faktorenanalyse (FA) beruht auf den frühen Arbeiten der Psychologen Charles Spearman (Spearman, 1904) und Luis Leon Thurstone (Thurstone, 1947). Im Laufe der Jahre wurde die Methode immer weiterentwickelt und umfasst heutzutage eine Reihe von Verfahren, zu denen neben der hier angewandten Maximum Likelihood Faktorenanalyse (engl. Maximum likelihood factor analysis) u.a. auch die Hauptachsenfaktorenanalyse (engl. principal axes factor analysis) oder die Hauptkomponentenanalyse (engl. principal component analysis = PCA) gehören (Miesch, 1980). Sowohl Faktorenanalyse als auch Hauptkomponentenanalyse wurden entwickelt, um verborgene lineare Korrelationen in großen Datensätzen aufzudecken, wobei die PCA darauf abzielt, die Varianz der Daten komplett zu erklären, während die FA auf die Interpretierbarkeit der Daten ausgerichtet ist. Daher gilt die FA allgemein als geeigneter, um verdeckte Beziehungen, die sich hinter den Variablen verbergen, zu finden (Reimann et al., 2002). Einen guten Überblick über die mathematischen Unterschiede der Methoden bietet Suhr (2009).

Die ersten Anwendungen von Faktorenanalysen auf Umweltdaten stammen aus den 1960er Jahren (Cameron, 1967; Saager und Esselaar, 1969). Seitdem wurden Faktorenanalysen in einer Reihe von Studien mit unterschiedlicher Fragestellung angewandt. In den letzten Jahren fanden auf dem TP und in den umliegenden Regionen faktorenanalytische Ansätze Eingang in die Arbeiten von u.a. Zhang et al. (2002); Caspari et al. (2009); Chao et al. (2009); Hartmann und Wünnemann (2009); Zhang und Mischke (2009); Ijmker et al. (2012); Kasper et al. (2012); Li (2013); Niu et al. (2013); Zuo et al. (2013).

Trotz der weiten Verbreitung finden sich auch kritische Stimmen, die vor einer allzu sorglosen Anwendung der Faktorenanalyse warnen und auf die Einschränkungen und Unsicherheiten bei der Interpretation von Umweltdaten hinweisen. So können mathematische Probleme bei der Stabilität der Analyse auftreten, wenn die Eingangsvariablen nicht normalverteilt sind oder, wie es bei Umweltdaten häufig der Fall ist, eine konstante Summe aufweisen (Reimann und Filzmoser, 2000; Reimann et al., 2002; Filzmoser et al., 2009). Des Weiteren können Probleme entstehen, wenn eine Mindestanzahl an Datenpunkten unterschritten wird oder das Verhältnis von Datenpunkten zu Variablen zu gering ist (Wirtz und Nachtigall, 2008). Auch sollten die eingehenden Variablen signifikant miteinander korrelieren (Bartlett, 1950; Dziuban und Shirkey, 1974; Kaiser und Rice, 1974) – eine zu starke Korrelation sollte jedoch ebenfalls vermieden werden (Field, 2009).

Werden die oben genannten Punkte beachtet, so können Faktorenanalysen – auf Kompositionsdaten von Sedimenten angewandt – Aufschluss über zu Grunde liegende Depositionsprozesse und postgenetische Änderungen liefern. So untersuchten beispielsweise Hartmann und Wünnemann (2009) holozäne Seeablagerungen aus dem Juyansee palaeolake (NW. China) mit Hilfe einer FA und konnten die geochemische Zusammensetzung der Sedimente durch die Faktoren Abfluss (repräsentiert durch die Elemente Fe, K, Mn und  $\text{PO}_4$ ), Seespiegelschwankung (TIC, Ca, Sr), Salinität (Mg, Cl) und Effloreszenzen (Na, S) erklären. Ijmker et al. (2012) führten eine Faktorenanalyse an Oberflächenproben aus dem Einzugsgebiet des Donggi Cona (nordöstliches TP) mit neun Elementen durch. Ihr erster Faktor setzte sich aus Ca und Sr zusammen und wurde als Karbonatfaktor interpretiert. Der zweite Faktor bestand aus Rb und K und wurde stellvertretend für die Verwitterungsintensität im Einzugsgebiet angesehen. Faktor drei und vier waren jeweils nur aus einem Element (Mn bzw. Fe) aufgebaut und wurden den Redoxbedingungen im Einzugsgebiet zugeschrieben. Im Anschluss an die Faktorenanalyse wurden die Faktorwerte der Proben mit bestehenden Ablagerungsklassen (Düne, See, Löss, Fluvial) verglichen. Dabei zeigte sich eine gute Übereinstimmung zwischen den im Feld gebildeten Ablagerungsklassen und den Variationen der berechneten Faktorwerte (Ijmker et al., 2012).

### 5.3. Chronologie

Dieses Kapitel dient vornehmlich der Erläuterung des Reservoir-effekts (RE) in Radiokarbondatierungen. Darin wird zunächst allgemein das Zustandekommen (5.3.1) des Reservoir-effekts erklärt sowie die verschiedenen Methoden (5.3.2) und Materialien (5.3.4) zur Bestimmung des Reservoir-effekts vorgestellt. Des Weiteren wird kurz auf einige Studien eingegangen, die die räumliche und zeitliche Veränderungen des RE aufzeigen (5.3.3). Abschließend werden verschiedene Möglichkeiten zusammengefasst, wie es zu einem RE kommen kann (5.3.5) und die Herkunft allochthonen Kohlenstoffs, der einer der Hauptursachen eines RE darstellt, diskutiert (5.3.6).

#### 5.3.1. Bedeutung des Reservoir-effekts

Aquatische Pflanzen, die in einem lakustrinen Milieu entstanden, unterliegen oft dem sogenannten "Reservoir-effekt". Dieser führt, bei der Radiokarbondatierung, zu einer Überschätzung des wahren Alters der Pflanze. Der Reservoir-effekt entsteht, wenn aquatische Pflanzen bei der Photosynthese ihren Kohlenstoff nicht aus der Atmosphäre beziehen (was eine Voraussetzung der Radiokarbondatierung ist), sondern aus dem Seewasser entnehmen (Keeley und Sandquist, 1992; Osmond

et al., 1981). Weicht die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration des Wassers von der isotopischen Zusammensetzung der Atmosphäre ab, so kann es zu einer solchen Altersüberschätzung kommen. Der Unterschied zwischen atmosphärischer und limnischer  $^{14}\text{C}$ -Konzentration ist meist durch den Zusatz von  $^{14}\text{C}$ -verarmten bzw.  $^{14}\text{C}$ -freien (= toten) Kohlenstoff bedingt, der durch Oberflächenabfluss oder Grundwasserzufluss in den See gespült wird. Dieser exogene Kohlenstoff kann gelöst ( $<0,45\ \mu\text{m}$ ) in organischer (dissolved organic carbon = DOC) oder anorganischer (dissolved inorganic carbon = DIC) Form vorliegen oder ungelöst ( $>0,45\ \mu\text{m}$ ) als Makrofossilien (particulate organic carbon = PIC) oder detritische Karbonate (particulate inorganic carbon = POC) vorhanden sein (Thurman, 1985). DIC und DOC bieten die Grundlage für endogen gebildete organische und anorganische Kohlenstoffverbindungen die sich als Seesedimente ablagern (Stiller et al., 2001). Die Hauptbestandteile des DIC im Seewasser sind  $\text{CO}_2$  (aq) (Kohlenstoffdioxid),  $\text{H}_2\text{CO}_3$  (Kohlensäure),  $\text{HCO}_3^-$  (Bikarbonat) und  $\text{CO}_3^{2-}$  (Karbonat) (Clark und Fritz, 1997). Diese entstehen u.a. wenn  $\text{CO}_2$  (g) aus dem Boden oder der Atmosphäre in das Seewasser diffundiert und weiter zu  $\text{H}_2\text{CO}_3$  hydratisiert bzw. zu  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  dissoziiert (Clark und Fritz, 1997). Je nach pH-Wert des Sees ändert sich die Zusammensetzung des DIC. Bei einem gemessenen pH-Wert um 9, wie am Heihai, liegt der Großteil des DIC als Bikarbonat vor (Olsson und Kaup, 2001).

Bereits wenige Jahre nach dem Libby die Möglichkeiten der Altersbestimmung mit Hilfe der Radiokarbonmethode entdeckte (Libby, 1946, 1955), entstanden erste Zweifel über die uneingeschränkte Anwendbarkeit der Datierungsmethode bei limnischen Ablagerungen. Godwin (1962) wies als Erster darauf hin, dass die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität von kohlenstoffhaltigem Material (sowohl Pflanzen als auch Karbonate), welches in hartem Wasser gebildet wird, nicht zwangsläufig den  $^{14}\text{C}$ -Gehalt der Atmosphäre widerspiegeln muss. Wenig später zeigten Deevey et al. (1954), dass limnische Karbonate in kalkreichen Regionen  $^{14}\text{C}$ -inaktiven Kohlenstoff einbauen und so an  $^{14}\text{C}$  verarmen. Werden Ablagerungen datiert, die unter diesen Bedingungen gebildet wurden, so kommt es zu einer Überschätzung des Alters der Probe. Die Differenz zwischen dem gemessenen und dem tatsächlichen Alter der Ablagerung wird als Reservoir-Effekt bezeichnet. Schon in den 1950er Jahren warnten deshalb Deevey et al. (1954):

*"Great care must clearly be exercised in the future when material from highly calcareous regions is being examined."* [S.288]

### 5.3.2. Methoden der Bestimmung des Reservoir effekts

Für Paläoklima- bzw. Paläoumwelt-Untersuchungen ist eine verlässliche Chronologie unumgänglich und so etablierten sich mit der Zeit eine Reihe unterschiedlicher Methoden zur Abschätzung des Reservoir effekts (vgl. Hou et al., 2012):

a) Zeigen alle Datierungen in einem Sedimentkern oder im obersten Kernabschnitt einen (linearen) Alters-Tiefen-Verlauf, so wird oft eine Regressionsgerade durch die Daten gelegt. Der Schnittpunkt dieser Geraden mit dem Nullpunkt der Ordinate (Sediment-Wasser-Schnittstelle) gilt als Abschätzung des modernen Reservoir effekts (z.B. Fontes et al., 1996). Dieser wird im Folgenden von den übrigen Datierungen im Kern abgezogen. Die Bestimmung des Reservoir effekts über Regression kann jedoch nur angewendet werden, wenn sowohl der Reservoir effekt als auch die Sedimentationsrate im Kern konstant sind (vgl. Hou et al., 2012).

b) Um den modernen Reservoir effekt eines Sees unabhängig von einem Bohrkern abzuschätzen, wird häufig das Alter moderner Komponenten (oberste Bulkschicht, lebende Organismen, DIC und DOC im Seewasser, etc.) bestimmt. Im Anschluss daran wird dieser moderne Korrekturfaktor von den Datierungen aus dem Bohrkern abgezogen. Auch diese Methode kann nur unter Annahme eines zeitlich stabilen Reservoir effekts zur Anwendung kommen. Dabei gilt die zusätzliche Limitierung, dass der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt von rezentem Material durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe sowie die artifizielle Anreicherung durch Atombombentests verändert wurde (vgl. Kap. 8.3.2) und daher das Alter des modernen Reservoir effekts nicht ohne Einschränkungen auf ältere Proben angewendet werden kann (vgl. Mischke et al., 2013).

c) Wurden neben den Datierungen aus dem Kern noch weitere Proben aus dem Einzugsgebiet analysiert, so ist es möglich den Kohlenstoff auf Basis eines geochemischen Modells zu bilanzieren und daraus den Reservoir effekt abzuleiten (z.B. Yu und Shen, 2007). Dieser Ansatz erfordert jedoch, dass sämtliche Kohlenstoffquellen im Einzugsgebiet bekannt und quantifizierbar sind, was ein umfassendes Wissen über den lokalen Kohlenstoffkreislauf voraussetzt.

d) Liegen aus der näheren Umgebung bereits gut datierte und stratigraphisch ähnliche Archive vor oder sind einzelne Events zeitlich erfasst, so besteht die Möglichkeit diese als fixe Zeitpunkte in das Altersmodell zu integrieren und somit den Reservoir effekts abzuschätzen (z.B. Li et al., 2008). Diese Methode eignet sich jedoch nur solange gleiche Ablagerungsbedingungen vorliegen, z.B. um Kerne innerhalb eines Sees zu korrelieren (Kasper et al., 2012; Yan und Wünnemann, 2014). Je weiter entfernt sich das Kontrollarchiv befindet, desto schwerer ist es diesen Ansatz umzusetzen.

e) Der Reservoir effekt kann auch über die paarweise Datierung mit einer zusätzlichen Methode ( $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{137}\text{Cs}$ , Varvenzählung, U-Th Serien, Paläomagnetik

etc.) abgeschätzt bzw. durch die parallele Datierung von aquatischen und terrestrischen Komponenten aus derselben Schicht erfasst werden (Reimer und Reimer, 2006). Dieser Ansatz bringt (nach Hou et al., 2012) die verlässlichsten Chronologien hervor. Jedoch hat jede Datierungsmethode eigene Unsicherheiten und Einschränkungen, auf die bei einer Interpretation der Daten zu achten ist.

Je nach Art der Reservoirereffektbestimmung können sich abweichende Korrekturwerte ergeben. Wu et al. (2010b) verglichen unterschiedliche Methoden zur Bestimmung des Reservoirereffekts an verschiedenen Seen. An einem Bohrkern am Ngoing Lake<sup>2</sup> (südliches TP) errechneten sie ein Reservoiralter durch Regression von 3.800 <sup>14</sup>C-Jahren. Davon wich die Datierung rezenter Bulkmaterials aus den obersten Schichten mit einem Alter von 3.260 BP um ca. 500 <sup>14</sup>C-Jahre ab. Dieser Unterschied wird von den Autoren mit einem Hiatus im Kern erklärt, der die Ergebnisse der Regression verfälschte. Am Zigê Tangco ergab ein ähnlicher methodischer Vergleich einen Unterschied von rund 300 <sup>14</sup>C-Jahren (Wu et al., 2010b). Zhou et al. (2014) diskutieren in ihrem Artikel drei mögliche Ansätze den Reservoirereffekt für den Qinghai Lake (nordöstliches TP) zu bestimmen. Dabei verglichen sie eine lineare Regression des Alters über einen kompletten Bohrkern, bzw. über einzelne Kernabschnitte mit einem Wiggle matching Ansatz. Je nach Rechnung ergaben sich Korrekturwerte für den Reservoirereffekt zwischen 200 und 2.500 <sup>14</sup>C-Jahren. Yu und Shen (2007) berechneten ebenfalls den Reservoirereffekt am Qinghai mit Hilfe einer geochemischen Modellierung und erhielten ein Alter von 1.500 <sup>14</sup>C-Jahren. In einer weiteren Studie am selben See wird der moderne Reservoirereffekt mittels linearer Regression mit 658 <sup>14</sup>C-Jahren (Henderson et al., 2010) beziffert. In Abhängigkeit davon, welcher Reservoirereffekt angenommen wurde, ergaben sich weitreichende Unterschiede bei der Interpretation der Seegenese. Die Abweichungen müssen jedoch nicht zwangsläufig aus den unterschiedlichen Methoden resultieren, sondern könnten auch der räumlichen Variabilität des RE geschuldet sein.

### 5.3.3. Räumliche und zeitliche Variabilität des Reservoirereffekts

An sechs tibetischen Seen zeigten Mischke et al. (2013), dass der Reservoirereffekt räumlichen Schwankungen unterworfen sein kann. Dabei konnten sie abnehmende Alter moderner Proben vom Ufer zum Zentrum der Seen nachweisen, wobei die höchsten Alter nahe an Zuflüssen und geothermalen Quellen auftraten, was durch einen erhöhten Eintrag älteren Kohlenstoffs aus dem Einzugsgebiet erklärt wurde. Die geringen Alter im zentralen Bereich der Seen interpretierten die Autoren durch einen verbesserten Austausch des DIC des Seewassers mit atmosphärischem CO<sub>2</sub>. Ähnliche Beobachtungen finden sich in der geowissenschaft-

---

<sup>2</sup>Bei Yanhong et al. (2006) als Cuoe Lake bezeichnet.

lichen Literatur in vielen Regionen der Erde (z.B. Ascough et al., 2010; Hutchinson et al., 2004; Nakanishi et al., 2013; Philippsen, 2013; Yan und Wünnemann, 2014). Verschiedene Studien in denen  $^{14}\text{C}$ -Datierungen mit anderen Datierungstechniken verglichen wurden, ergaben, dass der Reservoireffekt auch zeitlich variieren kann (z.B. Geyh et al., 1974; Zhou et al., 2009). Die zeitliche Variabilität des Reservoireffekts kann erhebliche Auswirkungen auf die Chronologie und damit auf die rekonstruierte Klimageschichte haben. So errechnen z.B. Zhou et al. (2007) aus dem Vergleich mit Warven des Sugan Lake (Nord China) eine Schwankung des Reservoireffekts zwischen 2.590 und 4.340  $^{14}\text{C}$ -Jahren. Weitere Studien zeigen die enorme Spanne die ein zeitlich variabler Reservoireffekt annehmen kann: Lake Lisan bzw. Totes Meer (Israel): 0 – 6 ka (Stein et al., 2004), Lake Mývatn (Island): 1,5 – 5 ka (Ascough et al., 2010), Toboggan Lake (Kanada): 1,6 – 6,7 ka (MacDonalds et al., 1991).

Bedenkt man die sich ändernden klimatischen Bedingungen und Ablagerungsprozesse während der holozänen Seegenese und die damit verbundenen Änderungen in der chemischen und isotopischen Zusammensetzung des Wassers, so erscheint es nur konsequent ebenfalls einen variablen Reservoireffekt anzunehmen. Daher kann eine Reservoirkorrektur auf Grundlage von rezenten Proben nicht a priori auf ältere Datierungen übertragen werden (Geyh et al., 1999; Wu et al., 2010b). Dies ist nur möglich, wenn im Seesystem konstante und stabile atmosphärische, hydrologische und chemische Bedingungen herrschen (Stiller et al., 2001).

#### 5.3.4. Datierungsmaterial

Für die Bestimmung des RE mittels Datierung moderner Komponenten können verschiedene Materialien verwendet werden, die ihrerseits unterschiedlich stark anfällig für das Auftreten eines RE sind. Dabei eignen sich besonders terrestrische Makrofossilien und Pollen, da sie größtenteils atmosphärisches  $\text{CO}_2$  zum Aufbau ihrer Biomasse verwenden und damit ihr Reservoireffekt nahezu Null beiträgt (Abbott und Stafford, 1996; Wu et al., 2010a; Xu und G., 2003). Authigen im See gebildete Karbonate bauen bei ihrer Entstehung größtenteils Kohlenstoff aus dem Wasser ein und können daher einen sehr hohen Reservoireffekt aufweisen (Gibert et al., 1999; Xu und G., 2003; Wu et al., 2010a). Findet sich im Sediment kein datierbares terrestrisches Material, so sind aquatische Makroreste eine gute Alternative (Wu et al., 2010a). Diese verarbeiten ebenfalls das DIC/DOC aus dem Seewasser, jedoch bilden einige Arten auch schwimmende Teile aus, die atmosphärisches  $\text{CO}_2$  aufnehmen können, was zu einer Absenkung des Reservoireffekts führt (Keeley und Sandquist, 1992; Osmond et al., 1981). Bulkproben bestehen aus einer Mischung aus terrestrischem (ohne Reservoireffekt) und lakustrinem Material (mit einem Reservoireffekt behaftet). Demnach unterliegen

ebenfalls ihre  $^{14}\text{C}$ -Alter einem Mischsignal im Reservoirereffekt. Je nach Eintrag aus dem Einzugsgebiet schwankt jedoch der Reservoirereffekt der Bulkprobe, was sie allgemein anfällig für zeitliche Variationen im Reservoirereffekt macht (Björck und Wolfarth, 2001). Schalen von Mollusken können ebenfalls einen vergleichsweise hohen Reservoirereffekt aufweisen (Wünnemann et al., 2008; Mischke et al., 2013), der größtenteils von der Art ihrer Nahrungsaufnahme herrührt (Keith und Anderson, 1963). So filtern viele Bivalven ihre Nahrung aus dem Wasserkörper, während Gastropoden eher organisches Material von Substraten abraspeln. Auf karbonathaltigem Ausgangsgestein kann es dabei leicht zum Einbau alten Kohlenstoffs kommen (Ingram und Southon, 1996). Zusätzlich können diagenetische Prozesse den Kohlenstoffgehalt einer Molluskenschale postsedimentär verändern (Hutchinson et al., 2004).

### 5.3.5. Ursachen des Reservoirereffekts

Grundsätzlich kann der Reservoirereffekt als Funktion aus drei Variablen beschrieben werden: a) der  $\text{CO}_2$ -Austauschrate zwischen Atmosphäre und See, b) den internen Mischvorgängen im See und c) der Menge und  $^{14}\text{C}$ -Aktivität des Kohlenstoffstroms (MacDonalds et al., 1991; Ascough et al., 2010; Jull et al., 2013; Keaveney und Reimer, 2012).

a) Seen sind über ihre Oberfläche im permanenten Kontakt mit der Atmosphäre, so dass  $^{14}\text{C}$ -angereichertes  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre in das Seewasser diffundieren und so den  $^{14}\text{C}$ -Gehalt des Oberflächenwassers in Richtung atmosphärischer Werte verschieben kann. Die Austauschrate zwischen See und Atmosphäre wird größtenteils durch den Gradienten des  $\text{CO}_2$ -Partialdrucks zwischen den beiden Sphären bestimmt (Cole et al., 1994). Sie erhöht sich jedoch bei turbulent und schnell fließenden Gewässern oder bei Wellendurchmischung durch Windeinwirkung. Dagegen kann der  $\text{CO}_2$ -Austausch zwischen See und Atmosphäre z.B. durch Perioden ausgedehnter Eisbedeckung komplett unterbunden werden (Philippsen, 2013). Variationen in der Höhe des Seespiegels und damit verbundene hydrologische Änderungen können ebenso den Reservoirereffekt beeinflussen (Broecker und Walton, 1959; Grosjean et al., 2001; Wu et al., 2011). Geyh et al. (1998) erklärten die zeitlichen Variationen im Reservoirereffekt in drei Seesystemen als Funktion der Wassertiefe (bzw. als Verhältnis von Volumen zu Oberfläche der Seen). Sie folgerten, dass kleine und tiefe Seen eine geringe  $\text{CO}_2$ -Austauschrate mit der Atmosphäre besitzen und daher besonders anfällig für Schwankungen des Reservoirereffekts sind. Große, flache Seen sind dagegen vergleichsweise gut durchmischt und haben eine größere Oberfläche an der atmosphärischer  $\text{CO}_2$ -Austausch stattfinden kann. Daher unterliegen sie in geringerem Maße den Auswirkungen des Reservoirereffekts.

b) Meromiktische und amiktische Seen bilden Dichtestratifizierungen im Wasserkörper aus. Diese wirken als Diffusionsbarrieren und verhindern eine gleichmäßige vertikale Verteilung des  $\text{CO}_2$  in der Wassersäule. Daher kann es zu einer Zweiteilung kommen, in der die obere Schicht (Epilimnion) im Austausch mit der Atmosphäre steht und daher eine vergleichsweise hohe  $^{14}\text{C}$ -Konzentration aufweist. Im Gegensatz dazu kann Kohlenstoff im unteren Abschnitt des Sees (Hypolimnion/ Monimolimnion) über längere Zeiträume im Wasserkörper verbleiben und durch den andauernden radioaktiven Zerfall  $^{14}\text{C}$  verlieren (ohne dass dieser durch eine moderne Quelle ersetzt wird). Daher können sich Datierungen aus Epilimnion und Hypolimnion um mehrere Tausend Jahre unterscheiden (Cohen, 2003; Hendy und Hall, 2006). So datierten z.B. Doran et al. (1999) das Oberflächenwasser des Lake Bonney (Antarktis) auf 2.100 BP, während Wasser am Seegrund ein Alter von rund 10.000 BP zeigte.

c) Der stärkste Einfluss auf den Reservoir effekt in lakustrinen Systemen geht jedoch von dem Eintrag von  $^{14}\text{C}$ -inaktivem bzw.  $^{14}\text{C}$ -verarmtem Kohlenstoff aus, welcher keinen bzw. nur noch einen sehr geringen Anteil an  $^{14}\text{C}$  aufweist. Dieser kann aus verschiedenen Quellen in den See gelangen (s. Kap. 5.3.6). Meist wird er im Einzugsgebiet aus anstehenden Karbonaten oder karbonatreichen Böden erodiert und in gelöster Form (als  $\text{CO}_2$  oder  $\text{HCO}_3^-$ ) über das Grundwasser oder oberflächlichen Abfluss in den See eingetragen (u.a. Abbott und Stafford, 1996; Hutchinson et al., 2004).

### 5.3.6. Exogene Quellen alten Kohlenstoffs

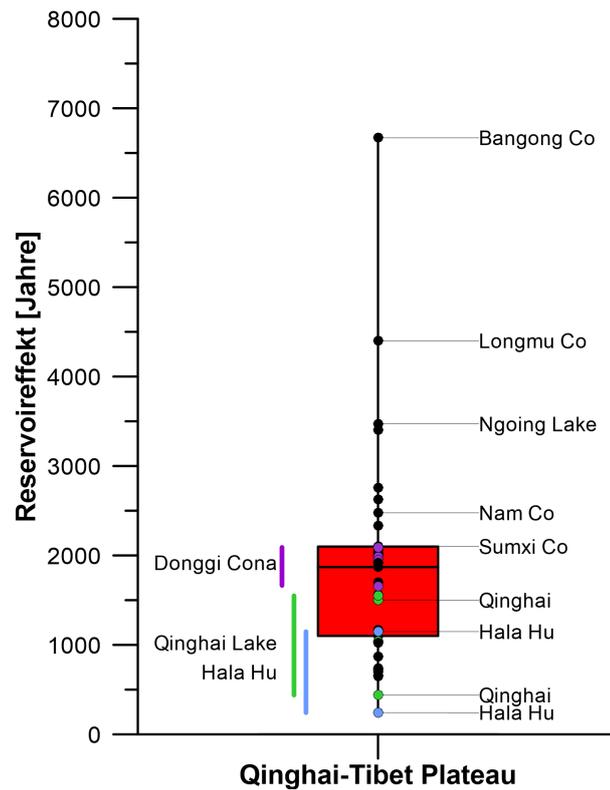
Neben dem direkten Eintrag von altem Kohlenstoff aus dem Einzugsgebiet durch Erosion anstehender Karbonate, kann er ebenso aus anderen Quellen in den See gelangen. Hall und Henderson (2001) verglichen Radiokohlenstoffalter aus dem Lake Trowbridge (Antarktis) mit Ergebnissen von U/Th Datierungen und kamen zu dem Schluss, dass die  $^{14}\text{C}$ -Alter um bis zu 18.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre älter waren als die U/Th Datierungen. Sie begründeten diesen Unterschied hauptsächlich mit dem massiven Zustrom von altem  $\text{CO}_2$  aus Gletscherschmelze. Arbeiten an anderen antarktischen Seen bestätigen diesen Befund (Hendy und Hall, 2006), jedoch mit der Einschränkung, dass nur ein direktes Kalben der Gletscher in einen See zu einer solch hohen Veränderung der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration im Seewasser führen kann. Je länger der fluviale Transport zwischen Gletscher und See andauert, desto stärker wird das Schmelzwasser mit modernem  $^{14}\text{C}$ -aus der Atmosphäre angereichert. Daher ist der Einfluss von Kohlenstoff aus Gletschern bereits nach ein paar Dekakilometern Transportdistanz kaum noch nachzuweisen (Doran et al., 1999). Weitere Charakteristika der Abflussbahn, wie Rauigkeit, Substrat, Tiefe, Fließge-

schwindigkeit und Turbulenzen beeinflussen zusätzlich den atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Austausch (Hendy und Hall, 2006).

In tektonisch aktiven Regionen kann der Einfluss des Reservoir effekts ebenfalls sehr hoch sein, da hier <sup>14</sup>C-inaktiver Kohlenstoff aus der Erdkruste entlang von Verwerfungen oder geothermalen Quellen in ein limnisches System eingetragen werden kann (Gibert et al., 1999; Stein et al., 2004; Ascough et al., 2010; Mischke et al., 2013). So ergaben Datierungen aus Island von rezenten aquatischen Moosen aus geothermalen Quellen <sup>14</sup>C-Alter zwischen 6.000 – 8.000 BP (Sveinbjörnsdóttir et al., 1992). Auch vulkanische Aktivität kann <sup>14</sup>C-verarmten Kohlenstoff in einen See eintragen und damit die Datierung beeinflussen (Olsson, 1979; MacDonalds et al., 1991; Moreno et al., 2007).

Neben den erwähnten Einflussfaktoren, die ein höheres Alter zur Folge haben, kann auch eine Verjüngung der datierten Proben durch Wurzelpenetration, Versickerung von jüngerer Huminsäure oder Mischung durch Bioturbation auftreten (Gibert et al., 1999; Björck und Wolfarth, 2001). Dies gilt insbesondere für Bulkproben, da diese, anders als organische Makrofossilien, nach ihrer Ablagerung weiterhin Kohlenstoff mit der Umgebung austauschen können. Geyh et al. (1974) wiesen nach, dass Bulkmaterial, welches über mehrere Jahre gelagert wurde, unglaubwürdig junge Alter zeigte. Sie machten die Aktivität von Bakterien dafür verantwortlich, welche neben dem Kohlenstoff aus den Proben auch atmosphärisches CO<sub>2</sub> für ihren Metabolismus verwendeten. Auch die Aufbewahrung unter kühlen und dunklen Bedingungen sowie in angesäuertem Milieu (pH = 2) kann nicht vor einer Verunreinigung durch u.a. Bakterien oder Pilzkulturen schützen. Der Einfluss moderner Kontamination kann einige 100 bis wenige 1.000 Jahre erreichen (Wolfarth et al., 1998).

Seen auf Hochplateaus wie dem Altiplano (vgl. Grosjean et al., 2001) oder dem TP (vgl. Hou et al., 2012) besitzen oft einen basischen pH-Wert (Yu et al., 2001), was auf den Input von Karbonaten deutet und daher einen besonders hohen Reservoirfehler vermuten lässt. Des Weiteren liegen die Seebecken häufig in tektonisch aktiven Zonen, in denen es leicht zu einem Zustrom von <sup>14</sup>C-inaktivem Kohlenstoff aus der Erdkruste kommen kann (Wu et al., 2010b). Zusätzlich schränkt das kalte und trockene Klima der Hochplateaus das Wachstum von terrigenen Pflanzen im Einzugsgebiet ein, so dass oft nicht genügend terrestrisches Material für eine Reservoir effekt-korrigierte Datierung zur Verfügung steht. Daher werden häufig Bulkproben oder aquatische Makrofossilien für die Altersbestimmung verwendet (Mischke et al., 2013). Hou et al. (2012) verglichen den modernen Reservoir effekt von 32 tibetischen Seen aus der Literatur. Der Großteil der untersuchten Seen zeigte einen modernen Reservoir effekt zwischen 1.000 – 2.000 <sup>14</sup>C-Jahren (s. Abb. 13). Den maximalen modernen Reservoir effekt der Studie erreichte jedoch der Bangong



**Abb. 13:** Boxplot des Reservoireffekts an verschiedenen Seen auf dem Qinghai-Tibet-Plateau, zusammengestellt nach Hou et al., 2012, ergänzt um die Spannweite der Befunde aus Mischke et al., 2013, vom Donggi Cona (lila), Qinghai Lake (grün) und Hala Hu (blau). Ausgewählte Seen sind namentlich hervorgehoben.

Co mit 6.670  $^{14}\text{C}$ -Jahren (Fontes et al., 1996). Der bisher höchste bekannte moderne Reservoireffekt aus der Region wurde von Mischke et al. (2013) berichtet, die eine lebende Gastropode (*Radix spec.*) am Donggi Cona (Nordöstliches TP) auf 20.000  $^{14}\text{C}$ -Jahre datierten.

## **6. Methoden & Material**

### **6.1. Morphologische Methoden**

#### **6.1.1. Bathymetrisches Tiefenmodell**

Zur Untersuchung der subaquatischen Uferlinien wurde in den beiden Geländekampagnen 2011 und 2012 die Position und Tiefe von 11.564 Punkten mit einem Echolot der Marke Humminbird Fishfinder 597Ci HD aufgenommen. Das Echolot zeichnete dabei die Zeit auf, die ein ausgesendeter Schallimpuls benötigte, um vom Seeboden reflektiert zu werden. Aus der Laufzeit dieser Schallwelle konnte anschließend die Tiefe des Seegrundes ermittelt werden. Die Positionsbestimmung der Messpunkte erfolgte über ein integriertes GPS.

Um eine genaue Interpolation der Tiefenmessungen zum rezenten Ufer hin zu gewährleisten, wurde der Datensatz im Postprocessing um 808 weitere Punkte ergänzt, die die aktuelle Uferlinie abbilden. Diese Punkte wurden aus dem Shapefile der rezenten Seebegrenzung (s. Kap. 6.1.2) entnommen und manuell auf eine Tiefe von Null gesetzt. Der kombinierte Datensatz der Punktmessungen wurde anschließend mit dem "Topo to Raster" Tool in ArcGIS 10.1 in die Fläche interpoliert. Erläuterungen zur Funktionsweise und Anwendung des Interpolationsalgorithmus bieten Hutchinson und Dowling (1991) sowie Hutchinson (1993).

Um einen Versatz der Datensätze 2011/2012 durch einen sich ändernden Seespiegel oder unterschiedliche Montagetiefen der Detektoren auszuschließen, wurden benachbarte Messpunkte aus beiden Kampagnen miteinander verglichen. Als Grundlage dienten alle Messungen von 2011, die eine maximale euklidische Distanz von 10 m zu einem Messpunkt aus der Folgekampagne von 2012 besaßen. Die resultierenden Datenpaare ( $n = 157$ ) wurden auf ihre Tiefenabweichung hin untersucht (Appendix A.2.1).

#### **6.1.2. Erfassung moderner Seespiegelschwankungen mit Hilfe von fernerkundlichen Daten**

Auf Grundlage von hochaufgelösten Quickbird-2-Aufnahmen aus dem Jahr 2011 wurde die rezente Seefläche des Heihai manuell digitalisiert. Zusätzlich wurde ebenfalls die Seefläche des benachbarten Kleinen Kusai aus den Bildern extrahiert um die Auswirkungen der klimatischen Schwankungen der letzten 40 Jahre des offenen Heihai-Systems mit denen eines geschlossenen Sees (Kleiner Kusai) vergleichen zu können. Die Stützpunkte der digitalisierten Uferlinie gingen ebenfalls in das bathymetrische Tiefenmodell als seitliche Begrenzung ein (s.o.).

Um die Seespiegelschwankungen der letzten 40 Jahre abschätzen zu können, wurde die Fläche der beiden Seen ebenfalls aus Daten einer Corona-Mission aus

dem Jahre 1970 per Hand extrahiert. Ein großer Nachteil der Corona-Bilder besteht in ihrer extremen Panoramaverzerrung, die durch die geringe Flughöhe und den breiten Aufnahmestreifen (200 x 15 km in Natur  $\cong$  8 x 70 cm auf dem Film) bedingt ist (Sohn et al., 2004; Albertz, 2007). Um mit den Aufnahmen arbeiten zu können, mussten diese also zunächst entzerrt (Orthorektifizierung) und im Raum verortet (Geocoding) werden. Acht Szenen, die das gesamte Einzugsgebiet des Heihai abdecken, wurden von der RWTH Aachen bezogen und digital im .TIFF-Format zur Verfügung gestellt. Die Entzerrung der Bilder und Integration in ein Koordinatensystem (UTM WGS84, Zone 46 Nord) erfolgte mit ERDAS Imagine 9.1. Dabei wurde mit der Passpunktmethode gearbeitet, bei der markante Punkte (Ground Control Points) sowohl auf den Corona-Aufnahmen als auch auf einem Referenzbild verortet werden (Altmaier und Kany, 2002; Hamandawana et al., 2007). Als Referenz diente der panchromatische Kanal einer Landsat-7-Aufnahme aus dem Jahr 2001. Für jede Szene wurden zwischen 30 und 40 Punktpaare ausgewählt, die möglichst breit über das komplette Bild gestreut waren. Die Anpassung der Einzelbilder erfolgte durch ein Polynom zweiten Grades unter Einbeziehung der Höhe aus dem SRTM-3 Geländemodell. Durch die Berücksichtigung der Höhe konnten Verzerrungseffekte durch Foreshortening und Layover (vgl. Albertz, 2007) reduziert und ein verbessertes Model zur Entzerrung generiert werden. Das Resampling wurde mit der "Nearest Neighbor Methode" durchgeführt (Altmaier und Kany, 2002; Hamandawana et al., 2007).

Um potentielle Seespiegelschwankungen zwischen dem rezenten Seespiegelstand (aus den Quickbird-Daten von 2011) und dem Level aus den Corona-Aufnahmen (von 1970) zu untersuchen, wurde die Ausdehnung des Heihai und des Kleinen Kusai anhand von Landsat-Aufnahmen aus den Jahren 1991, 2002 und 2010 digitalisiert. Das Untersuchungsgebiet wird von den Landsat-Szenen Path 137/138 und Row 35 (WRS2 für Landsat 4–8) abgedeckt. Die verwendeten Satellitendaten wurden über den USGS (US Geological Survey, <http://usgs.earthexplorer.gov>) bezogen. Während die anderen Satellitenbilder aus dieser Studie als Normalfarbenbild (Quickbird-2) bzw. panchromatisch (Corona) vorlagen, standen bei den Landsat-Szenen weitere spektrale Kanäle im Infrarotbereich zur Verfügung. Daher konnte bei der Abgrenzung der Seeflächen aus den Landsat-Aufnahmen die spektralen Besonderheiten der Bilder genutzt werden. Verglichen mit der manuellen Abgrenzung bietet diese Methode eine objektivere und zeitsparendere Möglichkeit der Digitalisierung.

Wasser zeigt seine stärkste Reflexion im blauen Spektralbereich (Landsat-Kanal 1, 0,4 – 0,5  $\mu\text{m}$ ), während es im kurzwelligen Infrarot um 1,65  $\mu\text{m}$  (Landsat-Kanal 5, 1,5 – 1,8  $\mu\text{m}$ ) fast vollständig absorbiert wird (Li et al., 2008). Durch die Verhältnisbildung der beiden Kanäle können daher u.a. wasserbedeckte Flächen

betont werden, die sich dadurch deutlicher von anderen Oberflächen (z.B. Vegetation oder unbedecktem Boden) abheben. Die Ratiobildung erfolgte nach der Formel (leicht geändert) für den NDWI (Normalised Difference Water Index) mit dem ersten (LS1) und fünften (LS5) Landsat-Kanal (Gao, 1996; McFeeters, 1996):

$$NDWI = \frac{LS5 - LS1}{LS5 + LS1}$$

Als Schwellwert für die Land-See-Abgrenzung wurde ein NDWI von 0,5 festgelegt. Pixel mit einem Index unterhalb dieses Wertes wurden als wasserbedeckte Fläche klassifiziert, Pixel mit einem Wert größer -0,5 als Landfläche.

### **6.1.3. Kartierung der Hochstandssedimente und der rezenten Ufermorphologie**

Die ehemaligen lakustrinen Sedimente stellen eine flächenhafte Begrenzung des höchsten Seespiegels dar. Daher wurde ihre Ausdehnung aus den Satellitenaufnahmen von 2011 digitalisiert. Die Hochstandssedimente hoben sich aufgrund ihrer hellen Färbung deutlich von den umliegenden Schwemmfächermaterial ab und ließen sich daher auf den Satellitenbildern gut abgrenzen. Zusätzlich wurde die rezente Küstenmorphologie des Heihai kartiert und fotografisch dokumentiert, um einen Einblick in die moderne Litoraldynamik zu erhalten. Die Feldbefunde wurden durch die Auswertung der hochauflösenden Quickbird-2-Aufnahmen (von 2011) ergänzt und so die kartierten Kliffkanten und Terrassen in die Fläche übertragen.

### **6.1.4. Vermessung**

Für die morphologische Aufnahme des litoralen Formenschatzes wurde das Untersuchungsgebiet in vier Teilräume unterteilt (Ost = E, Nord = N, West = W, Süd = S), in denen Detailvermessungen mit Hilfe von zwei differentiellen GPS-Geräten (Ashtech Promark 2 mit externer Antenne) durchgeführt wurden (vgl. Exkurs in Kap. 6.1.7). Um eine möglichst exakte Positionsbestimmung zu erhalten, wurde jeder Geländepunkt mindestens 5 Minuten lang eingemessen. Dabei betrug die Sampling Rate einen Datensatz pro Sekunde. Demnach lagen für die Bestimmung jedes Punktes mindestens 300 Datenpaare zu Grunde, die im Postprocessing mit der Software Ashtech Solutions 2.70 differentiell korrigiert wurden (s. Exkurs in Kapitel 6.1.7). Für die Profilerstellung wurden 81 dieser korrigierten Messpunkte verwendet, die als Stützpunkte für insgesamt 14 Uferprofile dienten. Aus Darstellungsgründen gingen zusätzlich einige interpolierte Werte aus der Feldbeobachtung in die Profilzeichnungen ein.

Zur Qualitätskontrolle der differentiellen GPS-Messungen wurden am Heihai zwei Wiederholungsmessungen durchgeführt. Dabei wurde die Position zweier Messpunkte nacheinander für jeweils 10 Minuten doppelt aufgezeichnet und die Abweichungen der Aufzeichnungen miteinander verglichen. Zusätzlich wurde an jedem Messtag die absolute Höhe des Seespiegels ( $n=11$ ) erfasst und die Ergebnisse der Messungen miteinander verglichen, um den Vertikalfehler der Messungen abschätzen zu können (s. Appendix A.2.2).

### 6.1.5. Hot-Spot-Analyse

Um Hebungscentren und Absenkungsbereiche innerhalb der Hochstandssedimente identifizieren zu können, wurde eine Hot-Spot-Analyse auf Grundlage des SRTM-3-Höhenmodells durchgeführt. Die Auswertung beschränkte sich dabei auf den Uferbereich, der als "Seesediment" auskartiert wurde (Kapitel 6.1.3). Das digitale Geländemodell des SRTM-3 wurde in einer überarbeiteten Version (void filled) über den USGS bezogen (<http://usgs.earthexplorer.gov>).

Eine Hot-Spot-Analyse identifiziert, mit Hilfe der Getis-Ord  $G_i^*$ -Statistik, räumliche Cluster hoher (Hot Spot) und niedriger (Cold Spot) Werte (in diesem Fall die Höhe über N.N.; Getis und Ord, 1992; Ord und Getis, 1995). Dabei wird der Datensatz nach Punkten mit signifikant hohen bzw. tiefen Werten durchsucht, die ihrerseits von Punkten mit hohen bzw. tiefen Werten umgeben sind. Diese Cluster werden mit einer Normalverteilung verglichen, der die gleichen statistischen Parameter zu Grunde liegen wie den Ausgangsdaten. Aus dem Vergleich ergeben sich für jeden Punkt Wahrscheinlichkeiten, ob die Clusterung signifikant ist oder zufällig entstanden ist (p-Wert). Je kleiner der p-Wert, desto unwahrscheinlicher ist es, dass das räumliche Muster zufällig entstanden ist. Demnach zeigen kleine p-Werte ( $<0,1$ ) eine signifikante Clusterung an.

Des Weiteren werden z-Werte (hier als Standardabweichung zu interpretieren) ausgegeben, die die Art des Clusters charakterisieren. Punkte mit einem hohen positiven z-Wert ( $z > 1,65$ ) und kleinem p-Wert ( $p < 0,1$ ) werden als signifikante räumliche Cluster hoher Werte (Hot Spots) und Punkte mit kleinem negativen z-Wert ( $z < -1,65$ ) und geringem p-Wert ( $p < 0,1$ ) als signifikante Cluster niedriger Werte (Cold Spots) identifiziert (s. Legende in Abb. 20). Am Datensatz des Heihai entsprechen demnach Hot Spots relativen Hebungsbereichen, während Cold Spots relative Absenkungsbereiche darstellen. Punkte, welche weder einem Hot Spot noch einem Cold Spot zugeordnet werden können, werden als Normal Spots bezeichnet. In der geowissenschaftlichen Literatur finden sich zahlreiche Beispiele zu den vielfältigen Anwendungsmöglichkeiten der Hot-Spot-Analyse und Getis-Ord  $G_i^*$ -Statistik (u.a. Ceccato und Persson, 2002; Premo, 2004; de Castro et al., 2007; Ibeas et al., 2011).

### 6.1.6. Exkurs: Satellitendaten

Erdbeobachtende Satelliten sind seit den 1960er Jahren im Einsatz. Seitdem gab es eine Vielzahl unbemannter und bemannter Missionen, die die Beschaffenheit der Erde mit verschiedenen Systemen aufzeichneten. Unterschiede ergeben sich vor allem in der radiometrischen, spektralen und räumlichen Auflösung der gewonnenen Daten (Albertz, 2007; Li et al., 2008). Bei der fernerkundlichen Analyse des Heihai kamen ebenfalls unterschiedliche satellitengestützte Systeme zum Einsatz, die im Folgenden kurz vorgestellt werden.

Die aktuellsten und am höchsten aufgelösten Einblicke in das Untersuchungsgebiet boten Quickbird-2-Aufnahmen, die im Januar/Februar 2011 aufgenommen wurden. Der Quickbird-2-Satellit startete am 18.10.2001 und umkreist die Erde zurzeit in einer sonnensynchronen Umlaufbahn in ca. 450 km Entfernung. Die Auflösung des Satelliten liegt bei 65 cm bei panchromatischen Aufnahmen und 265 cm im Multi-spektralbereich (DigitalGlobe, 2013). Insgesamt verfügt der Satellit über fünf Spektralbänder: 430 – 556 nm (blau), 466 – 620 nm (grün), 590 – 710 nm (rot), 715 – 918 nm (nahes Infrarot) und 445 – 900 nm (panchromatisch), von denen jedoch nur ein Echtfarbenbild für diese Arbeit zur freien Verfügung stand. Die Daten aus der Quickbird-Mission werden kommerziell über die Plattform DigitalGlobe vertrieben. Zusätzliche Informationen zu dem Satelliten und weiterführende Literatur finden sich z.B. in Kramer (2002).

Einen detaillierten Einblick in die Zeit vor 40 Jahren bieten die Bilder der Corona-Satelliten. Sie wurden im Rahmen des ersten hochauflösenden satellitengestützten Spionagefotosystems der USA aufgenommen. Dieses wurde Ende der 1950er von der US Air Force und der CIA (Central Intelligence Agency) ins Leben gerufen (Altmaier und Kany, 2002). In der Zeit bis zum Projektende am 31.05.1972 starteten insgesamt 144 Corona-Satelliten, die in 102 erfolgreichen Missionen mehr als 860.000 Bilder schossen (NASA, 1999). Von den aufgenommenen rund 2 Mio. km<sup>2</sup> sind jedoch rund 40% der Daten aufgrund von starker Wolkenbedeckung nur sehr eingeschränkt nutzbar (Altmaier und Kany, 2002). Die gesammelten Daten unterlagen bis 1995 der Geheimhaltung bis sie als veraltet galten und von Präsident Clinton, zusammen mit den Aufnahmen der Nachfolgeprojekte ARGON und LANYARD, für den kommerziellen Vertrieb der Öffentlichkeit zur Verfügung gestellt wurden (Galiatsatos, 2004). Die in dieser Arbeit verwendeten Bilder wurden aus 150 km Höhe mit einer Kamera vom Typ KH-4B (KH = "keyhole") aufgenommen und besitzen eine Auflösung im Nadir des Bildes von 1,83 m (NASA, 1999). Eine ausführliche Zusammenfassung der unterschiedlichen Missionen und der Entwicklungsgeschichte der Corona-Satelliten bietet die Internetseite von Bernd Leitenberger (Leitenberger, 2008). Für einen Einblick in die technische Entwicklung der

Kameras und in das Satellitensystem ist die Doktorarbeit von Nikolaos Galiatsatos (Galiatsatos, 2004) zu empfehlen.

Zum Monitoring einer Region in mittlerer Auflösung eignen sich die Aufnahmen der Landsat-Satelliten besonders gut, da diese mit fast 40 Jahren die längste kontinuierlich aufgezeichnete Zeitreihe multispektraler fernerkundlicher Daten darstellt. Die Entwicklung der Landsat-Satelliten ging aus dem Projekt "global change initiative – the earth observation system" der NASA (= National Aeronautics and Space Administration) hervor, das 1967 gestartet (NASA, o.J.) und im Februar 2013 in der mittlerweile achten Satellitengeneration in den Orbit geschossen wurde. In dieser Arbeit wurden zwei Aufnahmen aus der Landsat-7 Mission und eine der Landsat-5 Mission verwendet. Die Satelliten dieser Missionen kreisen auf einem sich periodisch wiederholenden, sonnensynchronen Orbit, ca. 705 km über der Erde und überfliegen so alle 16 Tage dieselbe Position. Sie wurden mit einem Multispektralscanner ausgestattet, der Aufnahmen im Wellenlängenbereich zwischen 450 – 520 nm (blau), 520 – 600 nm (grün), 630 – 690 nm (rot), 760 – 900 nm (nahes Infrarot), 1.550 – 1.750 nm (kurzwelliges Infrarot) und 2.080 – 2.350 nm (kurzwelliges Infrarot) bei einer räumlichen Auflösung von 30 m machen kann. Zusätzlich existiert ein thermaler Infrarot Kanal (1.040 – 1.250 nm), der mit einer räumlichen Auflösung von 120 m (Landsat 4/5) bzw. 60 m (Landsat 7) aufnimmt. Der ETM (+)-Scanner (Enhanced Thematic Mapper Plus) der Landsat-7 Mission wurde zudem noch mit einem panchromatischen Aufnahmemodus (520 – 900 nm) ausgestattet, der es erlaubt, Daten mit einer räumlichen Auflösung von 15 x 15 m aufzuzeichnen.

Als flächendeckende topographische Referenz wurde das überarbeitete SRTM-3 Höhenmodell vom USGS verwendet, in dem Fehl-/ und Fehlerpixel durch die Interpolation der umliegenden Bildpunkte korrigiert wurden (void-filled). Die SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) startete als internationales Projekt unter der Schirmherrschaft der NASA mit dem Ziel eine hochauflösende Höhenvermessung von rund 80% der Erde zu erreichen. Dafür wurde am 11.02.2000 das Space Shuttle Endeavour für elf Tage ins All geschickt. Es wurde mit einem Radarsystem ausgestattet, welches ein Signal im cm-Wellenbereich zur Erde schickte. Mit Hilfe von zwei Antennen konnte das reflektierte Signal aufgezeichnet und durch den Phasenunterschied des Signals von einer Antenne zur anderen die Geländehöhe der Erdoberfläche berechnet werden (Albertz, 2007). Das so entstandene digitale Höhenmodell besitzt weltweit eine Auflösung von 3" (3 Bogensekunden  $\approx$  90 m) und deckt die Bereiche zwischen 60°N und 58°S ab. Die vertikale Genauigkeit wird mit 16 m angegeben (USGS, o.J.), kann aber als bedeutend geringer angenommen werden (Czegka et al., 2004; Rodríguez et al., 2006). Zwar gibt es bereits neuere und höher aufgelöste digitale Geländemodelle, jedoch sind diese entweder sehr kostenintensiv (SPOT, IKONOS), schwer zugänglich (TanDEM-X) oder mit einem

hohen Vertikalfehler behaftet. So bietet das ASTER-Höhenmodell beispielsweise eine deutlich bessere räumliche Auflösung (30 m) als die SRTM-Daten. Dagegen scheint der Höhenfehler um einiges größer zu sein: auf der ebenen Seefläche des Heihai zeigen die ASTER-Daten Höhenunterschiede von 153 m, während bei den verwendeten SRTM-Daten keine Variationen auftraten. Auch im Uferbereich der anstehenden Seesedimente war die Höhenschwankung des ASTER-Höhenmodells mit 163 m viel zu hoch. Daher wurde von der Nutzung dieses Modells abgesehen und auf das verlässlichere, wenn auch niedriger aufgelöste, SRTM zurückgegriffen.

### **6.1.7. Exkurs: differentiell GPS**

Das GPS (Global Positioning System) wurde in den 1970er Jahren von der US-amerikanischen Regierung für militärische Zwecke entwickelt. Es hat den Vorteil, die eigene Position bestimmen zu können ohne Informationen über den Standort (welche ggf. vom Feind abgefangen werden könnten) nach außen versenden zu müssen. Um die zivile Nutzung einzuschränken wurde das GPS anfänglich mit einem künstlichen Rauschen (Selective Availability) versehen, was die Genauigkeit der Positionsbestimmung stark herabsetzte. Im Mai 2000 erfolgte jedoch die Abschaltung dieses Rauschsignals. Seitdem können die Positionsinformationen ohne künstlichen Qualitätsverlust empfangen werden. Die Genauigkeit eines einfachen GPS liegt, je nach Satellitenkonstellation und Wetterlage, ungefähr bei 5 m (Lillesand et al., 2008).

Zurzeit besteht das System insgesamt aus ca. 30 Satelliten, die ständig Informationen über ihre Position im Raum und den genauen Zeitpunkt aussenden. Mit Hilfe eines GPS-Empfängers können diese Informationen abgefangen werden und durch Messung der Laufzeit des Signals die Entfernung zum Satellit berechnet werden. Aus diesen Informationen wird anschließend die Position des GPS-Empfängers auf der Erde bestimmt. Für eine eindeutige dreidimensionale Positionsbestimmung sind die Signale von mindestens vier Satelliten notwendig (Albertz, 2007; Li et al., 2008).

Aufgrund der weiten Entfernung zwischen Satellit und Empfänger, der hohen Frequenz und der schwachen Energie der gesendeten Signale, sind diese auf ihrem Weg diversen Fehlerquellen ausgesetzt. So können Bäume oder starke Bewölkung das Signal teilweise reflektieren oder streuen, was zu einer Ungenauigkeit der Messung führen kann. Der Fehler eines einfachen GPS-Empfängers liegt dabei im Meterbereich. Für die genaue dreidimensionale Erfassung der ehemaligen Uferlinien bedurfte es jedoch einer höheren Zuverlässigkeit.

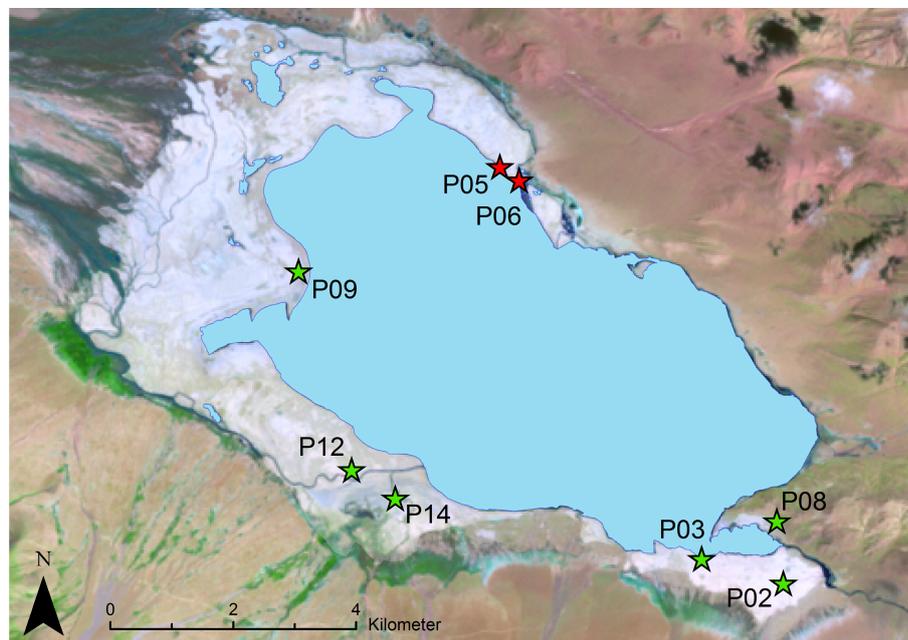
Daher wurde am Heihai mit einem System aus zwei differentiellen GPS-Geräten aufgezeichnet. Ein Gerät diente dabei als stationäre Basis, welche an einer festen Position kontinuierlich Daten von allen umgebenden Satelliten sammelte. Durch die

lange Verweilzeit der Basis an einem Ort (2 – 8 Stunden) konnte ihre Position exakt im Raum verortet werden. Zusätzlich wurde aus der Differenz der empfangenen Positionsdaten zur gemittelten Position der Positionsfehler über den gesamten Messzeitraum bestimmt. Unter der Annahme, dass der an der Basis gemessene Fehler auch in weiterer Umgebung in gleicher Stärke auftritt, wurde so ein Korrekturdatensatz erzeugt, der mit den Messungen des zweiten, mobilen GPS-Empfängers (Rover) verrechnet wurde (differentielle GPS-Korrektur).

## 6.2. Sedimentanalytik

### 6.2.1. Feldmethoden

In zwei Geländekampagnen im August/September 2011 und August 2012 wurden insgesamt acht Aufschlüsse rund um den Heihai freigelegt (P02/P03/P05/P06/P08/P09/P12/P14). Die Profile wurden im Gelände fotografiert und skizziert, um Schichtdicke, Aufbau und Tiefe der stratigraphischen Sequenzen festzuhalten (s. Abb. 14 und Appendix A.3). Im Abstand zwischen 1 – 20 cm – je nach Mächtigkeit der stratigraphischen Einheit – wurden Proben zur weiteren sedimentologischen und geochemischen Analyse genommen.



**Abb. 14:** Überblick über die Position der aufgenommenen Sedimentprofile rund um den Heihai. Im Rahmen dieser Arbeit datierte Profile sind mit einem grünen Stern, undatierte mit einem roten Stern dargestellt.

### 6.2.2. Probenaufbereitung

Die Aufbereitung der Proben erfolgte in den Laborräumen der Physischen Geographie an der Freien Universität Berlin. Zur einfacheren Lagerung und um Umbildungen (durch Zersetzung, Remineralisierung, Schimmel, etc.) vorzubeugen wurden die Sedimentproben bei 50°C 2 – 3 Tage getrocknet. Rund 50% des Materials wurde mit Hilfe eines Probenteilers von der Originalprobe entfernt und als Referenz aufbewahrt. Der übrige Teil wurde durch ein Sieb mit 2 mm Maschenweite gegeben, um so die Kiesfraktion von den kleineren Korngrößen zu trennen. Kiese waren jedoch nicht vorhanden, so dass die >2 mm Fraktion lediglich aus organischen Makroresten bestand, die für <sup>14</sup>C-Datierungen extrahiert wurden (s. Kap. 6.3.1). Die <2 mm Fraktion wurde erneut mit einem Probenteiler halbiert und eine Hälfte mit einer Scheibenschwingmühle 3 Minuten zu einem homogenen Pulver gemahlen. Die gemahlene Probe konnte für ICP- und XRD-Analysen weiterverwendet werden, während an dem ungemahlene Teil die Korngröße bestimmt wurde. Gemahlene und ungemahlene Proben wurden mit Hilfe eines Stativs und einer zusätzlichen Lichtquelle fotografiert und automatisiert der Median ihrer (RGB-) Grauwerte ausgelesen. Die gewonnenen Farbwerte der gemahlene Fraktion wurden für jede Probe in die Profilskizzen übertragen, um eine möglichst realitätsgetreue Darstellung zu erreichen (Appendix A.3).

### 6.2.3. Korngrößenmessung

Die Messung der Korngröße wurde an der RWTH in Aachen mit einem Laserpartikelanalyser der Firma Beckman and Coulter LS13320 mit eingebautem PIDS-Modul (Polarization Intensity Differential Scattering) durchgeführt. Dieser liefert die Einteilung in 117 Korngrößenklassen zwischen 0,04 und 2.000 µm.

Um eine Vergleichbarkeit der Proben untereinander zu gewährleisten, sollte jede Messung eine annähernd gleiche Anzahl an Körnern enthalten. Daher wurden, je nach geschätzter Korngrößenzusammensetzung, unterschiedliche Einwaagen verwendet. Diese reichten von 0,05 g, bei besonders feinkörnigem/ tonigem Material bis 2 g für grobkörnige/sandhaltige Proben (Schulte et al., 2015). Um mögliche Messfehler möglichst gering zu halten, wurde jede Probe mit einer leicht veränderten Einwaage jeweils doppelt gemessen.

Im Vorfeld der Messung wurde die getrocknete <2 mm Fraktion jeder Probe mit einigen Spritzern 10-prozentiger Salzsäure versetzt, um Karbonatkonkretionen zu lösen. Unter leichtem Schwenken reagierten die Proben 3 – 5 Minuten lang. Anschließend wurde mit einem Indikator ihr Säuregehalt geprüft. Zeigte der Indikator basische Verhältnisse, so wurde erneut Salzsäure nachgefüllt und dies so lange wiederholt, bis der Indikator ein saures Milieu bestätigte. Sobald saure Bedingun-

gen erreicht waren, wurden die Proben zentrifugiert um Säurerückstände zu entfernen, welche bei zu langer Einwirkzeit die Körner angreifen oder das empfindliche Messequipment beschädigen könnten. Anschließend wurden die Proben mit 30-prozentigem Wasserstoffperoxid ( $\text{H}_2\text{O}_2$ ) versetzt, um mögliche Organikrückstände zu lösen. Zur Beschleunigung der Reaktion wurde sie in einem Wärmebad mit integriertem Probenschüttler bei maximal  $50^\circ\text{C}$  durchgeführt. Nach 24 Stunden wurde erneut  $\text{H}_2\text{O}_2$  hinzugefügt und die Proben auf eine mögliche Reaktion mit dem Wasserstoffperoxid hin untersucht. Dieser Vorgang wurde so lange wiederholt, bis keine Bläschenbildung mehr bei der Zugabe von Wasserstoffperoxid zu erkennen war. Daraufhin wurden die Proben zentrifugiert bis sie einen neutralen pH-Wert erreicht hatten und anschließend mit Aqua dest. aufgefüllt. Danach wurde eine Messerspitze Natriumpyrophosphat ( $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ ) als Dispersionsmittel beigemischt und die Lösung über Nacht in einem Überkopfschüttler reagieren lassen. Um vorhandene Aggregate zu lösen, wurden die Proben vor jeder Messung ca. 30 Sekunden lang mit Ultraschall behandelt.

Jede der beiden Teilproben wurde jeweils 2 – 5 mal gemessen, um instrumentenbedingte Fehler zu vermeiden. So ergaben sich für jede Probe zwischen 4 und 10 Messungen, deren Korngrößenverteilungskurven optisch miteinander verglichen und bei Ähnlichkeit im Kurvenverlauf über Mittelwertbildung zusammengefasst wurden. Dabei gingen nur Teilproben in die Auswertung ein, deren Messkonzentration in der Suspension zwischen 8 – 12 % lag.

Beim Messvorgang mit dem Laserpartikelanalyser wird die in Suspension befindliche Probe in einem gleichmäßigen Strom an einem Laser vorbei geleitet. Trifft der Laser auf einen vorbeiströmenden Partikel, so wird er gebrochen und die Intensität dieser Streuung mit einem Detektor-Array aufgezeichnet. Daraus wird mit Hilfe eines optischen Modells (z.B. Fraunhofer oder Mie; vgl. de Boer et al., 1987) auf Fläche und Volumen der Partikel geschlossen. In dieser Arbeit wurde das Kornvolumen nach dem Fraunhofer-Modell erfasst.

Um die Vergleichbarkeit mit anderen Studien zu gewährleisten, wurden die Korngrößenklassen im Standard nach DIN-EN-ISO-14688-1 (2011) angegeben sowie die PHI-Werte ( $\Phi$ ) nach (Krumbein, 1934) mit Hilfe der Formel:

$$\Phi = -\log_2(d)$$

mit  $d$  = Korndurchmesser [in mm] berechnet. Ein Matlab-Skript zum automatisierten Auslesen der Korngrößen aus den Exceltabellen der Einzelmessungen sowie die Umrechnung in die unterschiedlichen Standards, ist der Arbeit in Appendix A.8.1 angehängt.

#### 6.2.4. Mineralbestimmung

Mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie (engl.: X-Ray diffraction = XRD) lässt sich die Mineralzusammensetzung einer Probe qualitativ und semiquantitativ ermitteln. Somit können Rückschlüsse auf Zusammensetzung, wechselnde Sedimentquellen und in-situ Mineralbildungen einer Probe gezogen werden (Li et al., 2008; Hartmann und Wünnemann, 2009; Kasper et al., 2012).

Trifft ein Röntgenstrahl auf ein periodisch angeordnetes Material, wie z.B. auf die Gitterebenen eines Kristalls, so wird er in einem charakteristischen Winkel  $\Theta$  reflektiert. Dieser Vorgang wird auch Diffraktion oder Beugung genannt. Bei der XRD-Messung ist die Probe meist auf einem rotierenden Tisch befestigt und dreht sich in einem Bündel von Röntgenstrahlen, so dass sie von verschiedenen Seiten mit Strahlung beschossen wird. Trifft ein Röntgenstrahl in einem materialspezifischen Reflexionswinkel auf das Kristallgitter, so wird er nach dem Bragg'schen Gesetz gebeugt (Tucker, 1996). Dies beschreibt die Beziehung zwischen dem Beugungswinkel  $\Theta$ , dem Abstand der Gitterebenen  $d$  [in Å] und der Wellenlänge der Röntgenstrahlung  $\lambda$  nach der Formel:

$$\lambda = 2d * \sin(\Theta)$$

Da Beugungswinkel und die Wellenlänge bekannt sind, kann für jedes Mineral der charakteristische Gitterabstand ( $d$ -Wert) errechnet werden. Über diese Gitterabstände erfolgt letztlich die Identifizierung der Minerale. Weitere Informationen zur Methode und den Hintergründen bieten Klug und Alexander (1974).

Für die XRD Messungen an den Sedimenten des Heihai wurde das getrocknete, homogenisierte Probenet verwendet. Die Mineral-charakteristischen Beugungswinkel jedes Pulverpräparats wurden zwischen  $3 - 70^\circ$  mit einem Gerät der Fa. Philips PW 1729/40 (Cu Röntgenröhre, 36 KV, 24 mA) bzw. einer Rigaku Miniflex 600 (Cu Röntgenröhre, 40 KV, 40 mA) gemessen. Die Zuweisung der Minerale zu den entsprechenden Peakpositionen erfolgte mit der Software X'pert Hscore. Ein Überblick über die verwendeten Hauptpeaks zur Identifizierung der Minerale ist in Tabelle 1 gegeben.

Bei der Anfertigung der Pulverpräparate ist darauf zu achten, die Proben nicht zu lange zu mahlen, da sich ansonsten die Peakbreiten erhöhen und die Reflexintensität vermindern kann. Außerdem wird so eine mögliche Umformung der Minerale vermieden, die, durch die Reibungshitze und den Druck beim Mahlen, entstehen kann (Gavish und Friedman, 1973). Auch wurden die Proben nur leicht in den Probenträger gedrückt, da zu starkes Eindrücken eine Einregelung der Minerale

Name	Chemische Formel	Hauptpeak [Å]	Hauptpeak [2 Theta]
Quarz	SiO <sub>2</sub>	3,34	26,6
Na-Feldspat	NaAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	3,19	27,9
K-Feldspat	KAlSi <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	3,25	27,4
Kalzit	CaCO <sub>3</sub>	3,03	29,5
Dolomit	CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	2,89	30,9
Glimmer	KAl <sub>2</sub> (Si <sub>3</sub> Al)O <sub>10</sub> (OH,F) <sub>2</sub>	9,97	8,9
Chlorit	(Fe,Mg,Al) <sub>6</sub> (Si,Al) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	7,07	12,5
Pyrit	F <sub>2</sub> S <sub>2</sub>	2,70	33,1
Gips	CaSO <sub>4</sub> * 2H <sub>2</sub> O	7,60	11,3
Halit	NaCl	2,82	31,7

**Tab. 1:** Hauptpeaks der identifizierten Minerale aus den XRD Messungen.

(besonders bei Tonmineralen) bewirken kann, was eine künstliche Überhöhung der entsprechenden Peaks nach sich zieht (Füchtbauer, 1988).

Um die mineralogische Zusammensetzung der Sedimente besser charakterisieren und zwischen authigener und allochthoner Bildung unterscheiden zu können, wurden einige ausgewählte Proben unter einem Rasterelektronenmikroskop (REM) der Marke Zeiss Supra 40 VP untersucht. Beim REM wird die Probe mit einem Elektronenstrahl abgetastet und kann so, bis in den Nanometerbereich vergrößert, wiedergeben werden. Vorher muss sie jedoch mit einer dünnen Edelmetallschicht (z.B. Gold, Palladium, Platin) überzogen oder mit Kohlenstoff bedampft werden, damit sie ausreichend leitfähig ist. In dieser Arbeit wurden die Proben mit einem dünnen Goldüberzug bedeckt (Sputtergerät: Biorad Polar Division). Neben den hochauflösenden Bildern wurde zusätzlich eine Elementaranalyse mittels EDX (Energy Dispersive X-ray Spectroscopy) durchgeführt (Oxford Instruments EDX System). Die Auswertung der Daten erfolgte mit der INCA-Analysesoftware.

### 6.2.5. Elementbestimmung

Um eine quantitative Bestimmung der Elementzusammensetzung der Proben zu erhalten, wurden ICP-OES-Messungen (Inductively Coupled Plasma - Optical Emission Spectrometer) Messung durchgeführt. Für diese Messungen müssen die Proben in gelöster Form vorliegen und wurden daher zunächst mit Königswasser (Aqua regia) aufgeschlossen. Bei dem Aufschluss kommt es zu einer fast vollständigen Auflösung der Sedimentmatrix. Lediglich einige mineralische Oxide bleiben als ungelöste Rückstände zurück (Tucker, 1996).

Zur Vorbereitung des Aufschlusses wurden je 0,5 g einer getrockneten und homogenisierten Probe in einem Teflongefäß mit 3,6 ml 37%-iger Salzsäure (HCl) und

1,2 ml 65%-iger Salpetersäure ( $\text{HNO}_3$ ) versetzt und die Lösung mit 3,2 ml zweifach destilliertem Wasser aufgefüllt. Anschließend wurde die Probe in einer Mikrowelle auf  $235^\circ\text{C}$  10 Minuten lang gekocht, um die Reaktion des Königswassers zu beschleunigen. Nach einer zweistündigen Reaktionszeit wurde die Probe mit Bidestillatus über einen Faltenfilter filtriert und in einen 100 ml Messkolben überführt. Die Messung der Bestandteile des Aufschlusses erfolgte mit einer ICP-OES 2100 DV Perkin Elmer und wurde von Fr. Manuela Scholz (Freie Universität Berlin) durchgeführt.

Bei ICP-OES wird die Probe durch ein 8.000 – 10.000 K heißes Argon-Plasma angeregt. Dabei atomisiert sie in ihre Elemente, welche im angeregten Zustand eine für das chemische Element charakteristische elektromagnetische Strahlung emittieren. Wellenlänge und Intensität des Spektrums erlauben die quantitative Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Probe (Tucker, 1996). Die Messung dieser Strahlung erfolgte über optische Emissionsspektroskopie (OES), wodurch die Elemente quantitativ und qualitativ bestimmt werden können. Für weitere Informationen zur Methode und einer genauen Beschreibung der Funktionsweise siehe Boss und Fredeen (2004).

### 6.2.6. Clusteranalyse

Unterschiedliche Korngrößenverteilungen in einem Probenet können zu Scheinkorrelationen in der geochemischen Zusammensetzung der Proben führen. Für die Auswertung der geochemischen Daten mittels Faktorenanalyse ist daher eine Vorab-Auswahl der Proben nötig. Dabei sollten nur die Proben analysiert werden, die im lakustrinen Milieu abgelagert worden sind.

Um die lakustrinen Ablagerungen von den übrigen Proben zu trennen, wurde eine drei-zentrierte Clusteranalyse mit Hilfe eines k-means Algorithmus durchgeführt. Als Eingangsvariablen wurden Median, Standardabweichung und Schiefe (nach Folk und Ward, 1957) der Korngrößensummenkurve verwendet (vgl. Steward, 1958). Eine Einteilung der Korngrößensummenkurven mit Hilfe einer EMMA (nach Dietze et al., 2012) wurde ebenfalls durchgeführt, jedoch waren die Ergebnisse nach visueller Inspektion weniger gut geeignet als der hier verwendete k-means Ansatz der Clusteranalyse. Deshalb werden die Ergebnisse der EMMA im Folgenden nicht weiter behandelt, können jedoch in Appendix A.4.9 verglichen werden.

Bei dem k-means Algorithmus werden in einem ersten Schritt zufällig Clustermittelpunkte in ein durch die Variablen aufgespanntes Koordinatensystem gesetzt. Anschließend wird jeder Datenpunkt dem ihm nächsten Clustermittelpunkt zugeordnet und die Quadratsumme der euklidischen Distanz aller Datenpunkte zu ihrem nächsten Clustermittelpunkt berechnet (Sum Squared Error = SSE). Danach werden neue Clustermittelpunkte als geometrische Zentren der ersten Clus-

ter berechnet und erneut jeder Datenpunkt dem ihm nächsten Clustermittelpunkt zugeordnet sowie der SSE bestimmt. Dies wird so lange wiederholt, bis der SSE möglichst gering ist und damit eine optimale Clusterung erreicht wurde (Richards, 2012; Jain, 2010). Eine kritische Betrachtung der Methode und ein Vergleich zu anderen Clusteralgorithmen bieten Tan et al. (2005).

### 6.2.7. Varianzanalyse

Die untersuchten Profile liegen in unterschiedlichen Positionen rund um den See verteilt und werden daher von verschiedenen Teileinzugsgebieten beliefert. Um eine möglichst allgemeingültige Aussage über die zeitlichen Variationen für das gesamte Einzugsgebiet tätigen zu können, sollte die räumliche Varianz der Zusammensetzung der Sedimente (Varianz der Profile untereinander) möglichst geringer sein als die zeitliche Variation (Varianz innerhalb jedes einzelnen Profils). Zur Abschätzung der räumlichen Varianz der geochemischen Zusammensetzung wurde eine Varianzanalyse durchgeführt, bei der überprüft wurde, ob sich die Elementzusammensetzung der einzelnen Profile signifikant voneinander unterscheidet. Da die Proben unter verschiedenen Ablagerungsmilieus sedimentierten, wurden die Teildatensätze der Korngrößenklassen aus der Clusteranalyse (s. Kap. 6.2.6) als Eingangsdaten verwendet. Des Weiteren wurden die Varianzen der Elemente zwischen den beiden Hauptkorngrößenklassen mit einer Varianzanalyse untersucht, um herauszufinden inwieweit sich die Korngrößenklassen geochemisch unterscheiden.

Die Varianzanalyse (auch ANOVA, engl. = Analysis of Variance) geht im wesentlichen auf Sir Ronald Aylmer Fisher zurück, der sie in den 1920er Jahren entwickelte (Hartung et al., 2005). Ziel des Verfahrens ist es, herauszufinden, ob bestimmte Merkmalsausprägungen (= Faktorstufen) einer unabhängigen Variablen (= Faktor) statistisch signifikant unterschiedliche Wirkungen auf ein untersuchtes Merkmal besitzen (Fahrmeier et al., 2007). Dafür werden die Mittelwerte zwischen den einzelnen Gruppen der Variablen mit denen innerhalb der Gruppe verglichen, um so auf eine zufällige oder systematische Abweichung schließen zu können. Bei der ANOVA wird grundsätzlich von gleichen Mittelwerten ausgegangen, daher lautet die Nullhypothese entsprechend:

$$H_0 : \mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \dots = \mu_p$$

Bei der Berechnung wird die Gesamtvarianz in einen durch den Faktor erklärten Teil und einen nicht erklärten, zufälligen Teil zerlegt. Das Verhältnis der beiden Teile wird als empirische Prüfgröße F angegeben. Sind die Varianzen innerhalb und

zwischen den Gruppen vergleichbar, so beträgt  $F$  ungefähr 1. Je höher jedoch der erklärte Teil der Varianz, desto höher auch der  $F$ -Wert und desto wahrscheinlicher gehen die Unterschiede auf die unabhängige Variable zurück. Ein abschließender  $F$ -Test überprüft, ob die Varianz zwischen den Gruppen signifikant größer ist als innerhalb der Gruppen. Ist dies der Fall, so muss die Nullhypothese verworfen werden (Fahrmeier et al., 2007).

### 6.2.8. Faktorenanalyse

Die Faktorenanalyse beruht auf den frühen Arbeiten der Psychologen Charles Spearman (Spearman, 1904) und Luis Leon Thurstone (Thurstone, 1947). Mit Hilfe dieses Verfahrens aus der multivariaten Statistik werden mehrere messbare Variablen zu wenigen abstrakten Faktoren zusammengefasst. Dabei werden hoch korrelierende Variablen gruppiert. Der Zusammenhang zwischen den einzelnen Eingangsvariablen und den neu gebildeten Faktoren kennzeichnet die Faktorladung (engl. loading). Ob ein Datenpunkt gut durch einen Faktor repräsentiert ist, legt der Faktorwert (engl. score) fest.

Bei der Auswertung der geochemischen Daten des Heihai wurden vier Faktorenanalysen mit jeweils unterschiedlichen Eingangsdaten durchgeführt. Die erste Analyse (FA-1) umfasste den gesamten Datensatz. Anschließend wurden nur die Daten einbezogen, die durch ihre Korngröße als Seeablagerungen identifiziert wurden (FA-2). Eine dritte Faktorenanalyse (FA-3) als Teilmenge von FA-2 schloss zusätzlich Datenpunkte aus, welche aufgrund von singulären Mineralbildungen zu Scheinkorrelationen und damit zu einer Verfälschung der Ergebnisse der Faktorenanalyse führten (s. Kap. 8.2.3). Abschließend wurde eine Faktorenanalyse durchgeführt unter Ausschluss der Elemente, die keinen Beitrag zur Varianzaufklärung der FA-3 leisteten. Diese letzte Variante (FA-4) beschreibt die Ab- und Umlagerungsprozesse der Hochstandssedimente am deutlichsten.

Zur Berechnung der Ladungen wurde jeweils eine Maximum Likelihood Faktorenanalyse mit drei Faktoren durchgeführt. Um die Faktoren besser interpretieren zu können, wurde die Datenmatrix anschließend mittels einer orthogonalen Varimax-Rotation gedreht. Dabei wird die aufgeklärte Varianz innerhalb der Faktoren neu aufgeteilt, wobei jedoch die kumulierte Varianz des Faktorenmodells erhalten bleibt. Durch die orthogonale Rotation entstehen gut interpretierbare und unabhängige Faktoren, die ebenfalls voneinander unabhängige Prozesse repräsentieren (Hartmann und Wünnemann, 2009).

Zur Bestimmung der Anzahl der Faktoren können verschiedene Verfahren verwendet werden. Das geläufigste ist die Einbeziehung des Kaiser-Gutman-Kriteriums (Guttman, 1954; Kaiser und Dickman, 1959). Grundidee dabei ist, dass ein Faktor mehr von der Gesamtvarianz erklären sollte als eine Eingangsvariable. Die Ein-

gangsvARIABLEN besitzen durch die Standardisierung der Daten eine Varianz von 1. Daher werden im Folgenden nur Faktoren ausgewählt, deren Eigenwerte größer als eins sind und damit mehr zur aufgeklärten Varianz des Datensatzes beitragen als eine einzelne Variable (Guttman, 1954; Kaiser und Dickman, 1959).

Eine weitere geläufige Methode ist die Erstellung eines Scree-Plots (Cattell, 1966). In diesem werden die Eigenwerte der Faktoren in absteigender Reihenfolge angeordnet und gegen die Faktorenanzahl geplottet. An einem Punkt der dargestellten Eigenwerte verflacht die Kurve merklich und bleibt annähernd auf konstantem Niveau. Die Anzahl der Faktoren links dieses markanten Knickpunkts stellt eine gute Näherung für die optimale Anzahl der Faktoren dar. Im Englischen wird diese Art der Abgrenzung auch als Elbow-Kriterium bezeichnet. Ein Problem dieser Methode ist jedoch, dass ein solcher Knickpunkt oft nicht eindeutig zu identifizieren ist und die Abgrenzung daher recht subjektiv sein kann (Klopp, 2013).

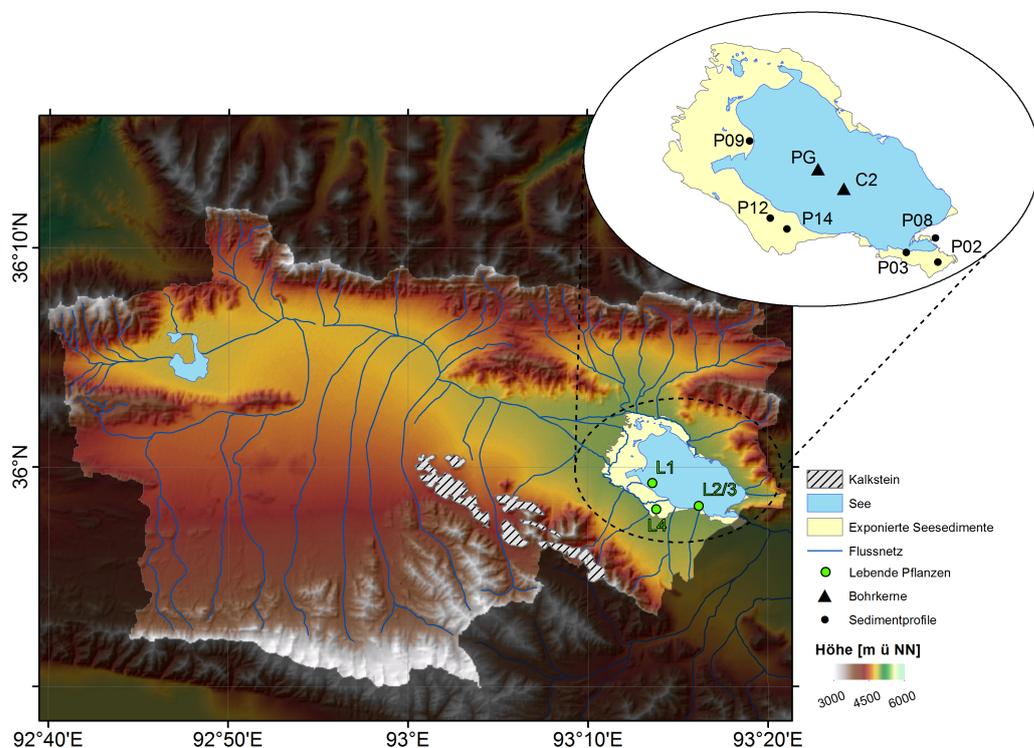
Neben den oben genannten Möglichkeiten wird die Parallelanalyse nach Horn (1965) ebenfalls häufig genutzt. Die Prämisse dieser Methode ist, dass die erzeugten Faktoren mehr von der Gesamtvarianz erklären sollten als ein Datensatz aus Zufallsdaten aus einer Normalverteilung, die dieselben Dimensionen besitzt wie die Originaldaten. Zu diesem Zweck werden Eigenwerte aus Zufallszahlen berechnet und gegen die der Faktoren geplottet. Die optimale Anzahl der Faktoren ergibt sich aus der Anzahl der berechneten Eigenwerte, die über den zufälligen Eigenwerten liegen.

### 6.3. Altersbestimmung

#### 6.3.1. Probenahme Radionuklide

Im Sommer 2011 wurden zwei parallele Sedimentkerne (C2 und PG) aus der tiefsten Stelle des Sees bei 22 m Wassertiefe gezogen (Abb. 15, schwarze Dreiecke). Aus technischen Gründen konnten die Kerne nicht in einem Stück erbohrt werden und mussten als Teilkern mit Überlappungsbereich gezogen werden. C2 setzt sich aus den Kernen C2-0, C2-1 und C2-2 zusammen; PG aus PG2057, PG2059, PG2060 und PG2061. Die Länge der Teilkern betrug zwischen 230 und 280 cm. Die Mineral- und Elementzusammensetzung der Einzelkerne wurde mittels XRD-Messung bzw. XRF-Kernscan von Arne Ramisch (AWI Potsdam) und Hao Chen (Nanjing University) erfasst (Ramisch, 2015; Chen, 2014). Mit Hilfe der Karbonatmineralogie und den Elementvariationen konnten die jeweiligen Einzelkerne zu zwei Hauptkernen zusammengesetzt werden. Anschließend wurden die beiden Hauptkerne anhand von 42 Fixpunkten übereinstimmender Mineral- und Elementpeaks aneinander angepasst (s. Matlabskript in Appendix A.8.2). So ergab sich ein

zusammengesetzter Kern mit einer Gesamtlänge von insgesamt 670 cm (Appendix A.5.1, Abb. 72).



**Abb. 15:** Überblick über die Position der Proben für die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen an den lebenden Pflanzen (grüne Punkte), Profilen der Hochstandssedimente (schwarze Punkte) und Bohrkernen (schwarze Dreiecke).

Aus Mangel an terrestrischem Material wurden für die Radiokarbondatierung 19 aquatische Pflanzen der Gattung *Potamogeton spec.* (bestimmt von D. Demske, Freie Universität Berlin) aus den Kernen extrahiert. Die Pflanzenreste wurden mit Pinzetten aus dem umliegenden Sediment entnommen. Um Beginn und Dauer der Hochstandsphase des Heihai abschätzen zu können, wurden zusätzlich 12 Makrophyten derselben Gattung am Top und Grund der trockengefallenen lakustrinen Profile (P02, P03, P08, P09, P12, P14) beprobt (Abb. 15, schwarze Kreise). Drei *Potamogeton*-Pflanzen (L1-L3) wurden lebend aus dem See gepflückt, um einen Anhaltspunkt für den modernen Reservoireffekt im See zu erhalten (Abb. 15, grüne Kreise). Des Weiteren wurde eine Pflanze von *Potamogeton spec.* (L4) aus dem Zustrom entnommen, der das südliche kalksteinhaltige Teileinzugsgebiet entwässert (s. Kap. 4.3). Mit Hilfe dieser Probe sollte der moderne Zustrom von  $^{14}\text{C}$ -inaktivem Kohlenstoff aus dem anstehenden Kalkstein in den See untersucht werden.

Alle Pflanzenreste wurden mit Bi-distilliertem Wasser von anhaftendem Schmutz befreit und bei  $60^\circ\text{C}$  in einem Ofen getrocknet. Anschließend wurden sie zur

isotopischen Messung in das Poznan Radiocarbon Laboratory (Polen) oder zu Beta Analytic Inc. (USA) geschickt. Die Datierungslabore unterzogen die Proben einer A-A-A (acid-alkali-acid = Säure-Base-Säure) Behandlung, um Karbonate und andere Verunreinigungen zu entfernen, bevor sie mittels Beschleuniger-Massenspektrometrie (accelerator mass spectrometry = AMS) untersucht wurden. Die resultierenden konventionellen Radiokarbonalter wurden mit der Software Oxcal 4.2 kalibriert. Als Kalibrationskurve diente die Intcal13 (Bronk Ramsey, 2009; Reimer et al., 2013) für pre-bomb und die NHZ2 (Hua und Barbetti, 2013) für die post-bomb Kalibrierung (s. Tabelle 27).

Zur Unterstützung der  $^{14}\text{C}$ -Chronologie wurde zusätzlich die  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität der ersten 30 cm eines Schwerelots bestimmt, das in unmittelbarer Nachbarschaft zu Kern PG gezogen wurde. Die Messung fand am Nanjing Institute of Geography and Limnology Chinese Academy of Science statt und wurde von Xia Weilan durchgeführt.

### 6.3.2. Paläomagnetik

Ein weiteres Schwerelot (PG2081) wurde nahe der Kernposition von PG gezogen und für paläomagnetische Untersuchungen mit einem U-channel beprobt. Die natürliche remanente Magnetisierung (natural remanent magnetization) wurde im Intervall von einem Zentimeter mit Hilfe eines modifizierten 2G Langkern-Magnetometers 755 an der Universität Bremen von Thomas Frederichs erfasst. Die Winkel der Inklinaton und Deklination der Restmagnetisierung (characteristic remanent magnetization) sowie die maximale Winkelabweichung (MAD = Maximum Angular Deviation) wurden durch eine Hauptkomponentenanalyse (Kirschvink, 1980) mit Hilfe der Software PuffinPlot (Lurcock und Wilson, 2012) bestimmt. Auswertung und Interpretation dieser Daten wurde von Torsten Haberzettl von der Universität Jena durchgeführt.

Nach Stoner und St-Onge (2007) kennzeichnen MAD Werte  $>5^\circ$  eine schlecht erhaltene Magnetisierung. Am PG2081 traten solch erhöhte Werte lediglich an den Enden des Kerns auf. Sie sind durch die Interpolation des Magnetometers zu erklären, wenn Bereiche am Rand des Kerns in die Messungen einbezogen werden, die nicht mehr oder nur spärlich mit Sediment bedeckt sind. Daher wurden alle Werte die eine MAD  $>5^\circ$  aufwiesen, entfernt. Das betraf die oberen 15 cm und unteren 20 cm des Schwerelots. Die Messwerte im mittleren Teil des Kerns zeigten allesamt MAD Werte  $<5^\circ$ , was für eine gute Qualität der Daten spricht (Stoner und St-Onge, 2007). Da der Kern bei seiner Bergung nicht azimuthal ausgerichtet war, stellen die gemessenen Daten der Deklination lediglich relative Werte dar und wurden für eine bessere Vergleichbarkeit auf Null zentriert.

Die resultierenden Kurven für die Deklination und Inklinaton wurden mit den paläomagnetischen Untersuchungen am Nam Co (Kasper et al., 2012) und dem

Ergebnis des CALS3K.4e spherical harmonic geomagnetic model (Donadini et al., 2009; Korte et al., 2011) bezogen auf die Kernposition (errechnet von Torsten Haberzettl, Universität Jena) verglichen (vgl. Abb. 28).

### **6.3.3. Bestimmung des exogenen Karbonateintrags**

Um den Einfluss des exogenen Karbonateintrags auf das Altersmodell zu untersuchen, wurde das Auftreten von Dolomit ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ) in beiden Kernen (C2 und PG) mittels XRD erfasst (vgl. Kap. 6.2.4 für die Hintergründe). Dolomit kann am Heihai als Indikator für die Stärke des exogenen Karbonateintrags verwendet werden, da es nicht authigen im See gebildet wird (Warren, 2000). Auch zeigen REM-Aufnahmen der Dolomitkristalle deutliche Transportspuren (Abb. 26), was die Annahme der exogenen Herkunft unterstützt. Die Messungen am Kern C2 wurden an der Freien Universität Berlin an einer Rigaku Miniflex 600 durchgeführt und an der Nanjing University von Hao Chen ausgewertet (Chen, 2014); den Kern PG analysierte Arne Ramisch am Alfred Wegener Institut in Potsdam mit einem Panlytical Empyrean Diffraktometer (Ramisch, 2015).

Für die Analysen wurden die Proben homogenisiert und getrocknet. Zur Quantifizierung des Dolomits wurde sein Hauptpeak, der bei einem d-Wert von 2,888 Å auftritt, verwendet. Die gemessene Intensität wurde mit den anderen Mineralen verrechnet, um so den prozentualen Dolomit-Anteil abschätzen zu können (Ramisch, 2015; Chen, 2014). Um Messungenauigkeiten zu reduzieren und eine bessere Vergleichbarkeit der Daten zu gewährleisten, wurde über beide Kerne ein gleitender Mittelwert von fünf Proben gelegt und die Werte anschließend in das Einheitsintervall (zwischen 0 und 1) überführt. Abschließend wurde der Mittelwert beider Datenreihen berechnet (Abb. 29).

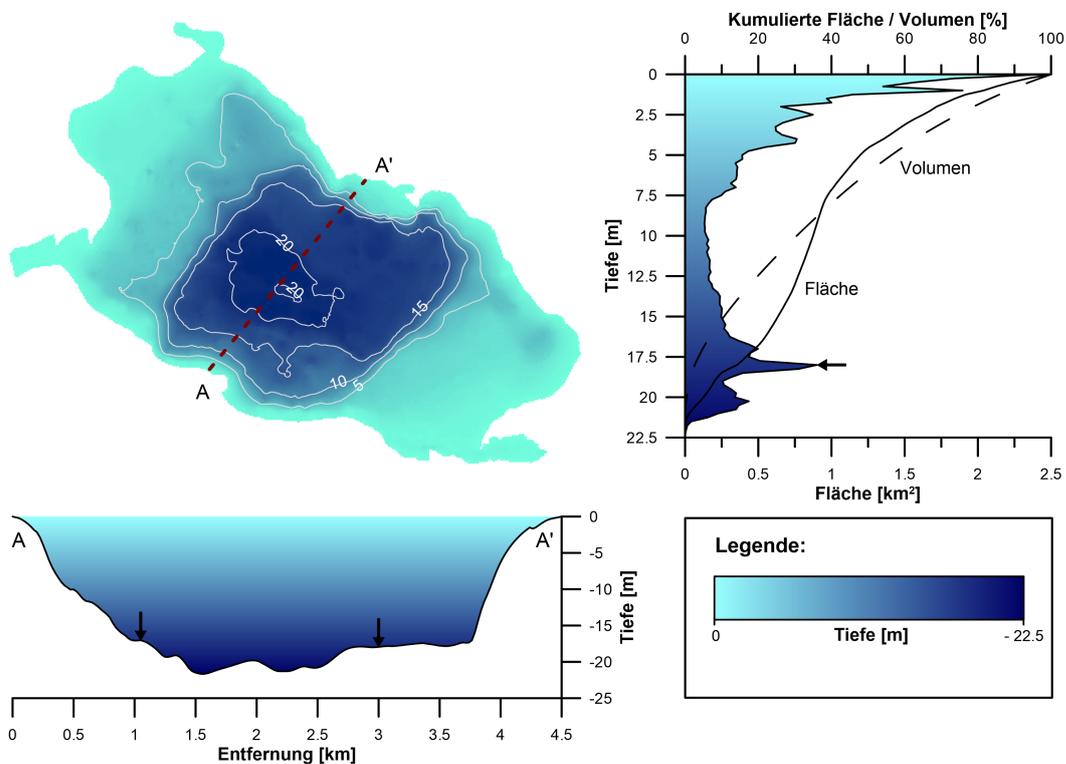


## 7. Ergebnisse

### 7.1. Morphologische Geländeaufnahme

#### 7.1.1. Bathymetrie

Aus dem bathymetrischen Tiefenmodell ergibt sich für den Heihai ein aktuelles Volumen von  $3,013 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (ca.  $0,3 \text{ km}^3$ ). Das Seebecken folgt einer Dreiteilung. Im Nordwesten und Südosten bilden flache, schwach inklinierte Seitenbecken den Übergang zum Seeufer. Diese ebenen Flächen gehen bei einer Wassertiefe von 7 m im Westen bzw. 5 m im Osten in eine Steilkante über, an welche sich in ca. 17,5 m Wassertiefe das zentrale Becken anschließt. Nord- und Südufer des Sees zeigen einen steileren Abfall zum Grund des Sees. Die maximale Tiefe des Heihai beträgt 22,5 m (s. Abb. 16, rechts oben).



**Abb. 16:** Bathymetrische Tiefenkarte des Heihai (links oben) mit morphologischem Profil durch den See (A-A') (links unten) sowie die hypsometrische Kurve des Sees. Die mögliche Terrasse bei -17/-18 m wurde durch Pfeile hervorgehoben

Die hypsometrische Kurve des Heihai-Beckens weist ein klares lokales Maximum bei -17 – -18 m Tiefe auf (Abb. 16, schwarzer Pfeil), was auf eine subaquatische Terrasse hindeutet. Diese Terrasse zeigt sich deutlich im Querprofil durch das bathymetrische Tiefenmodell. In ihr besteht jedoch ein Versatz zwischen Nord- und

Südufer. Während die Terrasse im Süden in einer Tiefe von -17 m ausgebildet ist und eine Terrassenfläche von ca. 80 m einnimmt, erstreckt sie sich im Norden des Sees auf rund einem Kilometer bei einer Tiefe von -18 m unterhalb des Seespiegels (s. Abb. 16, links unten, schwarze Pfeile).

Weitere lokale Maxima in der hypsometrischen Kurve erscheinen bei -1 m, zwischen -2,5 und -3 m und zwischen -4 und -4,5 m. Diese sind jedoch nur schwach ausgebildet und treten, im Gegensatz zum -17 bzw. -18 m Niveau, im Querprofil durch den See kaum in Erscheinung. Sie resultieren vermutlich aus den beiden flachen Subbecken im Nordwesten und Südosten, stellen jedoch keine deutliche Terrassengeneration dar. Somit ergibt sich lediglich eine markante subaquatische Terrasse (zwischen -17 und -18 m Wassertiefe), die im Folgenden als T1<sub>sub</sub> bezeichnet wird.

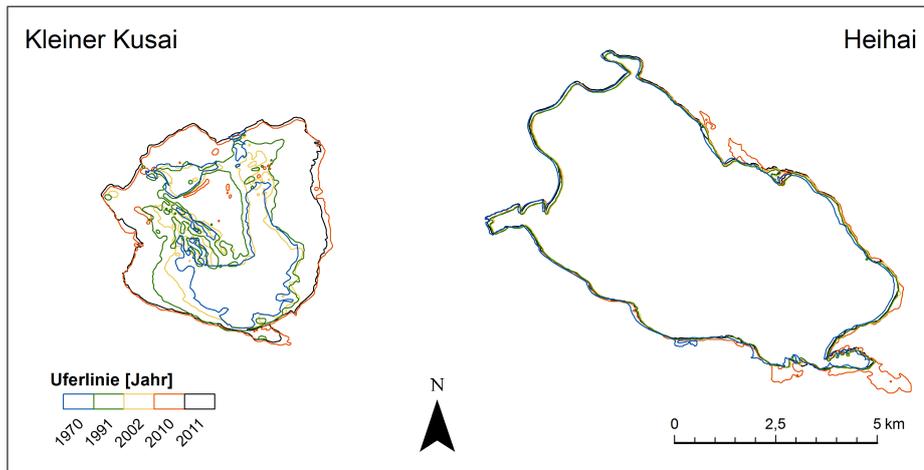
### 7.1.2. Kurzfristige Seespiegelschwankungen

Die Auswertung des fernerkundlichen Bildmaterials ist in Abb. 17 und Tabelle 2 zusammengefasst. Von den gewählten Zeitscheiben zeigt der Heihai mit einer Fläche von 38,2 km<sup>2</sup> seinen geringsten Stand im Satellitenbild von 1991. Die größte Ausdehnung wurde während der Aufnahme von 2010 mit 40,1 km<sup>2</sup> erreicht. Damit fallen die Schwankungen der Seefläche am Heihai relativ gering aus und erreichen mit +2,7% (2010) bzw. -2,1%, (1991), nur jeweils rund einen Quadratkilometer Flächenänderung verglichen mit dem Bezugsjahr 2011.

Beim Kleinen Kusai dagegen ist das älteste Bild (1970) auch das mit der geringsten Wasserfläche (5,6 km<sup>2</sup>). Der höchste Seespiegelstand wird dort 2010 mit 21,6 km<sup>2</sup> erreicht. Damit sind die Schwankungen der Seefläche am Kleinen Kusai bedeutend höher als bei seinem östlichen Nachbarn. Im Zeitraum zwischen 1970 und 2010 vergrößerte sich die Seefläche um ca. 16 km<sup>2</sup>, was einem Zuwachs um +280% entspricht. Zwischen 2010 und 2011 nahm die Seefläche um 0,2 km<sup>2</sup> ( $\approx$  1%) langsam wieder ab, blieb jedoch ungefähr auf dem Hochstandsniveau von 2010.

### 7.1.3. Kartierung der aktuellen Ufermorphologie

65% des Uferbereichs des Heihai sind als Kliffküste (KK) ausgebildet. Diese ist sehr heterogen und wurde, je nach Höhe der höchsten Sedimente im Nahbereich des Ufers (ca. 30 m Entfernung zum See), in eine niedrige Kliffküste (KK-1) und hohe Kliffküste (KK-2) unterteilt. Bei Uferbereichen mit ausgebildeter KK-1 erreicht die Kliffkante meist Höhen von bis zu 2 m und geht in eine weitreichende Terrassenfläche über. Die Ufer der KK-1 stehen vorwiegend in direktem Kontakt zur Wellenaktivität des Sees und sind daher als aktive Kliffs zu charakterisieren. Sie treten vor allem im Osten des Sees in den Einmündungsbereichen von inaktiven



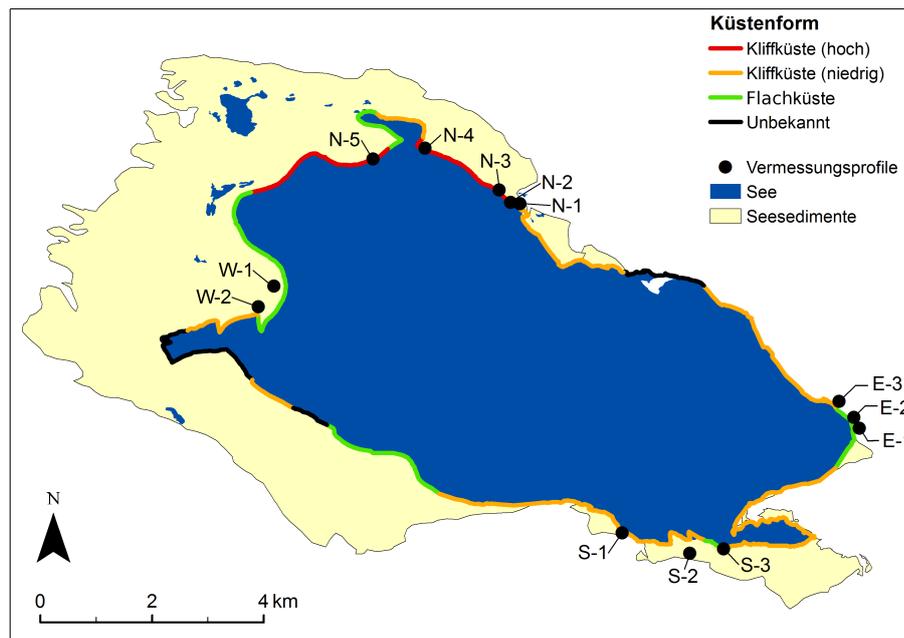
**Abb. 17:** Vergleich der Seespiegelschwankungen des Heihai und des Kleinen Kusai in den letzten 40 Jahren anhand von Satellitenaufnahmen.

Schwemmfächern auf und nehmen insgesamt rund 53% des Ufers ein. Uferregionen der KK-2 dagegen erreichen Sprunghöhen von bis zu 8,5 m und haben oft eine wasserfreie Schorre vorgelagert. Sie sind vornehmlich aus ehemaligen lakustrinen Sedimenten aufgebaut und auf den Nordwesten des Sees beschränkt. An rund 12% der Küstenlinie wurde diese Form der litoralen Serie gefunden.

Flachküsten sind am Heihai vor allem in Bereichen von aktiven Schwemmfächern und Deltas ausgebildet. Sie sind durch einen flachen, jedoch größtenteils stetigen Geländeanstieg gekennzeichnet und machen ca. 23% des rezenten Ufers aus. Vereinzelt finden sich in ihrem Fußbereich Strandwälle. Die Verteilung der Küstenformen am Heihai ist in Abb. 18 dargestellt.

Fernerkundungsdaten		Kleiner Kusai		Heihai	
Jahr	Satellit	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Fläche [% von 2011]	Fläche [km <sup>2</sup> ]	Fläche [% von 2011]
1970	Corona	5,60	-73,73	38,50	-1,28
1991	Landsat	9,98	-53,20	38,19	-2,07
2002	Landsat	6,93	-67,48	38,24	-1,94
2010	Landsat	21,55	+1,11	40,05	+2,70
2011	Quickbird	21,32	0	38,99	0

**Tab. 2:** Vergleich der Ausdehnung des Heihai und des Kleinen Kusai in den letzten 40 Jahren.



**Abb. 18:** Kartierung der Küstenformen des Heihai und Überblick über die Position der Vermessungsprofile.

#### 7.1.4. Vermessung

Das Profil E-1 (Abb. 74, oben in Appendix A.6) zeigt eine Flachküste. Ein Strandwall ist in einer Entfernung von ca. 10 m zur Wasserlinie ausgebildet und erreicht eine Höhe von 0,3 m oberhalb des aktuellen Seespiegels (o.a.S.). Er ist einer leicht zum See geneigten Terrasse (0,2 m o.a.S) aufgesetzt, welche in ca. 20 m Entfernung zum See in ein steileres Gefälle übergeht. Dieses mündet nach ungefähr 20 m in einen weiteren Terrassenkörper. Die Verebnungsfläche der zweiten Terrasse erstreckt sich auf ca. 75 m und steigt langsam von 1 m auf 1,3 m o.a.S. an. Anschließend wird das Relief steiler und geht in den sich anschließenden Schwemmfächer über. Dieser Übergangsbereich ist ebenfalls in der Vegetation deutlich zu erkennen. Während auf die Terrassenfläche nur vereinzelt Vegetation zu finden ist, weisen die sich anschließenden Schwemmfächerablagerungen einen regel- und gleichmäßigeren Bewuchs auf.

Profil E-2 (Abb. 74, mitte in Appendix A.6) ähnelt dem vorangegangenen Uferquerschnitt. Der hier ausgebildete Strandwall wurde mit einer Höhe von 0,6 m o.a.S. eingemessen und sitzt einer Terrasse auf, die von 0,3 auf 0,4 m o.a.S. ansteigt. Eine etwas steilere Ebene schließt sich an, in der das Gelände auf rund 1,1 m o.a.S ansteigt und nach ca. 26 m an ein kleines, rund 35 cm mächtiges Kliff stößt. Auch hier ist ein klarer Wechsel in der Vegetation zu beobachten. Nach dem Kliff schließt sich eine vegetationsbedeckte rund 100 m weite Ebene an, bei der das Gelände

von 1,4 m auf 2,9 m o.a.S. ansteigt und schließlich in die Schwemmfächerablagerungen übergeht.

Folgt man der Küste in westlicher Richtung, so bildet sich der Vorstrand der untersten Terrassengeneration zurück und die Küste geht in eine Kliffküste über. In Profil E-3 (Abb. 74, unten in Appendix A.6) sind keine Strandwälle ausgebildet. Die unterste Terrasse mündet nach ca. 10 m in ein Kliff, welches mit einem Geländeanstieg von 0,3 m auf 2 m o.a.S. einhergeht. Daran schließt sich eine weitere ebene Terrassenfläche an, in der sich das Gelände auf den folgenden 50 m um lediglich 20 cm erhöht. Danach steigt das Gefälle in einer kleinen Stufe rasch an, bevor es in eine weitere, leicht zum See inklinierte Verebnungsfläche übergeht. Diese steigt in den folgenden 35 m von 2,6 m auf ca. 3,3 m o.a.S. an, bevor sie an eine weitere Kliffkante stößt. Der Top des Kliffs liegt bei 7 m o.a.S. und geht anschließend in eine weite Schwemmebene über.

Rund 4,5 km nordwestlich schließen sich die vom See verlassenen Seesedimente an. Die Küste dort ist als Kliffküste ausgebildet. Messprofil N-1 (Abb. 75, oben in Appendix A.6) bietet einen kompletten Querschnitt durch die exponierten Seesedimente. Nach einer leicht zum See einfallenden Terrasse (0 – 0,25 m o.a.S.) schließt sich nach 5 m eine rund 80 cm mächtige Kliffkante an, welche in eine zweite Terrasse übergeht. Diese steigt auf 1,1 m o.a.S. an, bevor sie ebenfalls in eine Steilkante mit einer Sprunghöhe von 2,2 m mündet. Es folgt eine Fläche, die auf rund 3,3 m o.a.S. liegt und durch fluviale Erosionsrinnen zerschnitten wurde. Dadurch wurden zwei größere Rücken auspräpariert, die eine Höhe von 80 cm bzw. 1 m besitzen. Hinter dem zweiten Rücken nimmt das Gefälle langsam wieder ab, bis es an einem deutlichen Kliff von 2,4 m auf 0,4 m o.a.S. abfällt. Dies stellt das rezent aktive fluviale Terrassenniveau des nördlichen Hauptzuflusses dar.

Das folgende Messprofil N-2 (Abb. 75, mitte in Appendix A.6) schließt sich rund 120 m weiter westlich an. Hier können zwei Terrassenkörper abgegrenzt werden, die ihren Fuß bei 0,9 m bzw. 3,2 m o.a.S. haben und in eine Kliffkante von 70 cm bzw. 1,2 m Sprunghöhe übergehen. Die höchsten eingemessenen Seesedimente in diesem Profil liegen 4,3 m o.a.S. Messprofil N-3 (Abb. 75, unten) gibt die morphologische Situation am Sedimentprofil P05 wieder. Die unterste Terrasse steigt in ca. 5 m von 0 m auf 0,3 m o.a.S. an und geht nach einer Kliffkante in eine rund 5 m breite Verebnungsfläche zwischen 1,9 m und 2,95 m o.a.S. über. Das folgende Kliff ist aus Sedimenten mit eingelagertem Segregationseis aufgebaut und erreicht eine Höhe von 8,5 m o.a.S. Im Anschluss flacht das Gelände bis auf 6,9 m o.a.S. erneut ab und erstreckt sich mehrere 100 m weit über die exponierten Seesedimente.

Westlich von diesem Profil nimmt die Fläche der untersten Terrassengeneration immer weiter ab. An Profil N-4 (Abb. 76, oben in Appendix A.6) ist sie komplett verschwunden. Hier stößt der See direkt an eine Steilkante, die rund 80 cm hoch

ist. Die Steilkante geht in eine 25 m weite Ebene über, in der das Gelände auf 2,5 m o.a.S. ansteigt. Dort schließt sich ein Kliff an, welches aus ehemaligen lakustrinen Ablagerungen aufgebaut ist und eine Höhe von 8 m o.a.S. erreicht.

Am Westufer des Heihai stehen Flachküsten in Buchten aktiven Kliffs von bis zu 8 m o.a.S. in Spornpositionen gegenüber. Profil N-5 (Abb. 76, mitte in Appendix A.6) dokumentiert eine solche Spornlage.

Ein großes Delta im Westen des Heihai deutet auf den ehemaligen direkten Zufluss in den See. Die proximale morphologische Situation ist an Profil W-1 (Abb. 77, oben in Appendix A.6), die distale an Profil W-2 (Abb. 77, mitte in Appendix A.6) dargestellt. Das Gelände in W-1 steigt vom Ufer her stetig an bis es 2,4 m o.a.S. erreicht. Hier ändert sich das Gefälle und das Gelände erhebt sich auf 5,0 m o.a.S.. Darauf folgt eine mächtige und ebene Terrasse in der das Gelände in ca. 150 m um lediglich 10 cm ansteigt. Anschließend beginnt eine hügelige Landschaft, auf der rund 1 m hohe Strukturen aus lakustrinen Ablagerungen der Terrasse aufsitzen. Diese Formen entstanden vermutlich aus einer Mischung von Eishub, Wind- und Spülerosion und resultieren aus einer zufälligen Variation des Eisgehalts im Boden und dem Zusammenspiel verschiedener Erosionsprozesse.

Profil W-2 (in Appendix A.6) zeigt eine ca. 4 m breite Terrasse, welche eine maximale Höhe von 0,5 m o.a.S. erreicht. Die anschließende Geländekante wurde auf eine Höhe von 0,8 m o.a.S. eingemessen und verebnet anschließend in eine leicht geneigte Fläche. Diese steigt stetig bis auf 5,2 m o.a.S. an, wonach sie in die oben erwähnte Hügellandschaft übergeht.

Die südliche Küste des Heihai ist größtenteils als aktive Kliffküste aufgebaut (Profil S-1, Abb. 78, oben in Appendix A.6). Sie besitzt eine Sprunghöhe von ca. 1,9 m o.a.S. und geht in eine sehr flache und weite Ebene über, die über mehrere hundert Meter keine Höhenänderung zeigt. Bei den angeschnittenen Sedimenten an der Seeseite des Kliffs handelt es sich um ehemalige lakustrine Ablagerungen, die ab einer Tiefe von ca. 1 m wechsellagig von Segregationseis durchsetzt sind.

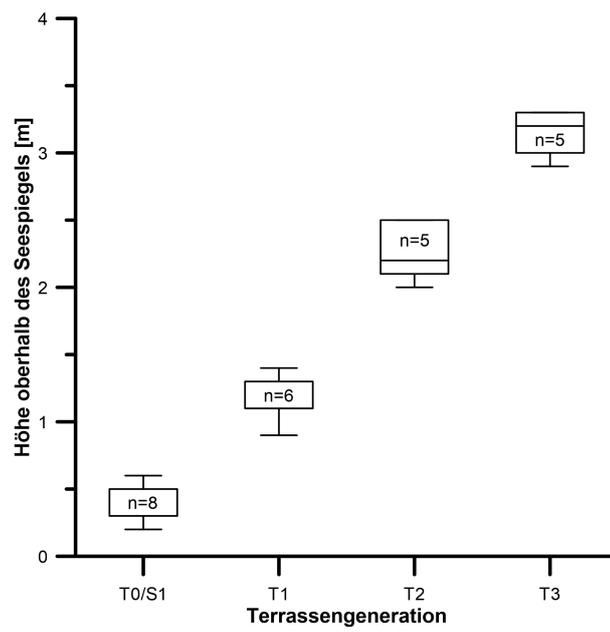
Nahe des modernen Auslasses ist eine weitere Terrasse mit einer durchschnittlichen Höhe von 0,5 m o.a.S. vorgelagert (vgl. Profil S-2, Abb. 78, mitte in Appendix A.6). Diese reicht rund 350 m ins Landesinnere und ist gelegentlich von bis zu 0,5 m hohen Hügeln gekrönt, die vermutlich auf die Hebung durch Permafrost zurückgehen. An diese Terrassengeneration schließt sich auf ca. 1,4 m o.a.S. eine weitere Terrasse an, auf der das Aufkommen der Periglazialformen weiter zunimmt. Die morphologische Situation, rund 500 m weiter östlich, ist in Profil S3 (Abb. 78, unten in Appendix A.6) festgehalten. Der See stößt hier an ein 1 m hohes Kliff, an das sich eine leicht zum See inklinierte Terrassenfläche anschließt. Auf dieser rund 6 m breiten Fläche sitzen einige Permafrosthügel mit Höhen von bis zu 30 cm auf. Es folgt eine weite, etwas höher gelegene Terrasse, mit einer Basishöhe zwischen

1,7 – 2,1 m o.a.S. auf der sich weitere Permafrosthügel mit einer maximalen Höhe zwischen 30 cm und 50 cm abzeichnen.

	E-1	E-2	E-3	N-1	N-2	N-3	N-4	N-5	W-1	W-2	S-1	S-2	S-3
S1	0,3	0,6											
T0	0,2		0,3	0,3		0,3				0,5		0,5	
T1	1,3	1,1		1,1	0,9							1,4	1,1
T2			2,2				2,5		2,4		2,0		2,1
T3		2,9	3,3	3,3	3,2	3,0							

**Tab. 3:** *Ergebnisse der Vermessung der Uferlinien. Die Höhen der Terrassenflächen und der Kronen der Strandwälle sind in Metern oberhalb des aktuellen Seespiegels angegeben und wurden zu Terrassen- bzw. Strandwallgenerationen zusammengefasst.*

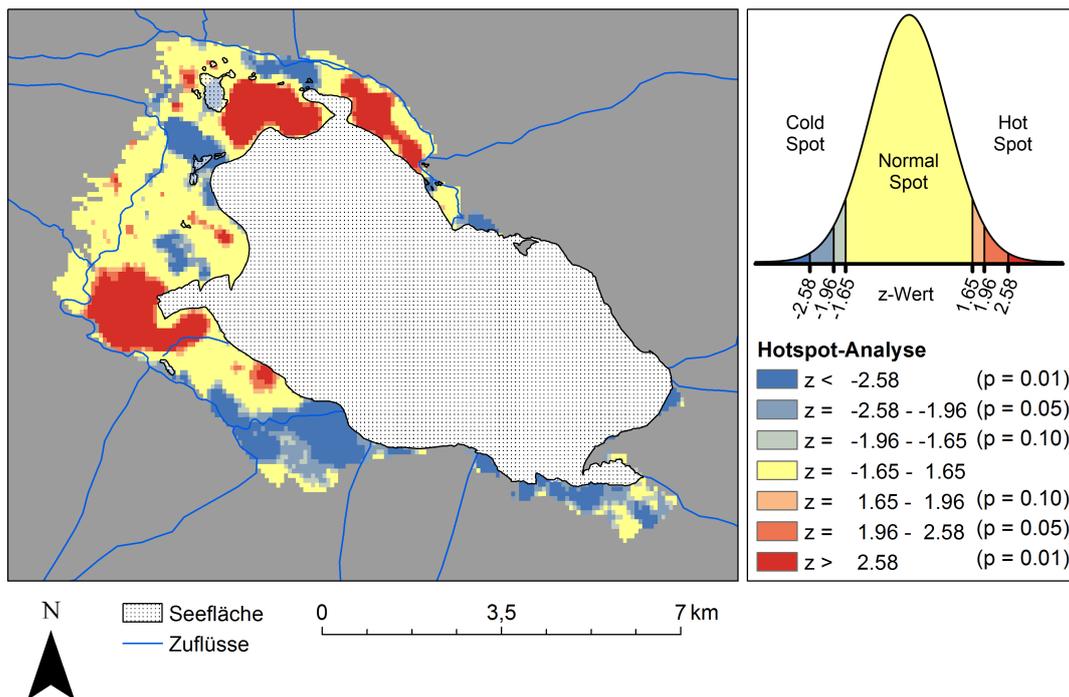
Aus den beschriebenen Profilen ergeben sich vier regelmäßig wiederkehrende, sich nicht überschneidende Terrassengenerationen (T0-T3) und eine Strandwallgeneration (S1). Letztere wurde lediglich im Nordosten des Sees eingemessen und erreicht eine Höhe zwischen 0,3 m und 0,6 m o.a.S. Die Strandwälle sind einer aktiven Terrasse T0 aufgesetzt, die sich zwischen 0,2 und 0,5 m o.a.S. erstreckt. T0 ist regelmäßig um den See ausgebildet und fehlt nur in Regionen mit hoher und steiler aktiven Kliffküste. Die anschließende Terrassengeneration T1 zeigt ebenfalls eine gleichmäßige Verteilung um den See, fehlt jedoch im Westen. Sie wurde in einer Höhe zwischen 0,9 m und 1,4 m o.a.S. eingemessen. Auch T2 mit einer Höhe zwischen 2 m – 2,5 m o.a.S. wurde an vielen der Profile gefunden. Sie ist jedoch im Süden und Nordosten des Sees deutlicher ausgeprägt als im Nordwesten und Westen. Das höchste signifikant auftretende Terrassenniveau wird von der T3 gebildet, die sich zwischen 2,9 m und 3,3 m o.a.S. erstreckt und überwiegend im Norden und Nordosten auftaucht, während sie im Süden und Westen weitestgehend fehlt. Tabelle 3 und Abb. 19 fassen die Ergebnisse der morphologischen Befunde zusammen.



**Abb. 19:** Boxplot der gemessenen Terrassenhöhen, geordnet nach Generation.

### 7.1.5. Geostatistische Auswertung

Im Uferbereich des Heihai treten deutlich abgegrenzte Hot Spots und Cold Spots auf. Hot Spots sind dabei Cluster, welche von Pixeln in hoher Position gebildet werden, die ihrerseits von hochgelegenen Pixeln umgeben sind. Drei große Hot-Spot-Cluster sind besonders markant. Sie liegen am Nord-, Nordwest- und Westufer und reichen bis an den See heran (Abb. 20, rot).



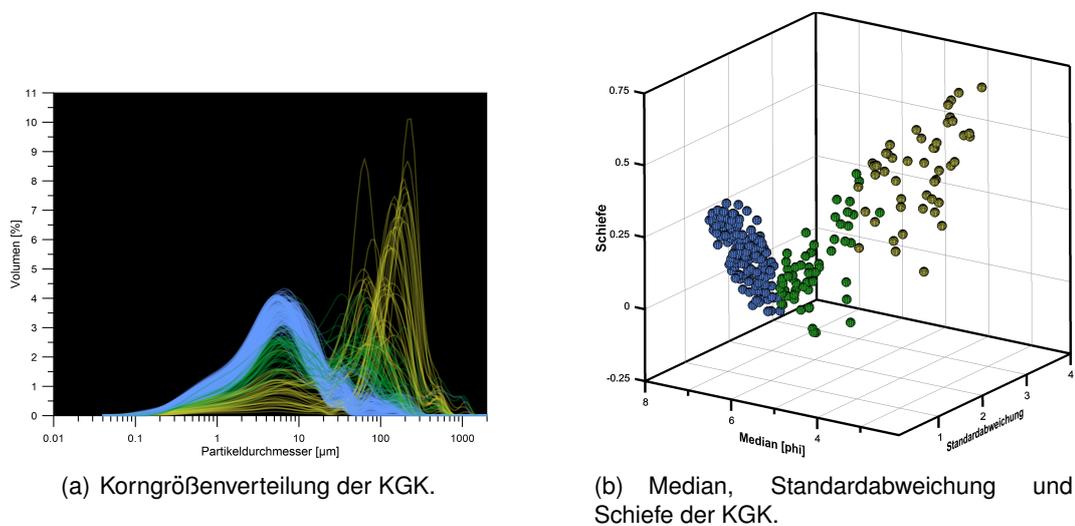
**Abb. 20:** Hot-Spot-Analyse der Höhen der Hochstandssedimente um den Heihai, rot = Hot Spot, blau = Cold Spot, gelb = Normal Spot.

Cold Spots dagegen stellen Bereiche dar, in welchen sich Pixelcluster auf niedriger Position befinden, die ebenfalls von Pixeln niedriger Position umgeben sind. Sie tauchen vermehrt im Süden auf, finden sich jedoch ebenfalls als kleinere Aggregate am Westufer des Heihai. Ihre Bildung ist stark an das Auftauchen kleinerer Seen in unmittelbarer Nähe zum Heihai gebunden sowie an die Zuläufe zum See (Abb. 20, blau). Zwischen Hot Spots und Cold Spots erstrecken sich Normal Spots, die weder Hebungs- noch Absenkungsbereiche darstellen.

## 7.2. Sedimentanalyse

### 7.2.1. Korngröße und Korngrößenklassen

Die analysierten Proben zeigten eine breite Spanne an Korngrößen (KG). Diese reichte im Mittel von  $5,5 \mu\text{m}$  bis  $216,3 \mu\text{m}$ . Die Variation der Korngrößenzusammensetzung innerhalb der Profile ist in Appendix A.4 dargestellt. Die k-means Clusteranalyse ergab zwei optisch klar gegeneinander abgrenzbare Korngrößenklassen und einer Mischklasse, die den Übergang zwischen den beiden Hauptklassen repräsentierte (Abb. 21).



**Abb. 21:** Einteilung der Proben in Korngrößenklassen (KGK) nach dem k-means Algorithmus. Feinste Fraktion ("See") = blau, bimodale Fraktion ("Transition") = grün, grobe Fraktion ("Sand") = gelb).

Die feinste Sedimentklasse ( $n = 188$ ) besitzt einen Median zwischen 7 und 8 phi ( $\approx 4 - 8 \mu\text{m}$ ) sowie eine geringe Schiefe zwischen  $-0,16$  und  $+0,28$ . Die Standardabweichung beträgt zwischen 1,5 und 2,4. Die KGVs aus dieser Klasse sind meist durch einen auffälligen Peak im Fein-/Mittelschluff zwischen  $5 - 10 \mu\text{m}$  gekennzeichnet (Abb. 21, blau).

Bei der zweiten Korngrößenklasse ( $n = 58$ ) liegt der Median zwischen einem phi-Wert von 5 und 7,1 ( $\approx 7 - 30 \mu\text{m}$ ). Standardabweichung und Schiefe ergeben Werte zwischen 1,8 und 3,2 bzw.  $-0,26$  und  $+0,4$ . Diese Korngrößenklasse ist häufig durch einen bimodalen Kurvenverlauf charakterisiert (Abb. 21, grün).

Der Median der größten Fraktion ( $n = 49$ ) liegt zwischen 2,3 und 5 phi ( $\approx 30 - 210 \mu\text{m}$ ) bei einer Standardabweichung zwischen 0,9 und 2,9 und einer Schiefe zwischen 0,16 und 0,77. Die Kurven sind überwiegend monomodal aufgebaut und streuen ihren Modalwert im Mittelsand stark zwischen 200 und  $400 \mu\text{m}$  (Abb.

21, gelb). Die REM-Untersuchung der Fraktion zeigte teils gerundete, teils eckige Körner.

Die grobe Fraktion bildet in den meisten Profilen ein zusammenhängendes Sandband, das nach oben und unten von der feinen Korngrößenklasse begrenzt wird. Die obere Lage der feinen Korngrößenklasse ist dabei jedoch weniger mächtig ausgeprägt als die sich darunter anschließende Schicht. Im Übergangsbereich zwischen den Sandbändern und den feineren Ablagerungen sind häufig Proben aus der zweiten Korngrößenklasse zu finden (s. Abb. 21).

### 7.2.2. Varianzanalyse

Beim Vergleich der Profile aus der feinen Korngrößenklasse konnte bei keinem Element ein gleicher Mittelwert festgestellt werden. Die p-Werte liegen konstant unterhalb von 0,05, was eine hohe räumliche Varianz innerhalb der Profile nahelegt (s. Tabelle 4, oben). Damit scheint die Heterogenität in der Zusammensetzung der Teileinzugsgebiete bei dieser Korngrößenklasse eine wichtige Rolle zu spielen. Analoges gilt für die bimodale Übergangsklasse (s. Tabelle 4, mitte).

ANOVA	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	S	Sr
p-Wert	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F-Wert	37,03	16,44	4,73	10,86	10,58	2,8	28,88	17,84	66,12

Varianzanalyse der geochemischen Daten der Profile aus der feinsten KGK.

ANOVA	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	S	Sr
p-Wert	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00
F-Wert	18,45	7,4	4,2	4,83	2,57	2,78	2,7	25,94	16,73

Varianzanalyse der geochemischen Daten der Profile aus der mittleren KGK.

ANOVA	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	S	Sr
p-Wert	0,00	0,01	<b>0,12</b>	0,01	<b>0,17</b>	0,00	0,00	0,00	0,01
F-Wert	5,04	4,25	2,03	4,6	1,74	10,53	8,01	31,91	3,96

Varianzanalyse der geochemischen Daten der Profile aus der größten KGK.

**Tab. 4:** Ergebnisse der Varianzanalysen der einzelnen Korngrößenklassen (KGK). Signifikante Zusammenhänge sind hervorgehoben.

Dagegen zeigt die Klasse der Sande, verglichen mit den anderen beiden Gruppen, deutlich geringere F-Werte (besonders bei Elementen, die an den allochthonen Eintrag gebunden sind) und besitzt bei Mn und K sogar p-Werte  $>0,05$ , was eine vergleichbare räumliche Zusammensetzung belegt (s. Tabelle 4, unten). Damit scheint die Heterogenität der Teileinzugsgebiete eine geringere Rolle zu spielen

als bei den feineren KG-Klassen. Das Ablagerungssignal kann daher in dieser KGK über alle Profile als relativ homogen im Aufbau angesehen werden.

Der Vergleich der Varianzen zwischen den beiden Haupt-KG-Klassen resultiert in relativ gleichen Mittelwerte ( $p > 0,05$ ) für die Elemente Ca, Sr, S und P. Die restlichen Elemente (Fe, Mn, K, Na, Mg) zeigen sehr hohe F-Werte, die darauf schließen lassen, dass ein beträchtlicher Unterschied in der Elementzusammensetzung der Klassen bei diesen Elementen besteht (Tabelle 5).

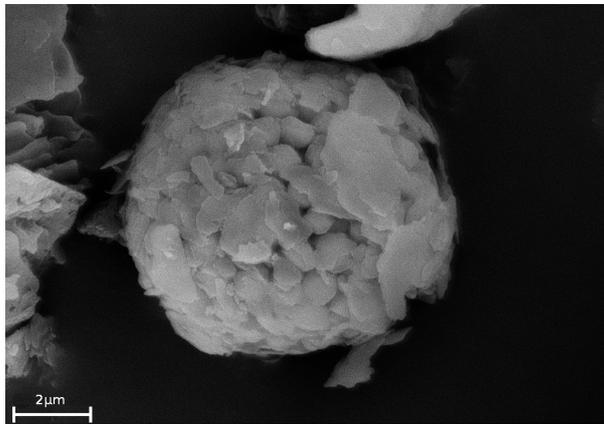
ANOVA	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	S	Sr
p-Wert	<b>0,13</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	<b>0,09</b>	<b>0,13</b>	<b>0,09</b>
F-Wert	2,36	238,79	46,84	356,17	189,75	7,17	2,86	2,31	2,9

Varianzanalyse zwischen der Korngrößenklasse "See" und "Sand".

**Tab. 5:** *Ergebnis der Varianzanalyse zwischen den Hauptkorngrößenklassen. Signifikante Zusammenhänge sind hervorgehoben.*

### 7.2.3. Mineralogische Zusammensetzung

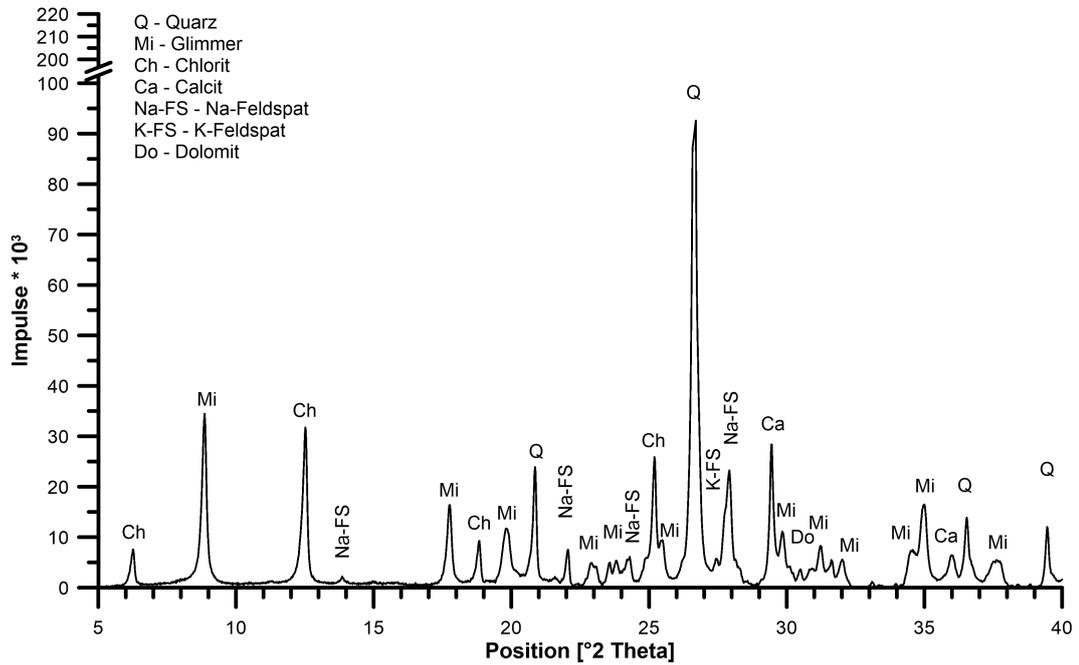
Die mineralogische Untersuchung der Sedimente zeigte, dass diese größtenteils aus Quarz, Glimmer, Feldspäten, Kalzit, Chlorit und Dolomit aufgebaut sind (s. Abb. 23 für ein exemplarisches XRD-Profil). Der Anteil der Hauptbestandteile unterlag im Datensatz jedoch erheblichen Schwankungen, was zu einem Großteil auf die unterschiedlichen Korngrößenfraktionen zurückzuführen ist (s. Kap. 8.2.1). Neben den genannten Hauptbestandteilen enthielten einige Proben zudem auch Spuren von Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ) und Gips ( $\text{Ca}[\text{SO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ). Diese Minerale traten vornehmlich in der Nähe von Organikresten auf. Die Pyrit-Minerale (6 – 8  $\mu\text{m}$  Durchmesser) waren framboidal ausgebildet und aus kleinen kugeligen Kristallen aufgebaut (s. Abb. 22).



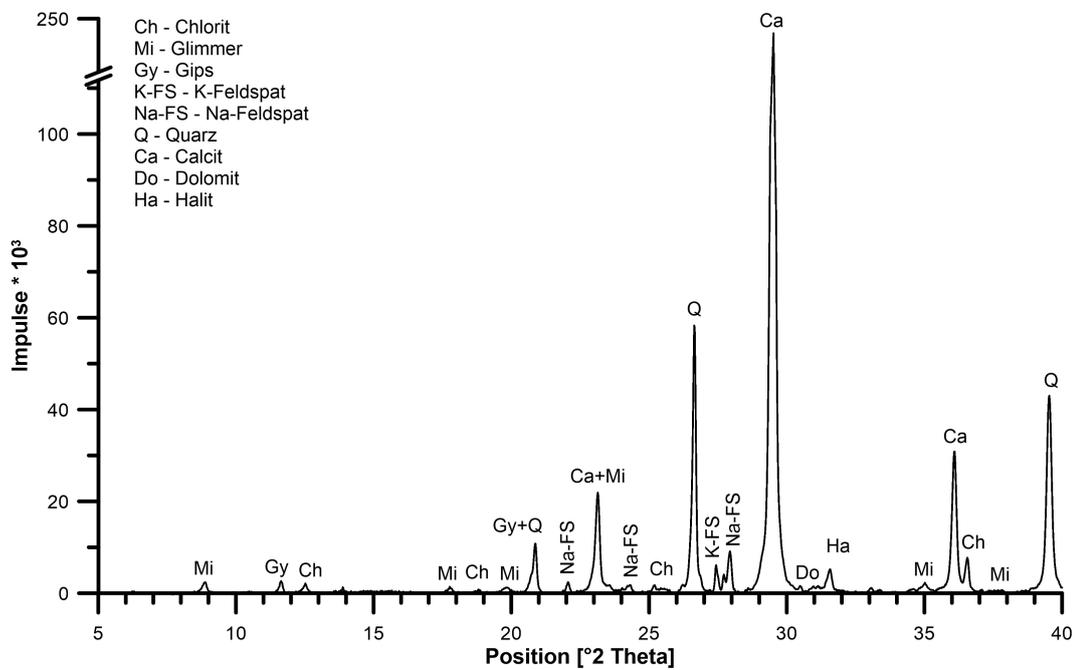
**Abb. 22:** REM-Aufnahme eines Pyrit-Mineralis aus Probe 941 (Profil P09).

An der Oberfläche einiger Profile wurde zudem Halit ( $\text{NaCl}$ ) nachgewiesen. Auch die Bildung weiterer Evaporite, wie Thénardit ( $\text{Na}_2[\text{SO}_4]$ ), Mirabilit ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ) Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) oder Bloedit ( $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ ) ist möglich, da diese Minerale häufig mit Halit vergesellschaftet auftreten. In den XRD-Profilen besaßen sie jedoch weniger stark ausgeprägte Peaks oder wurden von den Peaks der Hauptminerale überdeckt, so dass sie nicht eindeutig nachgewiesen werden konnten. Daher scheint ihr Auftreten (wenn überhaupt) nur eine untergeordnete Rolle bei der Zusammensetzung der Minerale zu spielen.

In einigen Regionen wurden auf den Hochstandssedimenten aufsitzende Krusten gefunden, die mit Hilfe der XRD als Kalkkruste aus fast ausschließlich Kalzit identifiziert wurden (Abb. 25 und 24). Diese Krusten entstanden durch die Lösung von u.a. Kalziumkarbonat im Sediment und dessen Wiederausfällung an der Oberfläche.



**Abb. 23:** Repräsentatives XRD-Profil der Probe 541 (Profil P05).



**Abb. 24:** XRD-Profil einer analysierten Karbonatkruste.



(a) Übersichtsaufnahme



(b) Nahaufnahme

**Abb. 25:** *Übersichtsaufnahme (a) und Nahaufnahme (b) der Karbonatkruste an der Oberfläche der anstehenden Seesedimente.*

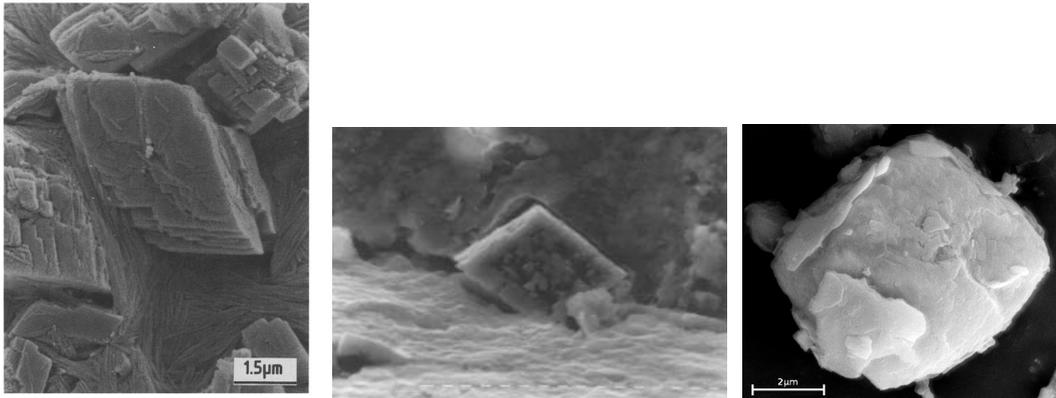
Der Hauptpeak des Kalzits liegt in den Hochstandssedimenten im Bereich zwischen 3,026 und 3,035 Å. Dieser Wert belegt, dass nur geringe Mengen an Magnesium während der Kalzit-Genese eingebaut wurden, da sich ansonsten der Peak zu kleineren d-Werten verschoben hätte (Goldsmith und Graf, 1958; Goldsmith et al., 1961; Tucker, 1996). Zudem deutet die geringe Spanne der Kalzitpeaks auf eine Ablagerung unter konstanten geochemischen Bedingungen hin, was einen annähernd gleichen Ablagerungszeitraum vermuten lässt.

Die Dolomit-Kristalle zeigen in den REM-Aufnahmen eine ausschließlich xenomorphe Gestalt. Verglichen mit autochthon gebildetem Dolomit aus der Literatur weisen sie deutliche Transportspuren auf (s. Abb. 26). Damit ist eine in-situ Bildung des Minerals im See auszuschließen (vgl. Warren, 2000) und Dolomit muss zum exogenen Anteil der Mineralkomposition gerechnet werden.

Bei allen Proben, die unter dem REM untersucht wurden, war ein deutlicher Überzug der größeren Minerale durch eine dünne Lage von Schichtsilikaten zu erkennen. Dies erschwerte die Bestimmung der Minerale mittels EDX, da bei der Messung der Elementzusammensetzung der übrigen Minerale zusätzlich das Signal der Schichtsilikate aufgezeichnet wurde und die eigentliche Zusammensetzung überprägte.

### 7.2.4. Elementzusammensetzung

Durch die ICP-Messungen wurden die Elemente Fe, Ca, K und Mg als Hauptbestandteil der Hochstandsprofile am Heihai identifiziert. Die übrigen Elemente waren weniger stark vertreten bzw. zeigten punktuelle Anreicherungen (besonders bei S und Na). Die Schwankungen innerhalb der bearbeiteten Profile kann in Appendix A.4 nachvollzogen werden.



(a) autochthoner Dolomit aus Botha und Hughes (1992) (b) autochthoner Dolomit aus Hachicha et al. (2003) (c) allochthoner Dolomit aus den Hochstandssedimenten des Heihai (Probe 941)

**Abb. 26:** Vergleich authigener Dolomite aus der Literatur mit den gefundenen Dolomit-Mineralen am Heihai.

### 7.3. Ergebnisse Chronologie

#### 7.3.1. $^{14}\text{C}$

Die lebenden Pflanzen aus dem südöstlichen (L2 + L3) und westlichen (L1) Teil des Sees zeigen ähnliche Alter, was auf einen räumlich konstanten Reservoirereffekt hindeutet. Ihr Überlappungsbereich liegt bei  $6.465 \pm 75$   $^{14}\text{C}$ -Jahren (s. Tab. 6 und senkrechte schwarze Linie in Abb. 27, links). Dieser Wert gehört zu den höchsten modernen Reservoirereffekten, die vom TP bekannt sind (Hou et al., 2012; Mischke et al., 2013). Die rezente Pflanze vom südlichen Zufluss (L4) besitzt dagegen ein modernes Alter mit  $100,7 \pm 0,4$  pMC (= percent modern carbon), was ungefähr  $120 \pm 30$  BP entspricht.

Die Datierungen der Makrophyten aus den Hochstandsprofilen zeigen jeweils nicht-inverse Altersabfolgen, die ein Intervall zwischen  $6.450 \pm 60$  und  $7.710 \pm 40$  BP aufspannen (Abb. 27, rechts unten).

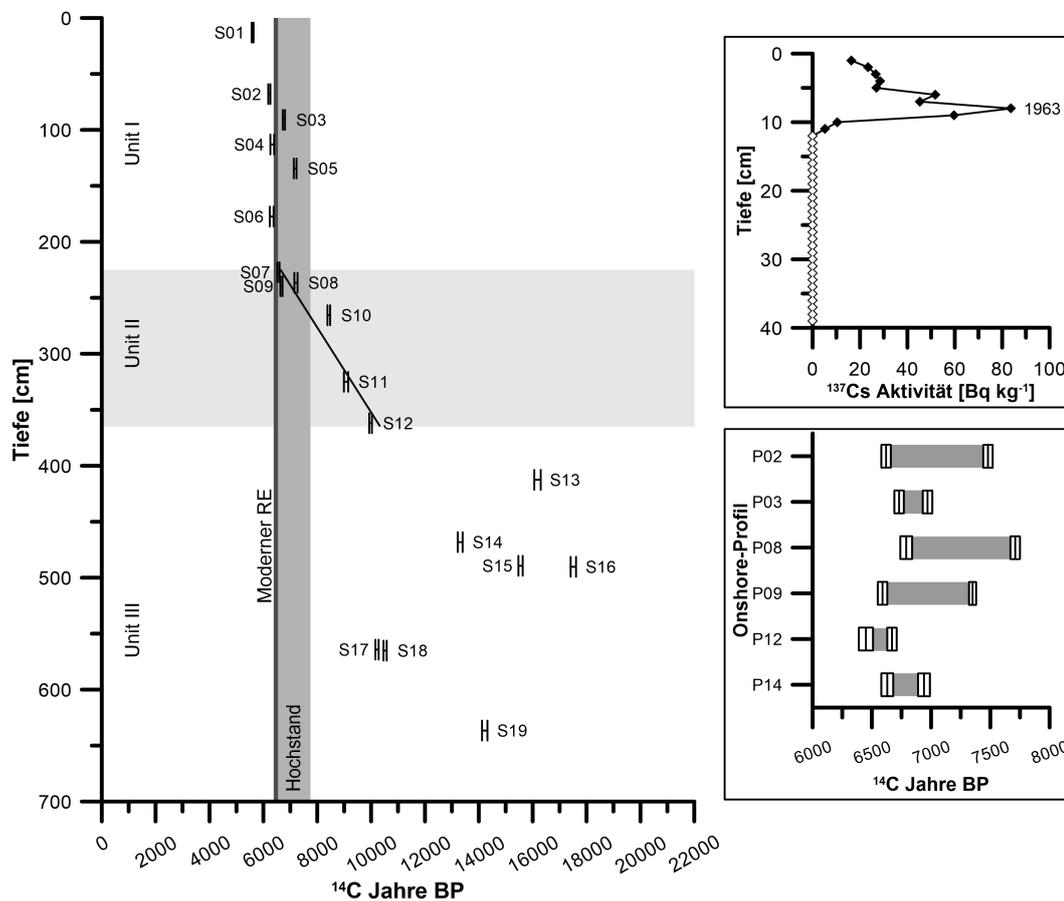
Im Gegensatz zu den Profilen zeigen die Datierungen der *Potamogeton spec.* im zusammengesetzten Kern ein sehr komplexes, nicht-lineares Muster mit Inversionen. Darin können jedoch drei Abschnitte mit ähnlichem Verhalten in der Alters-Tiefen-Abfolge ausgemacht werden (Abb. 27, links).

- Unit I (0 – 225 cm): Die  $^{14}\text{C}$ -Alter zeigen homogene Alter in allen Tiefen und damit einen fast vertikalen Verlauf. Mit Ausnahme der obersten Probe (S1:  $5.600 \pm 35$  BP) fallen alle Datierungen in dieser Schicht in den Altersbereich der exponierten Seesedimente und schwanken um das Alter des modernen Reservoirereffekts. Die älteste Datierung in diesem Abschnitt bildet die Probe S5 mit einem Alter von  $7.180 \pm 50$  BP.
- Unit II (225 – 365 cm): Unterhalb einer Sedimenttiefe von 2,25 m verändert sich die Alters-Tiefen-Beziehung der Datierungen und folgt eher einem linearen, leicht abnehmenden Trend (Abb. 27, schwarze Linie). Dieser Kernabschnitt fällt mit der Ausbildung von Monohydrokalzit als dominante Karbonatfazies zusammen (vgl. Abb. 46 auf Seite 134) und ist durch eine feine Laminierung der Sedimentschichten gekennzeichnet, was für konstante geochemische und hydrologische Verhältnisse spricht (Ramisch, 2015). Obwohl die Proben S7 – S9 im Altersintervall der Hochstandsedimente liegen und daher mit Unit I assoziiert werden könnten, wurden sie aus stratigraphischen Gründen (Auftreten von Monohydrokalzit) Unit II zugeordnet. Des Weiteren folgen sie demselben linearen Trend, der von den Proben S10 – S12 vorgegeben wird, was ebenfalls eine Eingliederung in Unit II rechtfertigt. Die Datierungen im mittleren Kernabschnitt umfassen insgesamt einen Altersbereich zwischen  $6.560 \pm 40$  BP (S7) und  $9.980 \pm 50$  BP (S12).

- Unit III: (365 – 700 cm): Der unterste Teil des Sedimentkerns ist durch eine chaotische Alters-Tiefen-Relation charakterisiert, die sich in großen Altersinversionen von bis zu 7450  $^{14}\text{C}$ -Jahren ausdrücken. Das minimale  $^{14}\text{C}$ -Alter beträgt  $10.220 \pm 60$  BP (S17), während die älteste Probe auf  $17.510 \pm 100$  BP (S16) datiert wurde.

### 7.3.2. $^{137}\text{Cs}$

Die  $^{137}\text{Cs}$  Aktivität beginnt ab einer Sedimenttiefe von 11 cm und steigt anschließend rapide an, bis die höchsten Werte bei 8 cm erreicht werden. Im Anschluss nimmt die Aktivität bis zur Sediment-Wasser-Grenze ab. Ein sekundäres, weniger stark ausgeprägtes Maximum wird bei 6 cm erreicht (Abb. 27, oben rechts).



**Abb. 27:** Ergebnisse der Radionuklidmessungen:  $^{14}\text{C}$ -Datierungen im Kern (links). Der moderne RE ist durch die dunkle vertikale Linie dargestellt. Die Spanne der Alter der Hochstandssedimente ist durch einen hellgrauen vertikalen Balken gekennzeichnet und rechts unten nach Profilen aufgelistet. Die  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität aus dem Schwerelot ist rechts oben abgebildet. Die maximale Aktivität wurde dem Jahr 1963 zugeordnet (s. Kap. 8.3.2).

**Tab. 6:** Ergebnisse der AMS Messungen der Pflanzenfragmente aus a) den Bohrkernen aus dem See, b) den exponierten Sedimentprofilen und c) den rezenten Pflanzen aus dem Heihai und seinem Zulaut.

## (a) Proben aus dem Bohrkern

Name	Tiefe [cm]	C [mg]	F <sup>14</sup> C (±1 σ Fehler)	Radiokarbonalter (±1 σ Fehler)	δ <sup>13</sup> C [‰]	Kalibriertes Alter (**) mit Fehler Median	+ 2σ	- 2σ	Kern	Labor-ID
S01	13	2,34	0,50 ± 0,002	5.600 ± 35 BP	-22,3 ± 0,4	6.370 cal BP	80	60	C2	Poz-54598
S02	68	0,85	0,46 ± 0,002	6.220 ± 40 BP	-9,7 ± 1,0	7.120 cal BP	135	110	C2	Poz-54596
S03	91	3,77	0,43 ± 0,002	6.760 ± 40 BP	-28,1 ± 1,4	7.620 cal BP	60	45	C2	Poz-54605
S04	113	0,20	0,45 ± 0,004	6.330 ± 70 BP	-21,5 ± 0,8	7.260 cal BP	160	235	C2	Poz-54597
S05	134	1,45	0,41 ± 0,003	7.180 ± 50 BP	-22,6 ± 0,3	8.000 cal BP	165	115	PG	Poz-55272
S06	177	0,15	0,46 ± 0,004	6.310 ± 70 BP	-33,8 ± 1,9	7.240 cal BP	180	215	PG	Poz-49726
S07	227	1,01	0,44 ± 0,002	6.560 ± 40 BP	-9,3 ± 0,2	7.470 cal BP	95	45	PG	Poz-49727
S08	237	0,56	0,41 ± 0,003	7.210 ± 60 BP	-22,4 ± 0,1	8.030 cal BP	140	85	PG	Poz-55024
S09	240	6,76	0,44 ± 0,002	6.670 ± 40 BP	-20,6 ± 0,5	7.540 cal BP	70	65	C2	Poz-54599
S10	266	1,41	0,35 ± 0,002	8.430 ± 50 BP	-10,2 ± 0,1	9.460 cal BP	70	150	PG	Poz-49728
S11	325	0,33	0,32 ± 0,003	9.070 ± 80 BP	-19,8 ± 0,4	10.240 cal BP	255	305	PG	Poz-55025
S12	362	5,09	0,29 ± 0,002	9.980 ± 50 BP	-22,2 ± 0,6	11.440 cal BP	260	185	C2	Poz-54600
S13	413	0,31	0,13 ± 0,002	16.180 ± 120 BP	-31,0 ± 1,5	19.530 cal BP	365	330	C2	Poz-54604
S14	468	0,46	0,19 ± 0,002	13.310 ± 90 BP	-12,7 ± 0,3	16.010 cal BP	355	270	PG	Poz-55026
S15	489	4,01	0,14 ± 0,001	15.550 ± 80 BP	-24,1 ± 0,9	18.810 cal BP	160	175	C2	Poz-54601
S16	490	0,57	0,11 ± 0,001	17.510 ± 100 BP	-10,3 ± 0,3	21.160 cal BP	330	310	PG	Poz-49729
S17	564	1,77	0,28 ± 0,002	10.220 ± 60 BP	-25,9 ± 0,2	11.930 cal BP	230	285	PG	Poz-55027
S18	565	0,43	0,27 ± 0,002	10.520 ± 60 BP	-19,2 ± 0,6	12.480 cal BP	180	320	PG	Poz-49718
S19	637	0,34	0,17 ± 0,002	14.220 ± 100 BP	-31,3 ± 0,9	17.310 cal BP	295	300	C2	Poz-54602

(b) Profilproben (der exponierten Hochstandssedimente)

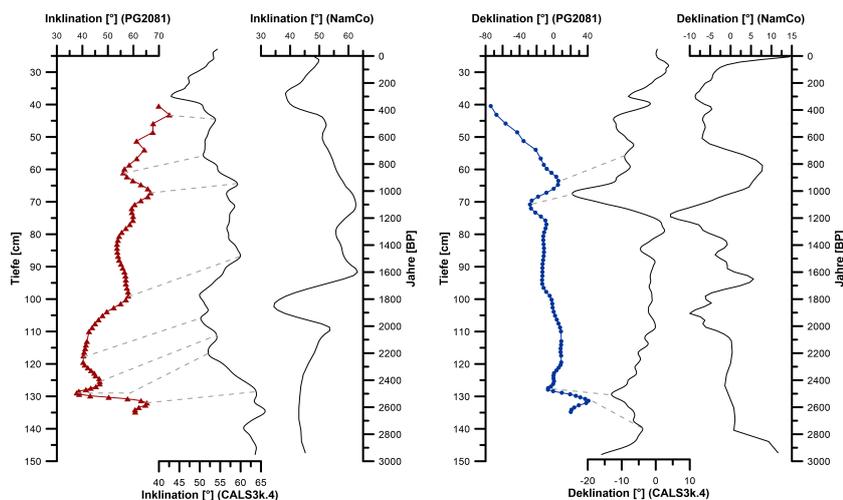
Name	Höhe o.a.S. [m]	C [mg]	F14C ( $\pm 1 \sigma$ Fehler)	Radiokarbonalter ( $\pm 1 \sigma$ Fehler)	$\delta^{13}C$ [‰]	Kalibriertes Alter (**) Median	Kalibriertes Alter (**) + $2\sigma$	Kalibriertes Alter (**) - $2\sigma$	Profil	Labor-ID
HH0209	1,60	1,97	0,44 $\pm$ 0,002	6.620 $\pm$ 40 BP	-9,7 $\pm$ 0,4	7.510 cal BP	60	70	P02	Poz-49725
HH0217	0,70	1,70	0,39 $\pm$ 0,002	7.480 $\pm$ 40 BP	-7,3 $\pm$ 0,2	8.300 cal BP	75	105	P02	Poz-49724
HH0302	2,40	1,58	0,43 $\pm$ 0,002	6.730 $\pm$ 40 BP	-5,2 $\pm$ 0,7	7.600 cal BP	70	85	P03	Poz-49721
HH0348	1,40	1,45	0,42 $\pm$ 0,002	6.970 $\pm$ 40 BP	-7,2 $\pm$ 0,3	7.800 cal BP	125	105	P03	Poz-49722
HH0814	4,70	1,37	0,43 $\pm$ 0,003	6.790 $\pm$ 50 BP	-15,0 $\pm$ 2,2	7.630 cal BP	75	65	P08	Poz-49715
HH0805	4,00	2,54	0,38 $\pm$ 0,002	7.710 $\pm$ 40 BP	-6,4 $\pm$ 0,3	8.490 cal BP	90	75	P08	Poz-49714
HH0907	4,90	4,90	0,40 $\pm$ 0,001	7.350 $\pm$ 30 BP	-6,0 $\pm$ 0,0	8.170 cal BP	130	130	P09	Beta-378905
HH0953	6,40	1,60	0,44 $\pm$ 0,002	6.590 $\pm$ 40 BP	-10,8 $\pm$ 0,0	7.490 cal BP	80	55	P09	Beta-378906
HH1232	2,80	0,28	0,45 $\pm$ 0,003	6.450 $\pm$ 60 BP	-13,7 $\pm$ 1,4	7.360 cal BP	100	100	P12	Poz-54556
HH1206	1,70	1,10	0,44 $\pm$ 0,002	6.670 $\pm$ 40 BP	-3,5 $\pm$ 0,4	7.540 cal BP	70	65	P12	Poz-54555
HH1416	1,80	0,75	0,44 $\pm$ 0,003	6.630 $\pm$ 50 BP	-3,7 $\pm$ 0,4	7.520 cal BP	65	80	P14	Poz-54558
HH1402	0,50	0,76	0,42 $\pm$ 0,003	6.940 $\pm$ 50 BP	-9,3 $\pm$ 0,2	7.770 cal BP	155	95	P14	Poz-54557

(c) Rezente Pflanzen

Name	Höhe o.a.S. [m]	C [mg]	F14C ( $\pm 1 \sigma$ Fehler)	Radiokarbonalter ( $\pm 1 \sigma$ Fehler)	$\delta^{13}C$ [‰]	Kalibriertes Alter (**) Median	Kalibriertes Alter (**) + $2\sigma$	Kalibriertes Alter (**) - $2\sigma$	Labor-ID
L1	0	1,26	0,45 $\pm$ 0,003	6.490 $\pm$ 50 BP	-8,0 $\pm$ 0,5	7.390 cal BP	100	100	Poz-55028
L2	0	1,12	0,45 $\pm$ 0,002	6.430 $\pm$ 40 BP	-4,3 $\pm$ 0,4	7.360 cal BP	65	85	Poz-54560
L3	0	1,66	0,45 $\pm$ 0,002	6.430 $\pm$ 40 BP	-2,8 $\pm$ 0,4	7.360 cal BP	65	85	Poz-55398
L4	0	2,00	0,99 $\pm$ 0,004	120 $\pm$ 30 BP	-14,1 $\pm$ 0,0	120 cal BP*	155*	120*	Beta-380003

\* Die Alter der rezenten Pflanze L4 wurde mit der Kalibrationskurve Bomb13 NH2 berechnet (Hua und Barbetti, 2013).

\*\* Die Kalibrierung der Alter erfolgte unter Annahme eines Reservoirreffekts von null, um eine maximale Altersgrenze für die Proben zu erhalten.

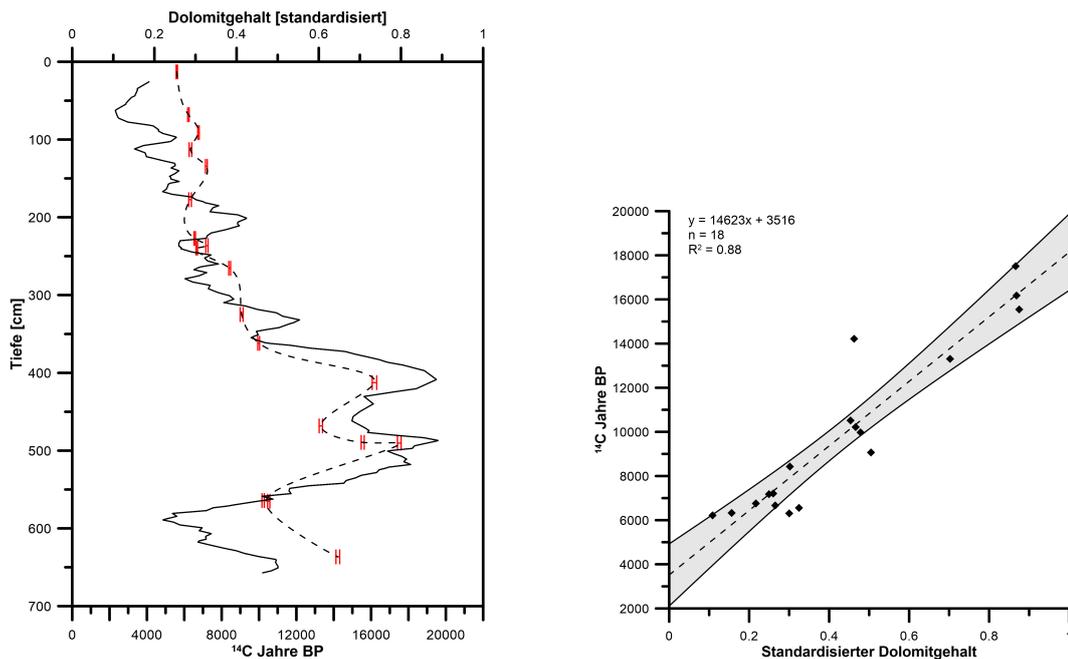


**Abb. 28:** *Inklination (links) und Deklination (rechts) der Paläomagnetikmessungen am Heihai (farbige Graphen), verglichen mit dem CALS3k.4 Modell (Donadini et al., 2009; Korte et al., 2011) und den Ergebnissen des Nam Co (Kasper et al., 2012). Mögliche übereinstimmende Punkte werden durch gestrichelte Linien dargestellt.*

### 7.3.3. Paläomagnetik

Die Inklination, die am Schwerelos bestimmt wurde, stimmt gut mit den Ergebnissen vom Nam Co (Kasper et al., 2012) und dem CALS3k.4 Modell (Donadini et al., 2009; Korte et al., 2011) überein (Abb. 28, links). Daher kann von einer kontinuierlichen Sedimentation während der letzten 2.500 Jahre ausgegangen werden, welche nicht aus den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ersichtlich ist (s.o.). Hier ist jedoch zu bedenken, dass die Werte des Magnetometers durch Interpolation einer größeren Sedimentlage entstanden sind, so dass ein Glättungseffekt auftritt und kleinere Hiatus möglicherweise übersehen werden. In der sedimentologischen Analyse wurde jedoch kein Hiatus entdeckt, so dass für das abgedeckte Altersintervall der paläomagnetischen Messung (ca. 2.500 Jahre), welches einer Tiefe von ca. 125 cm entspricht, eine annähernd konstante Sedimentationsrate von ca.  $50 \text{ cm ka}^{-1}$  angenommen werden kann.

Die gemessene Deklination dagegen zeigt einen eher konstanten Verlauf, bei dem weniger klar ausgebildete Peaks sichtbar sind (Abb. 28, rechts). Dies kann durch eine Drehung des Kerns während des Bohrvorgangs verursacht worden sein, die einen Vergleich mit den Kurven vom Nam Co (Kasper et al., 2012) und den Modellergebnissen des geomagnetischen Feldes (Donadini et al., 2009; Korte et al., 2011) nur bedingt möglich macht.



(a) Veränderung von Dolomitgehalt und  $^{14}\text{C}$ -Datierungen mit der Tiefe.

(b) Verhältnis zwischen dem Dolomitgehalt und den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen.

**Abb. 29:** Ähnlichkeit zwischen Dolomitgehalt und  $^{14}\text{C}$ -Gehalt.

#### 7.3.4. Allochthoner Karbonateintrag

Der Dolomiteintrag am Kern beginnt mit einem generell abnehmenden Trend und fällt von einem mittleren auf ein geringes Niveau in der Tiefe zwischen 650 bis 600 cm. Im Anschluss daran steigt er jedoch schnell wieder an und erreicht seine maximalen Werte zwischen 4 und 5 m Tiefe. Danach nimmt der Dolomiteintrag ebenso rapide bis auf eine Tiefe von 365 cm ab. Von da an bleibt er auf einem konstant niedrigen Niveau, wobei er bis zum Top des Kerns einen abnehmenden Trend verfolgt (Abb. 29).

Eine offensichtliche Korrelation besteht zwischen den  $^{14}\text{C}$ -Altern und dem Eintrag an Dolomit ( $R^2 = 0,88$ ;  $p < 0,05$ , s. Abb. 29, b). Besonders unterhalb von 365 cm weisen alle Peaks der  $^{14}\text{C}$ -Chronologie ein vergleichbares Äquivalent in den Dolomitwerten auf. Oberhalb von 365 cm zeigt die Dolomitkurve lediglich schwach ausgebildete lokale Maxima, welche sich ebenfalls nur in abgeschwächter Form in den  $^{14}\text{C}$ -Altern widerspiegeln.

## 8. Diskussion

### 8.1. Litorale Morphodynamik

#### 8.1.1. Subaquatische Terrassen

Die morphologischen Befunde am Heihai repräsentieren ehemalige Seespiegelstände und können in eine morpho-stratigraphische Abfolge gebracht werden. Das subaquatische Terrassenniveau  $T1_{sub}$  scheint dabei den ältesten Seespiegelstand zu charakterisieren. Der Heihai hätte auf diesem Niveau ein Volumen von  $7,98 * 10^6 \text{ m}^3$  (-18 m) bzw.  $1,45 * 10^7 \text{ m}^3$  (-17 m), was 2,5 bzw. 5% des heutigen Volumens entspricht (s. Tabelle 7 und Abb. 31). Der Versatz, der bei der  $T1_{sub}$  zwischen Nord- (-18 m unterhalb des modernen Seespiegels) und Südufer (-17 m unterhalb des modernen Seespiegels) auftritt, könnte auf eine tektonische Verstellung im Seebecken hindeuten, oder auch durch unterschiedliche Sedimentationsraten aus den nördlichen und südlichen Einzugsgebieten bedingt sein. Neotektonische Arbeiten von Van der Woerd et al. (2000); Fu et al. (2005); Fu und Awata (2007) weisen die naheliegende Kunlun Verwerfung als eine der größten und aktivsten Störungszonen in Nordt Tibet aus. Sie zeigt eine linkslaterale (sinistrale) Streichrichtung und einen Versatz von 10 m/ka (horizontal) bzw. 1 m/ka (vertikal) (Van der Woerd et al., 2000). Diese Ergebnisse beziehen sich jedoch auf die Hauptverwerfung. Somit ist für den Heihai, welcher nördlich der aktiven Störungszone liegt, mit einer deutlich geringeren Rate zu rechnen. Legt man die oben erwähnte vertikale Versatzrate für die Verstellung der Terrasse  $T1_{sub}$  um einen Meter zu Grunde, so ergibt sich ein Mindestalter der Struktur von 1.000 Jahren. Aufgrund der Distanz zur Hauptverwerfung kann jedoch von einem bedeutend höheren Bildungsalter ausgegangen werden.

Oberhalb des Seespiegels fehlen Hinweise auf rezente tektonische Aktivität im Einzugsgebiet des Sees. Unter der Annahme, dass der Versatz der subaquatischen Terrasse  $T1_{sub}$  auf Tektonik zurückzuführen ist, muss sich die Terrasse also zu einem früheren Zeitpunkt gebildet haben als die exponierten Seesedimente. Andernfalls wäre der Versatz von Nord- zu Südufer der  $T1_{sub}$  auch in ihnen sichtbar. Nähere Informationen über die Beschaffenheit des Seegrundes und Aufklärung ob es sich bei dem Versatz der subaquatischen Terrasse wirklich um eine tektonische Verstellung handelt, wird die Analyse von zehn Seismikprofilen bringen, welche von chinesischen Kollegen um Professor Yongzhan Zhang (Universität Nanjing) erstellt wurden und zurzeit ausgewertet werden.

Unabhängig von einer tektonischen Beeinflussung scheint die  $T1_{sub}$  das älteste Niveau zu sein. Die weitläufige Terrassenfläche erstreckt sich im Norden auf ca. einem Kilometer Länge. Um eine so große Fläche einzuebnen, muss sich der See

über einen langen Zeitraum in die umliegenden Sedimente eingeschnitten haben. Unter den heutigen hydrologischen Bedingungen könnte er jedoch nicht lange genug auf dem geringen Niveau verweilen und würde sein Becken innerhalb von wenigen Jahren komplett auffüllen (vgl. Appendix A.8.5). Die Formungsprozesse hätten daher nicht die nötige Zeit eine ausgeprägte Terrassenfläche wie die  $T1_{sub}$  zu gestalten. Zur Zeit der Bildung der Terrasse müssen also deutlich andere Umweltbedingungen geherrscht haben als heute, was ebenfalls auf ein vergleichsweise Alter der Form hindeutet. An die Bildung der  $T1_{sub}$  schloss sich vermutlich eine schnelle Transgression des Sees an, die die Terrasse komplett mit Wasser bedeckte und sie weitgehend vor Erosion schützte.

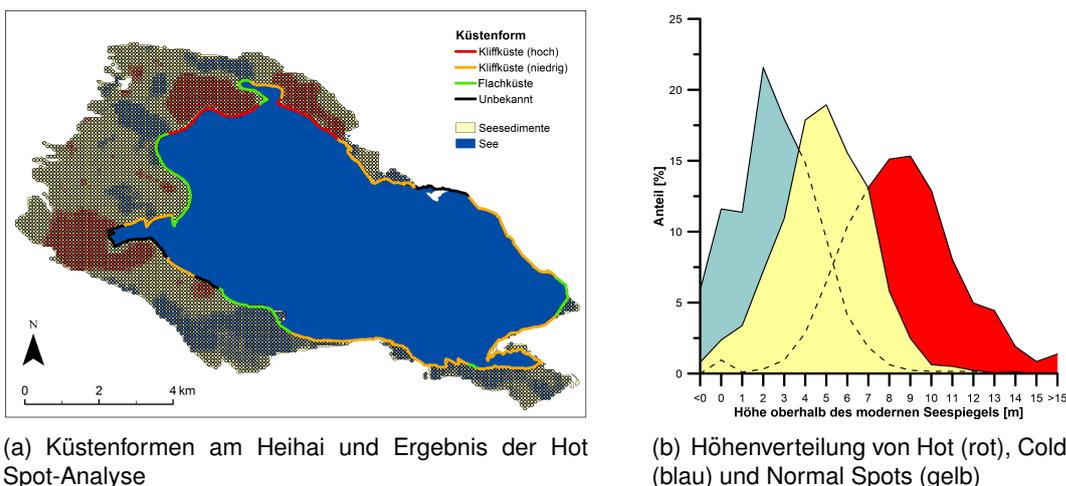
### 8.1.2. Maximale Ausdehnung des Heihai

Der sich chronologisch anschließende dokumentierte Seespiegelstand wird durch die Ablagerung der gehobenen Seesedimente repräsentiert. Die direkte Höhe des Seespiegels zur Zeit der Ablagerung ist jedoch nicht aus ihnen abzulesen, da über den Sedimenten noch eine Wassersäule von mehreren Metern gestanden haben kann.

Litoral-morphologische Formen, die eine exakte Begrenzung des höchsten Seespiegels ermöglichen könnten, sind heute nicht mehr erhalten. Kliffkanten und Strandwälle aus dieser Zeit wurden vermutlich größtenteils erodiert. Das deutet erstens auf eine relativ frühe Entwicklungsphase und zweitens auf eine hohe fluviatile Dynamik hin. Daher muss die Abschätzung des höchsten Seespiegels auf Grundlage der Höhe der ehemaligen lakustrinen Sedimente erfolgen.

Jedoch ist bei den lakustrinen Sedimenten von einer postgenetischen Höhenverstellung auszugehen, die die Abschätzung der ursprünglichen Ablagerungshöhe zusätzlich erschwert. Nach Verlassen der schützenden Wasserschicht, waren die Sedimente vermutlich verstärkten Erosions- und Abtragungsprozessen ausgesetzt, die sie in ihrer Höhe reduzierten. Zudem wurden die Sedimente durch die Ausbildung von Permafrost im Boden aus ihrer Ursprungshöhe gehoben und formten die heutige Lithalsa-Landschaft, welche besonders deutlich im Westen des Sees ausgebildet ist. Eine räumliche Charakterisierung heutiger Hebungs- und Absenkungsbereiche sowie eine Abschätzung der ursprünglichen Ausgangshöhe der Hochstandssedimente, lässt sich aus den Ergebnissen der Hot-Spot-Analyse (s. Abb. 20 und Abb. 30) ableiten.

Aus der räumlich-statistischen Analyse der Hochstandssedimente mittels Hot-Spot-Analyse konnte das untersuchte Gebiet in Hot Spots und Cold Spots unterteilt werden. Die großen Hot-Spot-Cluster im Norden und Nordwesten treten in der morphologischen Kartierung des Uferbereichs als hohe Kliffküste in Erscheinung und sind u.a. in den Vermessungsprofilen N-1 bis N-5 erfasst. Die statistische Analyse

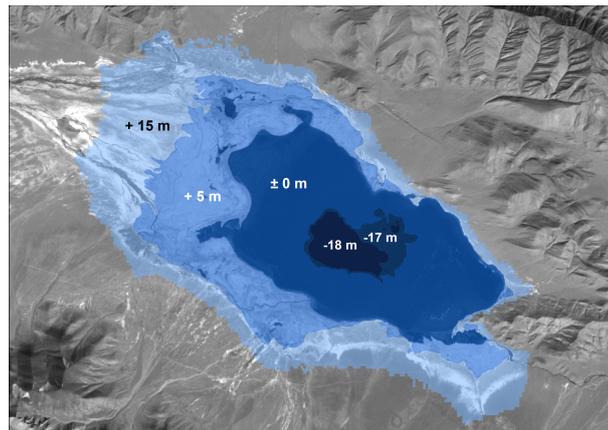


**Abb. 30:** Ergebnisse der Hot-Spot-Analyse.

und die morphologischen Befunde stimmen darin überein, dass Hot-Spot-Regionen relative Aufwölbungsbereiche im Gelände darstellen. Durch die sedimentologischen Untersuchungen eines Aufschlusses (Sedimentprofil P05, Appendix A.3 und A.7 bzw. Vermessungsprofil N-3, Abb. 75 in Appendix A.6) in einem dieser Gebiete ist der massive Anteil von Eis im Boden bekannt, so dass die Geländeaufwölbung der Hot Spots als kryogene Hebungszentren angesehen werden können. Die Hot Spots besitzen einen Modalwert zwischen 7 und 10 m (Abb. 30, b). Diese kryogene Hebungsrates stimmt mit Untersuchungen von anderen Lithalsen überein, die Wünnemann et al. (2008) am Tso Kar in Indien durchführten.

Cold Spots dagegen treten in Bereichen auf, in denen vornehmlich Erosion stattfindet. Dies ist vor allem entlang des Gerinnebetts des südlichen Zustroms und seines Einmündungsbereichs in den See zu erkennen. Des Weiteren sind kleinere Seen, welche als Thermokarstsenken entstanden sind, als Cold Spots ausgewiesen. Uferbereiche, in denen Cold Spots auftauchen, sind häufig durch Flachküsten, seltener durch niedrige Kliffküsten charakterisiert und eisfrei. Aufgrund der räumlichen Koinkidenz der Cold Spots mit fluvialen Erosionsrinnen und Thermokarstdepressionen, können sie also als erodierte Absenkungsbereiche verstanden werden.

Regionen, die weder Erosion noch der Hebung durch Permafrost ausgesetzt waren, erschienen in der Untersuchung als Normal Spots ( $z = -1,65 - +1,65$ ,  $p < 0,1$ ) und können als Abschätzung für die ursprüngliche Ausgangshöhe der lakustrinen Sedimente angenommen werden. Diese Normal Spots treten vermehrt in Höhen von +5 m oberhalb des heutigen Seespiegels auf, was für eine ursprüngliche Ablagerung der Hochstandssedimente in dieser Höhe spricht (Abb. 30, b). Die Höhe ist jedoch lediglich als minimale Abschätzung des ehemaligen Seespiegels anzu-



**Abb. 31:** Minimale (dunkelblau) und maximale (hellblau) Ausdehnung des Heihai.

sehen, da über den Sedimenten noch eine Wassersäule von mehreren Metern gestanden haben kann.

Die maximale Begrenzung des Seespiegels zur Zeit seines Höchststands kann aus dem Auftreten von Pflanzenresten in den Sedimentprofilen abgeleitet werden. Unter rezenten Bedingungen treten aquatische Makrophyten lediglich bis zu einer Wassertiefe von 10 m auf. Bis zu dieser Grenze dringt das Sonnenlicht in das Seewasser ein und ermöglicht Photosynthese (euphotische Zone). Da alle aufgenommenen Sedimentprofile massiv von Pflanzenresten durchsetzt waren (vgl. Profilbeschreibung, Appendix A.3), scheinen auch die exponierten Seesedimente von einer Wasserschicht bedeckt gewesen zu sein, die 10 m nicht überstieg. Eine Umlagerung der Pflanzen ist aufgrund der Menge und Omnipräsenz des Materials in den Profilen auszuschließen.

Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Hochstandssedimente ursprünglich ca. 5 m oberhalb des rezenten Seespiegels abgelagert wurden. Zusätzlich muss mit einer Wasserbedeckung gerechnet werden, die bis zu 10 m über den Sedimenten stand. Der Höchststand des Heihai ist also zwischen 5 – 15 m über dem aktuellen Seespiegel einzugrenzen. Damit würde der See ein Volumen zwischen  $6,4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (+5 m) und  $1,9 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  (+15 m) besitzen<sup>3</sup>, was einem Zuwachs von rund 110% (+5 m) bzw. 520% (+15 m) seines heutigen Fassungsvermögens entspricht (s. Tabelle 7 und Abb. 31).

### 8.1.3. Onshore Terrassen

Die Onshore Terrassengenerationen (T0 – T3) sind tief in die anstehenden Seesedimente eingeschnitten. Demzufolge müssen sich die Sedimente vor dem Ein-

<sup>3</sup>Die Berechnung basiert auf einer Auffüllung des rezenten Höhenmodells der Bathymetrie und der SRTM-3 Daten auf eine Höhe von +15 m oberhalb des aktuellen Seespiegels.

Seespiegel	Interpretation	Volumen		Fläche	
		[km <sup>3</sup> ]	[% zu 2011]	[km <sup>2</sup> ]	[% zu 2011]
+15 m	Höchststand (max)	1,87	+519	104,36	+ 167
+ 5 m	Höchststand (min)	0,64	+111	66,94	+ 72
0	Seespiegel 2011	0,30	0	38,99	0
-17 m	Tiefststand (min)	0,01	-95	7,44	-81
-18 m	Tiefststand (max)	0,01	-97	5,54	-86

**Tab. 7:** *Volumen- und Flächenvergleich des Höchst- und Tiefststands des Heihai.*

schnitt der Terrassen abgelagert haben. Sie sind sowohl in den periglazial gehobenen Sedimenten im Norden und Westen des Sees als auch in den nicht von Frosthub betroffenen Profilen im Nordosten (Profile E-1, E-2 und E-3) ausgeprägt. Damit muss der Einschnitt der Terrasse nach der Hebung der Sedimente erfolgt sein. Nach dem Erreichen des Höchststandes und der Ablagerung der Hochstandssedimente ist demnach von einer Regression des Sees auszugehen. Nach dem Verschwinden des isolierenden Wasserkörpers konnte sich Permafrost in den feinen Sedimenten ausbilden. Vermutlich waren diese auch nach dem Rückgang des Seespiegels noch relativ wassergesättigt, was die Bildung von Segregationseis unterstützte (vgl. Wünnemann et al., 2008). Ausprägung und Folgen der Permafrostaufwölbung werden im Folgenden ausführlich in Kapitel 8.1.5 behandelt.

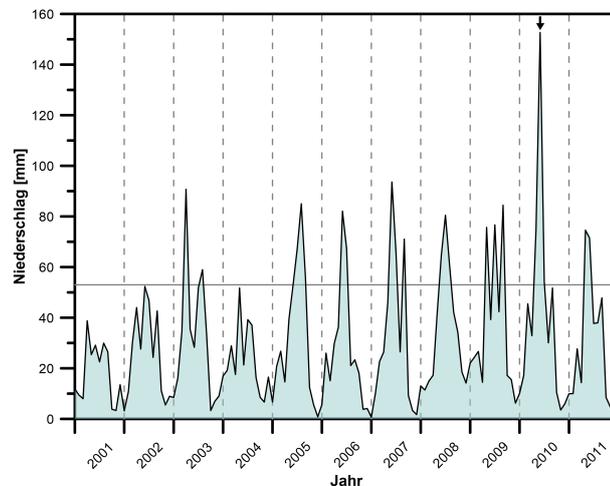
Die Terrassen oberhalb des modernen Seespiegels sind relativ gut erhalten und treten an verschiedenen Positionen rund um den See in der Nähe der rezenten Wasserlinie auf. Daher ist anzunehmen, dass denudative und erosive Prozesse wenig Zeit hatten die morphologischen Formen anzugreifen und ihnen so ein relativ junges Alter zuzuschreiben ist. Zudem wurden sie durch die gehobenen Seesedimente gegen destruktive fluviale Prozesse aus dem Hinterland geschützt, was ihre Konservierung begünstigte.

Nach der Abnahme des Seespiegels an seinem Höchststand und der kryogenen Hebung der Hochstandssedimente muss der See erneut angestiegen sein, um sich in die Terrassenniveaus T0 – T3 einzuschneiden. Dabei ist von einer schrittweisen Regression des Seespiegels auszugehen, wobei T3 die älteste und T0 die jüngste Terrassengeneration darstellt. Hinweise ergeben sich aus dem Erhaltungsgrad der Terrassen sowie aus ihrem Bewuchs.

T3 ist in den nicht von Eis betroffenen Gebieten durch einen starken Bewuchs gekennzeichnet (vgl. Foto E-2-c und E-3-b in 74) und lediglich im Norden des Untersuchungsgebietes erhalten. Die sich anschließende T2 ähnelt der T3 in ihrem Erhaltungs- und Bedeckungsgrad. Sie ist jedoch um den gesamten See zu finden. Trotz ihrer Ähnlichkeit müssen sich die beiden Generationen nacheinander entwickelt haben und können nicht durch Versatz (periglazial oder tektonisch) post-

genetisch verschoben worden sein, da beide Terrassenniveaus deutlich in Profil E-3 ausgebildet sind. Das Fehlen der T3 in den südlichen und westlichen Profilen könnte mit einer Unterscheidung der T3 durch die T2 erklärt werden, welche an diesen Positionen besonders stark ausgeprägt ist.

Die sich anschließende Terrassengeneration T1 tritt in Höhen zwischen 0,9 – 1,3 m oberhalb des rezenten Seespiegels auf. Sie weist nur geringe Erosionsspuren auf, was auf eine relativ moderne Bildung schließen lässt. An den Profilen N-1 und N-2 war der Übergang der T1 zu T2 zudem mit einem deutlichen Wechsel in der Vegetation verbunden. Während auf der Geländekante der T2 ein relativ dichter Bewuchs herrschte, war auf der Terrassenfläche der T1 keine (oder nur sehr spärliche) Vegetation ausgebildet. Dieser Befund spricht ebenfalls für ein relativ junges Entstehungsalter der Terrassengeneration T1. Zur Zeit der Bildung der T1 wurde wahrscheinlich die terrestrische Vegetation, welche die Ufer bedeckte, überspült und ging ein, während die Pflanzen auf der T2 nicht angegriffen wurden. Nach dem anschließenden Rückgang des Seespiegels breitete sich auf der T1 langsam erneut terrestrische Pioniervegetation aus, die zum Zeitpunkt der Untersuchung noch spärlich vertreten war und räumlich nur begrenzt auftrat. Daher ist von einem relativ modernen Bildungsalter der T1 auszugehen.

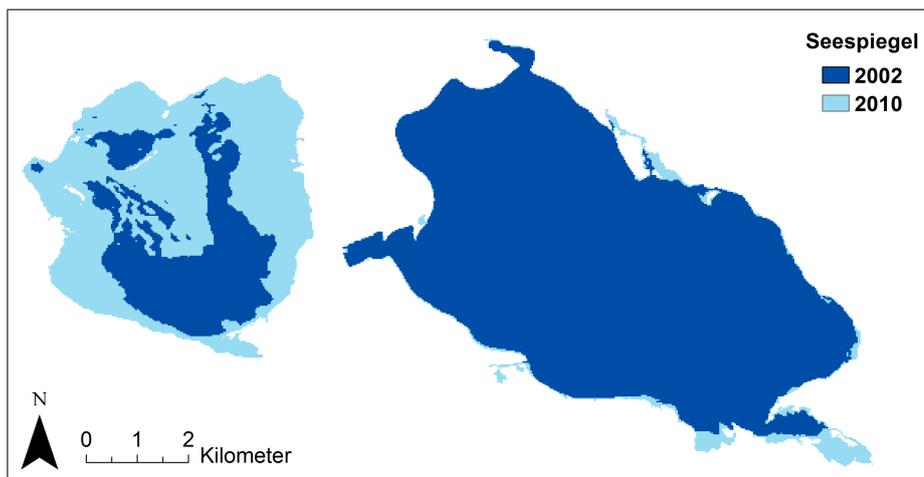


**Abb. 32:** Niederschlagsentwicklung am Heihai zwischen 2000 – 2010. Das Extremereignis 2010 ist mit einem schwarzen Pfeil gekennzeichnet. Datengrundlage: HAR-Daten (Maussion et al., 2014).

In der fernerkundlichen Auswertung der Zeitscheiben ist die Fläche der T1 im Juli 2010 von Wasser bedeckt. Daher geht die Bildung dieser Terrassenfläche vermutlich auf ein extremes Niederschlagsereignis zurück, welches im Juni 2010 in der Region niederging. In diesem Monat fiel laut der HAR-Daten rund dreimal so viel Niederschlag als in den übrigen Jahren der Zeitreihe (153 mm, statt wie üblich im Juni durchschnittlich 53 mm, s. schwarzer Pfeil in Abb. 32). Die wenig später

aufgenommene Landsat-Szene aus dem Juli 2010 zeigte eine um rund 2 km<sup>2</sup> vergrößerte Seefläche (verglichen mit dem Zeitpunkt 2002). Auch von anderen chinesischen Seen ist das Jahr 2010 als extrem niederschlagsreich bekannt und mit einer gesteigerten Bodenfeuchte und Ausbreitung von Seeflächen verbunden (Chen et al., 2014).

Auf den relativen Hochstand folgte jedoch eine rasche Abnahme des Seespiegels am Heihai. Bereits ein halbes Jahr später befand sich der See erneut auf dem Niveau, welches er vor dem Niederschlagsereignis besaß (vgl. Auswertung der Quickbird-Aufnahmen aus dem Jahr 2011, Abb. 33). Dieses scheint das aktuelle Gleichgewichtsniveau des Heihai zu repräsentieren, da es über die letzten 40 Jahre annähernd konstant blieb (mit Ausnahme des kurzzeitigen Hochstands 2010). Die schnelle Rückkehr des Sees zu seinem Ausgleichsniveau ist auf das offene See-system zurückzuführen. So wird erhöhter Niederschlag kurzfristig durch erhöhten Abfluss ausgeglichen und bringt den See schnell wieder auf das Niveau seines hydrologischen Gleichgewichts zurück (Sack, 2001).



**Abb. 33:** Seespiegelveränderung am Kleinen Kusai (links) und Heihai (rechts) in den Jahren 2002 und 2010.

Der endorheische Kleine Kusai im Westen des Heihai zeigt ein anderes Bild (s. Abb. 33). Auch seine Fläche vergrößerte sich nach den Extremniederschlägen aus dem Jahr 2010. Da seine unmittelbare Uferzone flacher ist als die des Heihai, dehnte sich die Seefläche vergleichsweise stark aus und nahm um 14,6 km<sup>2</sup> zu (Verdreifachung des Seegebiets verglichen mit den Aufnahmen von 2002). Während der Heihai durch erhöhten Abfluss jedoch schnell in seinen Gleichgewichtszustand von vor dem Niederschlagsereignis zurückfiel, blieb der auslasslose Kleine Kusai annähernd auf dem Hochstandsniveau von 2010 (Abnahme um lediglich 0,2 km<sup>2</sup> im Folgejahr).

Dieser Befund zeigt, dass plötzlichen Niederschlagsereignissen mit geringer Frequenz und hoher Amplitude in Seesystemen eine wichtige Bedeutung zukommt. Sie können sowohl in offenen wie geschlossenen Systemen morphologische Spuren hinterlassen. Während exorheische Seebecken durch vermehrten Abfluss schnell wieder das Gleichgewichtsniveau vor dem Niederschlagsereignis einnehmen, bleiben endorheische Seen über einen längeren Zeitraum auf dem Level des Hochstands. Demnach sind morphologische Spuren eines Hochstands bei geschlossenen Seen besser ausgeprägt und deutlicher erhalten als in offenen Systemen (vgl. Sack, 2001). Allerdings besteht die Gefahr, dass Einzelereignisse wie das Starkniederschlagsereignis 2010 stärker bewertet und so leicht als Folge einer feuchteren Klimaperiode missinterpretiert werden.

Die Strandwälle der S1 und die unterste Terrassengeneration T0 überlagern sich in ihrer Höhe (0,2 – 0,6 m o.a.S.) und wurden vermutlich während desselben Seestands gebildet. Dabei sind die Strandwälle der S1 als Akkumulationsform aufgebaut worden, während die Terrassen der T0 durch Erosion entstanden sind. Aufgrund ihrer geringen Höhe oberhalb des aktuellen Seespiegels gehen sie vermutlich auf die rezenten intra-annualen Schwankungen im Seespiegel des Heihai zurück und bilden somit die jüngsten litoral-morphologischen Formen. Jiang und Huang (2004) (zitiert in Shao et al., 2008) geben 50 cm als Größenbereich jährlicher Variation für tibetische Seen an, was die Einordnung der Seespiegelmarker der T0 und S1 als annuelle Formen bekräftigt.

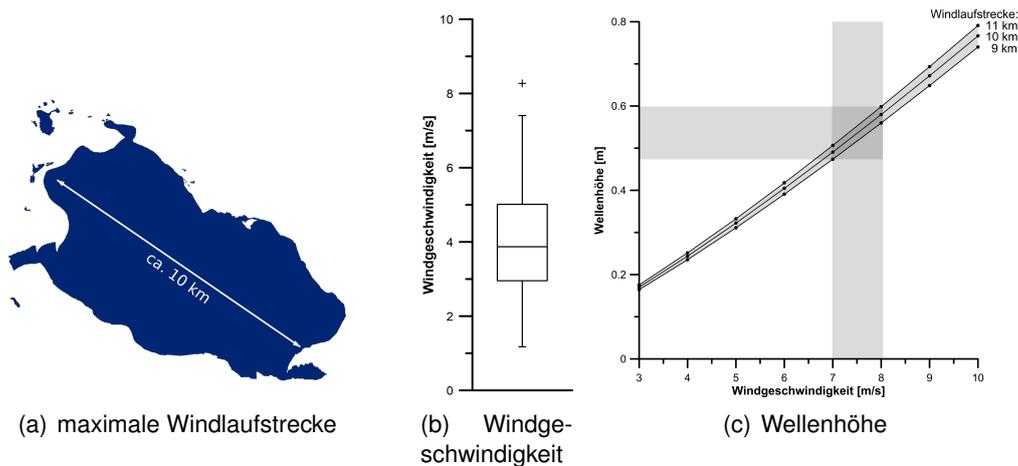
Nach Bogoslovskiy (1960) (zitiert in Carling et al., 2011) kann die Wellenhöhe ( $h$ ) und damit auch die jährliche Seespiegelschwankung berechnet werden, wenn Windgeschwindigkeit ( $W$ ) und maximale Windlaufstrecke ( $D$ ) über den See bekannt sind.

$$h = 0,02 * W^{(5/4)} * D^{(1/3)}$$

Wird nun die maximale Seeausdehnung des Heihai von 9 – 11 km (Abb. 34, a) und die maximalen Windgeschwindigkeiten am See zwischen 7 – 8 m\*s<sup>-1</sup> (aus HAR-Daten, Abb. 34, b) in die Gleichung eingesetzt, so ergibt sich eine maximale Wellenhöhe zwischen 0,5 – 0,6 m (s. Abb. 34, c). Dieses Ergebnis entspricht den empirisch gewonnenen Werten für T0 bzw. S1 und bestätigt die Bildung der Formen unter modernen Bedingungen bei einem jährlich schwankenden Seespiegel.

#### 8.1.4. Ursachen der Seespiegelschwankungen

Verglichen mit anderen Seebecken auf dem TP ist der Heihai ein relativ flacher See, da sein Becken relativ schwacher (bzw. keiner) tektonischen Aktivität aus-



**Abb. 34:** Maximale Windlaufstrecke (a), Windgeschwindigkeit (b) und daraus berechnete Wellenhöhe (c) für den Heihai.

gesetzt war. Auch zeigen die rekonstruierten Seespiegelschwankungen oberhalb des heutigen Seespiegels nur sehr geringe vertikale Schwankungen. An anderen Seen in Tibet konnten morphologische Rückstände ehemaliger Küstenlinien gefunden werden, welche einen um bis zu 130 m (Lagkor Tso, Lee et al., 2009), 230 m (Longmu Co, Avouac et al., 1996) oder 102 m (Sumxi Co, Kong et al., 2007) höheren Seespiegel als zum Zeitpunkt der Untersuchung nachweisen. Die oben aufgeführten Seen sind jedoch alle abflusslos und reagieren somit auf sich ändernde Zuflüsse schneller und extremer als es der exorheische Heihai tun würde (Kap. 8.1.3).

Die Sedimentmächtigkeit der ungestörten lakustrinen Ablagerungen von mehreren Metern, die sich rezent in exponierter Lage an den See anschließen, deuten auf eine längere Verweilzeit des Heihai auf diesem Niveau hin. Daher muss sich auch die Wasserbilanz des Sees, während der Ablagerung der Hochstandssedimente, in einem zeitweise stabilen Gleichgewicht befunden haben, dessen Parameter jedoch von den heutigen abweichen. Für die Bereitstellung der größeren Wassermenge und ihrer Erhaltung (Ausgleich der erhöhten Evaporation durch die vergrößerte Seefläche) ist demnach entweder eine Erhöhung des Zuflusses oder eine Verringerung des Abflusses nötig gewesen.

Klimatische Faktoren wie die Änderung des Niederschlags-Evaporations-Verhältnisses können zu einem erhöhten Zufluss zum See beitragen. Dabei sorgen steigende Niederschläge bzw. eine abnehmende Evaporation für eine erhöhte Wasserverfügbarkeit. Eine Temperaturerhöhung, die eine verstärkte Evaporation mit sich bringt, muss jedoch nicht zwangsläufig die Abnahme der Wasserverfügbarkeit nach sich ziehen. Im Gegenteil kann ein Temperaturanstieg sogar zur

Auflösung temporärer Wasserspeicher (auftauende Permafrostböden, Gletscherschmelze etc.) führen und damit zu einem gesteigerten Abfluss in den See beitragen. Holozäne klimatische Änderungen sind für weite Teile des TP nachgewiesen worden (vgl. Kap. 5.1.5). Auch die geochemischen und mineralogischen Variationen in den Sedimenten des Heihai (vgl. Ramisch, 2015) weisen auf sich ändernde klimatische Verhältnisse hin.

Neben den klimatischen Einflussfaktoren könnte ebenfalls eine Änderung in der Größe des Einzugsgebiet für den Hochstand am Heihai verantwortlich gewesen sein. Wie bereits beschrieben (Kap. 4.4), ist die Wasserscheide zum kleinen Kusai stark von der Neigung der südlichen Schwemmfächer bestimmt. Durch Änderungen der Abflussrichtung (tektonisch oder durch Schwemmfächerdynamik) könnte leicht ein Teileinzugsgebiet zum Heihai hin entwässern, welches vorher den Kleinen Kusai belieferte. Geht man von einer kompletten Entwässerung des Einzugsgebiets des Kleinen Kusai zum Heihai hin aus, so würde sich der Abfluss des Heihai um ca. 60% ( $1,2 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  gegenüber  $1,8 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ ) erhöhen (s. Ergebnisse der hydrologischen Modellierung in Appendix A.1 und A.8). Unter heutigen Bedingungen hätte eine Erhöhung des Zuflusses allein jedoch nicht die Möglichkeit den Seespiegel dauerhaft auf dem höheren Niveau zu halten. Der gesteigerte Zulauf würde durch einen verstärkten Abfluss egalisiert werden (Kap. 8.1.3). Daher ist eine Drosselung/Aufhebung des Abflusses zur Zeit des Hochstands wahrscheinlich.

Der heutige Auslass ist relativ schmal und flach und wird auf seinem Weg aus dem Becken von zwei großen Schwemmfächern von Süden her eingeeengt. Übersteigt die Menge des alluvial eingetragenen Materials die Menge des fluvial abgeführten, so kann es zu einer Blockierung des Auslasses kommen (Stauch et al., in Vorbereitung). Durch diese Dämmung würde der See aufgestaut, was den Seespiegel ansteigen lassen würde. Der heutige Auslass ist von ehemaligen Hochstandssedimenten umgeben, die Spuren periglazialer Überprägung zeigen. Rezent konnte in diesem Teil des Einzugsgebiets jedoch kein gefrorener Boden bis auf eine Tiefe von 2 m gefunden werden. Eine ehemalige periglaziale Hebung der Sedimente könnte jedoch die Engstelle des heutigen Auslasses weiter verkleinert haben und so für die Blockierung des Sees mitverantwortlich sein. Im Umkehrschluss könnte das Abtauen des Permafrosts in dieser Region die Bildung des Auslasses unterstützt haben.

Der Auslass des Heihai könnte jedoch auch durch eine plötzliche gravitative Massenbewegung blockiert worden sein. Anoop et al. (2012) sehen für ein solches Ereignis drei mögliche Ursachen: Mobilisierung der Sedimente als Folge eines Extremniederschlagsereignisses, Überschreitung des Grenzwertes im Porendruck durch kontinuierliche Wassersättigung der Sedimente und die Auslösung der

Massenbewegung durch ein tektonisches Ereignis. Da die Schwemmfächer, die den Abfluss im Süden begrenzen dem Kunlun Shan entspringen, einem tektonisch aktivem Gebirge, ist die letzte der drei Alternativen für den Heihai von besonderer Bedeutung.

Eine weitere Möglichkeit wäre, dass der Heihai bis zur Etablierung des Höchststandes abflusslos war und sich so das Wasser über einen längeren Zeitraum anstauen konnte; der Auslass sich also erst nach dem Hochstand bildete. Mit dem Erreichen einer kritischen Höhe könnte der natürliche Damm, der zwischen See und Hinterland existierte, schließlich überspült worden sein, was mit einem Überlaufen des Sees verbunden wäre. Im Folgenden würde sich der Auslass durch die kontinuierliche Abtragung des Dammmaterials durch rückschreitende Erosion weiter eintiefen und somit verstärkten Abfluss generieren, was die Abnahme des Seespiegels auf sein heutiges Niveau erklären würde. Die Zerstörung des Dammes könnte jedoch ebenso Folge rückschreitender Erosion gewesen sein, die vom Golmud River ausging, der sich bis zum Seebecken rückwärts in das Gelände einschneidet und so für die Öffnung des Heihai sorgte. Auch tektonische Aktivität könnte an der Bildung des Auslasses beteiligt gewesen sein. So könnte sich der heutige Abfluss entlang einer ehemaligen Verwerfungslinie entwickelt und diese kontinuierlich vertieft haben.

Zusammenfassend sind die Seespiegelschwankungen am Heihai eher auf Änderungen in der Abflussdynamik zurückzuführen als durch klimatische Variationen zu erklären. Erste Hinweise, dass eine solche Öffnung stattfand und wann sie sich ereignete, bieten Untersuchungen von Wanyi Zhang (Freie Universität und Lanzhou University), die am Kern C2 in 1,8 m Tiefe einen plötzlichen Wechsel der Ostrakondenzusammensetzung (*Limnocythere inopinata* → *Ilyocypris cf. bradyi* → *Leucocythere dorsotuberosa*) feststellten konnte und diesen auf Änderungen der Salinität von salinen über Brackwasser hin zu Frischwasserbedingungen zurückführte (Zhang et al., in Vorbereitung). Dieser Wechsel kann ebenso als Folge der Öffnung des Seesystems interpretiert werden (Mischke et al., 2010).

### **8.1.5. Aufbau und Zerfall des Permafrosts**

Die Genese von Permafrost im Einzugsgebiet eines Sees kann in engem Zusammenhang mit den Seespiegelschwankungen in einem System stehen (Wünnemann et al., 2008). Daher soll hier noch einmal ausführlicher auf Aufbau und Zerfall der Permafrostlandschaft am Heihai eingegangen werden. Diese entwickelte sich nach dem Rückgang der isolierenden Wasserschicht, die die lakustrinen Sedimente während des Hochstands bedeckte. Der Frosthubs ist heute besonders stark in den westlichen Bereichen des Sees ausgebildet bzw. erhalten geblieben (Hot Spots, s. Kap. 8.1.2). Diese Gebiete waren vermutlich durch den hauptsächlich im Wes-

ten generierten Abfluss relativ gut mit Wasser gesättigt und begünstigten so die Bildung von Segregationseis entlang von Poren und stratigraphischen Grenzen.

Bei der Ausbildung von Permafrost im Boden werden die darüberliegenden Sedimente angehoben. Die Hebung beginnt durch die Volumenausdehnung des Porenwassers beim Übergang in festes Eis (Volumenzunahme um 9%) und setzt sich aufgrund von thermodynamischen Prozessen selbstständig weiter fort (Zepp, 2011): Da der Dampfdruck über der primär gebildeten Gefrierfront geringer ist als der des kapillaren Wassers, bildet sich ein Sog in Richtung des Eises, der Wasserdampf im Boden anzieht (Singh et al., 2011). Der Wasserdampf kühlt sich in der Nähe der Gefrierfront ab und resublimiert zu Eis, was zur zusätzlichen Anhebung der darüber liegenden Sedimente führt (French, 2007). Die ehemaligen Seesedimente unterstützen die Bildung des Eises, da sie durch ihre geringe Korngröße (Kap. 7.2.1 und A.4) nur kleine Porenzwischenräume besitzen, was einen starken Porenwassersog ermöglicht (Taber, 1929, 1930; French, 2007).

Der Aufschluss, an dem das Sedimentprofil P05 aufgenommen wurde, bietet einen guten Einblick in den Aufbau des Segregationseises am Heihai. Er ist in einem lenticularen Hügel ausgebildet, der sich auf ca. 25 m Breite rund fünf Meter über dem Boden erhebt (Abb. 79). Das eingelagerte Eis verläuft hier in horizontalen Schichten parallel zu den Sedimenten und macht rund 50% des Gesamtvolumens aus. Sedimente treten in rechteckigen Blöcken von 5 x 10 cm Kantenlänge auf. Diese Blöcke sind teils durch vertikale Risse voneinander getrennt, die belegen, dass das gefrorene Sediment während der Eisentstehung und -ausdehnung gegeneinander verschoben wurde und es so zu einem leichten vertikalen Versatz der Sedimentblöcke kam. Das Wachstum eines solchen Lithalsa kann sehr schnell ablaufen und innerhalb von mehreren Dekaden bis wenigen hundert Jahren abgeschlossen sein (Wünnemann et al., 2008).

Bei den sedimentologischen Untersuchungen traten rezent gefrorene Sedimente im Westen, Nordwesten und Südwesten in Tiefen zwischen 1,2 und 1,8 m auf. Der Osten und Südosten scheint bis auf eine Tiefe von 2 m frei von Permafrost zu sein. Jedoch weisen im Südosten Kryoturbationsspuren in den Sedimenten und Frostmusterböden auch hier auf eine (ehemalige) Ausbildung von Permafrost hin (Abb. 80 in Appendix A.7). Einen weiteren Hinweis auf periglaziale Aktivität findet sich in Dehnungsrissen, die besonders im Westen in den Hochstandssedimenten zu finden sind und durch die kryogene Hebung der Sedimente entstanden (Abb. 81 in Appendix A.7). Kleinere Depressionen und größere wassergefüllte Thermokarstsenken in Nachbarschaft zu hochaufragenden Permafrosthügeln prägen das Landschaftsbild, besonders im westlichen Uferbereich des Heihai (Abb. 82 in Appendix A.7). Dies deutet auf die Ausbildung von lokal isolierten Taliks hin, was die Landschaft als diskontinuierlichen bzw. sporadischen Permafrost charakterisieren würde

(French, 2007; Wünnemann et al., 2008). Da bisher noch keine Tiefbohrungen im Uferbereich des Heihai durchgeführt wurden, bestehen jedoch Unsicherheiten, was Form und Ausdehnung des Permafrosts unterhalb der Lithalsa angeht. Die Ergebnisse der Hot-Spot-Analyse weisen jedoch große Hebungscentren im Norden und Westen des Sees aus (Kap. 8.1.2), die einen Hinweis auf Permafrostaussteuerung im Untergrund geben.

Rezent werden die Oberflächen der Lithalsen im Einzugsgebiet des Heihai verstärkt durch fluviale Erosion angegriffen. Die weiten hügeligen Landschaften, die besonders im Süden und Westen des Sees ausgeprägt sind, zeigen flächenhafte Erosionsspuren, zwischen denen kleine Rücken bis zu zwei Metern Höhe erhalten geblieben sind. Die Ausprägung dieser Formen wird vermutlich ebenfalls durch die zufällige Verteilung von Eis im Untergrund gesteuert.

Die großen rezente Lithalsen in Ufernähe werden teilweise zusätzlich durch laterale Wellenaktivität vom See her unterschritten. Dabei wird die litorale Erosion von den annualen Seespiegelschwankungen (bis zu 60 cm) und durch das Auftreten von Extremniederschlagsereignissen (Seespiegelschwankung bis zu 1,4 m) begünstigt (s. Kap. 8.1.3). Ist das Grundeis eines Sedimentkörpers durch laterale Erosion von der isolierenden Sedimentschicht befreit, tragen interne Tauprozesse weiterhin zu seiner Zerstörung bei. Die Kombination dieser Prozesse kann den Kollaps eines Lithalsas innerhalb von kurzer Zeit verursachen, wobei sich das erodierte Material weitflächig verteilt und dem See zurückgeführt wird (vgl. Kap. 8.3.1 und Wünnemann et al., 2008). Am Heihai scheint diese Dynamik der Landschaftsbildung einem Zyklus zu folgen, der sich in drei Stadien abspielt (s. Abb. 35):

### **Initialstadium:**

In dieser Phase ist das Segregationseis des Lithalsas komplett von Sediment bedeckt. Dieses schützt den Eiskörper vor direkter Insolation und verhindert so weitgehend das Abschmelzen des Eises.

### **Erosionsstadium:**

Dieses Stadium ist gekennzeichnet durch die Entfernung der isolierenden Sedimentschicht und der Exposition des Segregationseises zur direkten Sonneneinstrahlung. Interne Tauprozesse sowie litorale Erosion können Auslöser einer lateralen Erosion sein, die die schützenden Sedimente kollabieren lässt und für ihren Abtransport sorgt. Anschließend taut bzw. sublimiert das Segregationseis durch die direkte Insolation und lockert den Sedimentverbund des Lithalsas. Beim Schmelzen des Eises werden zusätzlich große Mengen an Sediment mobilisiert, die zusammen mit dem Tauwasser zum See hin abfließen. So kommt es erstens zu einem Sedimentrecycling, bei dem die alten Hochstandssedimente in den See zurückgeführt werden und zweitens zu einer Unterschneidung des exponierten Sediment-Eiskörpers.

**Regenerationsstadium:**

Während der gefrorene Boden durch Tauprozesse instabil und in Schlammströmen zum See hin abtransportiert wird, behält der Bereich des Active Layers größtenteils seinen Zusammenhalt. Somit kommt es zu einer Unterschneidung des Lithalsa bis die Auflast des überlagernden Active Layers zu groß wird und dieser zusammenstürzt. Dabei überdecken die ehemaligen oberflächennahen Sedimente lateral das Segregationseis. Durch die Rückkehr der isolierenden Sedimentschicht werden die Tauprozesse im Segregationseis weitestgehend unterbunden und der Zerfall des Lithalsas gestoppt. Somit kehrt der Lithalsa in sein Initialstadium zurück.

Dieser Zyklus kann sich über mehrere Jahre hinziehen. So konnte in den Feldaufnahmen zwischen 2011 und 2013 mehrfach der Übergang zwischen erosionsaktiven und -inaktiven Phasen beobachtet werden (s. Abb. 35).



**Abb. 35:** *Zyklischer Ablauf des Verfalls eines Lithalsa. Die Aufnahmen wurden in den Jahren 2011, 2012 und 2013 an zwei unterschiedlichen Positionen geschossen.*

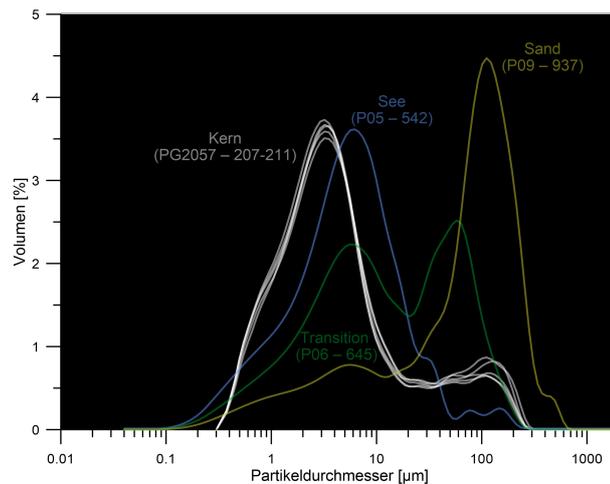
## 8.2. Sedimente

### 8.2.1. Korngröße

Die Sedimente aus den Hochstandsprofilen lassen sich gut in drei Korngrößenklassen einteilen (s. Kap. 7.2.1). Der große Modalwert und die dadurch erhöhte mittlere Korngröße der groben Fraktion liegen im Bereich von lokalen äolischen Sedimenten oder fluvialen Ablagerungen (Sun et al., 2007; Dietze et al., 2014; Vandenberghe, 2013; Xiao et al., 2013; Zhang et al., 2014). Insgesamt ist ein solch hoher Modalwert bei einer Korngrößenverteilung von rein lakustrinen Sedimenten ungewöhnlich und deutet daher eher auf terrestrische Ablagerungen hin (Dietze et al., 2014). Die hohe positive Schiefe und die monomodale Struktur der Verteilung legt eine äolische Sedimentation nahe (Vandenberghe, 2013). Auch wurden in den Proben unter dem REM keine aquatischen Organismen gefunden, was ein Indiz für eine fluviale Bereitstellung des Materials wäre. Form und Modi der Korngrößenverteilung gleichen zudem äolischen Ablagerungen, die Stauch et al. (in Vorbereitung) im Norden des Einzugsgebiets dokumentierten. Die Ergebnisse der ANOVA innerhalb der groben Korngrößenklasse zeigen, dass die Elemente, die an den allochthonen Eintrag gebunden sind, über alle Profile ähnliche Mittelwerte aufweisen, was auf eine homogene Ablagerung in allen Profilen schließen lässt (Kap. 7.2.2). Die Varianz der Teileinzugsgebiete ist in diesen Lagen also weniger stark präsent als bei der feinen Korngrößenklasse. Die homogene Zusammensetzung der Profile in den Elementen aus allochthonem Eintrag deutet auf eine weitflächige Akkumulation der Sande hin, was ebenfalls für einen äolischen Sedimentationsprozess spricht.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass es sich bei der groben Korngrößenklasse um terrestrische Sande handelt, die vermutlich durch äolische Aktivität in die Hochstandssedimente eingetragen wurden (Korngrößenklasse "Sand"). Unabhängig vom Ablagerungsprozess wurden diese Sedimente auf jeden Fall nicht unter Wasserbedeckung abgelagert und zeigen daher einen, verglichen mit den lakustrinen Ablagerungen aus den Hochstandsprofilen, tieferen Seespiegel an.

Die feinste Korngrößenklasse aus der Clusteranalyse hat die beste Sortierung mit vergleichsweise sehr geringen Standardabweichungen. Ebenso zeigen die Korngrößenverteilungen aus dieser Gruppe eine sehr geringe Schiefe, die sich um Null bewegt. Beides deutet auf ein lakustrines Ablagerungsmilieu hin (Kovacs, 2008; Vandenberghe, 2013). Die Lage des Modalwerts zeigt weiterhin, dass es sich bei den Sedimenten vermutlich um Offshore Ablagerungen handelt, die weniger stark durch wellendynamische Prozesse umgelagert wurden (Xiao et al., 2013; Zhang et al., 2014). Die mittlere Korngröße der heutigen Seeablagernungen aus der Seemitte ( $\approx 6 \mu\text{m}$ ) fällt ebenfalls in den Bereich der feinsten Korngrößenklasse.



**Abb. 36:** Vergleich der Korngrößenverteilung der rezenten lakustrinen Ablagerungen aus Kern PG (weiß) und repräsentativen Proben der Korngrößenklassen der Hochstandssedimente ("See" = blau, "Transition" = grün, "Sand" = gelb).

Abbildung 36 zeigt den Vergleich der obersten Korngrößenmessungen aus Kern PG (bereitgestellt und mit freundlicher Genehmigung von A. Ramisch) mit der Korngrößenverteilung der Hochstandssedimente, die in den jeweiligen Klassen die höchste Zugehörigkeit besaßen. Hier wird deutlich, dass der Modalwert der rezenten Kernablagerungen (ca. 3 µm) ein wenig feiner ist, als der der feinsten Klasse der Hochstandssedimente (4 – 8 µm). Dies kann jedoch durch die ufernahe Lage der Profile bzw. die zentrale Position des Kerns im See während der Sedimentation erklärt werden. Da gröbere Partikel weniger weit in den See transportiert werden und sich meist schon im Uferbereich ablagern, kommt es zu einer transportdistanz-abhängigen Sortierung (Wu et al., 2006).

Die ANOVA bescheinigt den Ablagerungen der feinen Korngrößenklasse einen räumlich heterogenen Elementaufbau, bei dem die verschiedenen Teileinzugsgebiete, aufgrund ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung, die räumliche Varianz der Sedimente bestimmen (Kap. 7.2.2). Im Allgemeinen können die Sedimente aus der feinen Korngrößenklasse am besten als lakustrine Schluffe charakterisiert werden (Korngrößenklasse "See"), die sich aus Suspension unter Stillwasserbedingungen ablagerten (vgl. Dietze et al., 2014).

Die Korngrößenverteilungen der mittleren Korngrößenklasse besitzen meist eine bimodale Form und haben ihre charakteristischen Peaks an ähnlichen Positionen wie sie auch in den Hauptklassen ("See" und "Sand") zu finden sind (s. Abb. 36). Diese Sedimente stellen demnach den Übergangsbereich zwischen einem lakustrinen und terrestrischen Ablagerungsbereich dar. Sie werden im Folgenden als Korngrößenklasse "Transition" bezeichnet.

Die klare Trennung der Korngrößenkurven in die drei Gruppen wird durch die heterogene geochemische Zusammensetzung der Klassen bestätigt. Die Varianzanalyse, die die Elementzusammensetzung der Klasse der terrestrischen Sande mit den lakustrinen Schluffen verglich, zeigte signifikante Unterschiede zwischen den Gruppen in den Elementen Na, Mn, Mg, K, Fe (s. Tabelle 5 in Kap. 7.2.2). Diese Elemente sind bekannt dafür, dass ihre chemische Zusammensetzung stark von der Korngröße abhängig ist (Haenssler et al., 2013; Li, 2013). Des Weiteren repräsentieren sie den allochthonen Eintrag in den See (u.a. Mügler et al., 2010) und sind daher bei der Ablagerung unter terrestrischen Bedingungen besonders erhöht. Das Ergebnis der ANOVA validiert damit zum einen die Clusteranalyse der KGVs, in dem es die Unterschiede in der Elementzusammensetzung zwischen dem überwiegend allochthonen Input in der "Sand"-Klasse und den lakustrinen Ablagerungen in der "See"-Klasse aufzeigt. Zum andern wird hier die Notwendigkeit deutlich, vor einer Faktorenanalyse eine Teilung des Datensatzes vorzunehmen, da sonst die unterschiedlichen Prozesse in den Ablagerungsmilieus die Korrelation der geochemischen Daten beeinflussen könnten.

### **8.2.2. Geochemischer und mineralogischer Aufbau der Hochstandssedimente**

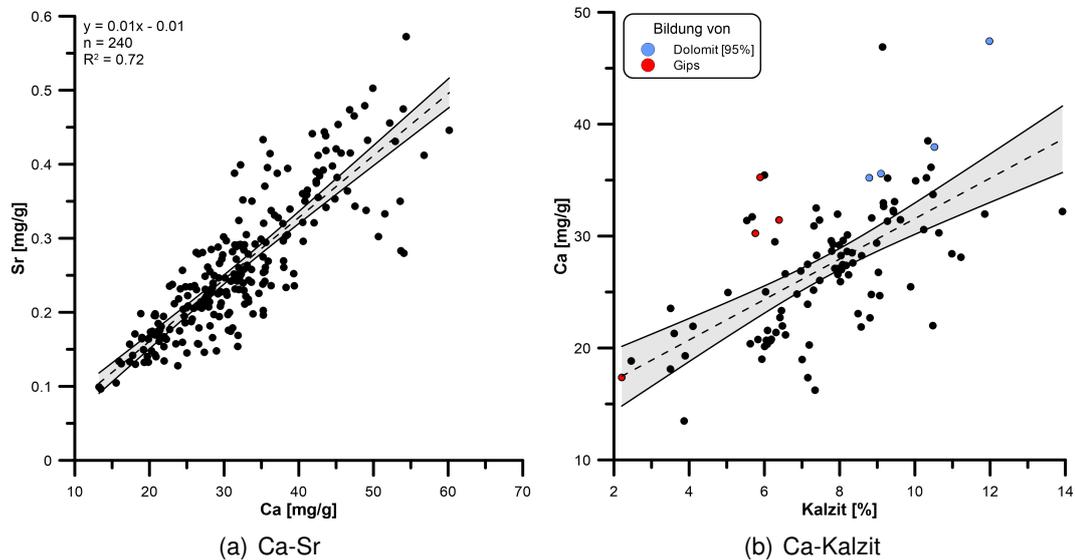
In den Hochstandsedimenten des Heihai zeigen Kalzium und Strontium eine hohe Korrelation ( $R^2 = 0,71$ ;  $p < 0,01$ ; Abb. 37, links). Da sie ähnliche Ionenradien besitzen, wird Kalzium häufig durch Strontium substituiert (Salminen, 2005). Beide Elemente sind eng an die vorhandenen Karbonate gebunden. So zeigt Ca eine deutliche Korrelation mit den XRD-Messungen des Kalzits (Abb. 37, rechts). Die Korrelation wird jedoch von einigen Ausreißerproben abgeschwächt, die höhere Ca-Werte aufweisen. Die erhöhten Ca-Werte können jedoch teilweise durch die Anwesenheit von Gips oder eine erhöhte Dolomit-Konzentration (95% Quantil) erklärt werden. In diesen Proben ist das Kalzium nicht nur im Kalzit gebunden, sondern sorgt durch die Anwesenheit von Gips bzw. einer Anreicherung von Dolomit für eine Steigerung der Ca-Werte. Dementsprechend wird die Korrelation zwischen Ca und Kalzit beeinflusst<sup>4</sup>.

Eine Untersuchung der Ca-Werte der Proben mit einem erhöhten Dolomit-Anteil (95% Quantil), zeigt, dass stark dolomithaltige Proben auch erhöhte Ca-Werte besitzen (Abb. 38, rechts). Diese liegen allesamt im dritten Quantil des Wertebereichs des Ca oder höher. Damit zählt Dolomit neben Kalzit zu den wichtigen Komponenten, um die Ca-Verteilung in den Sedimenten erklären zu können. Dagegen

---

<sup>4</sup>Hier sei jedoch angemerkt, dass die Korrelation der Elementdaten mit den XRD Messungen lediglich einen Hinweis auf einen Zusammenhang geben, diesen jedoch nicht exakt quantifizieren kann, da die XRD, anders als bei der ICP, lediglich semiquantitative Ergebnisse produziert.

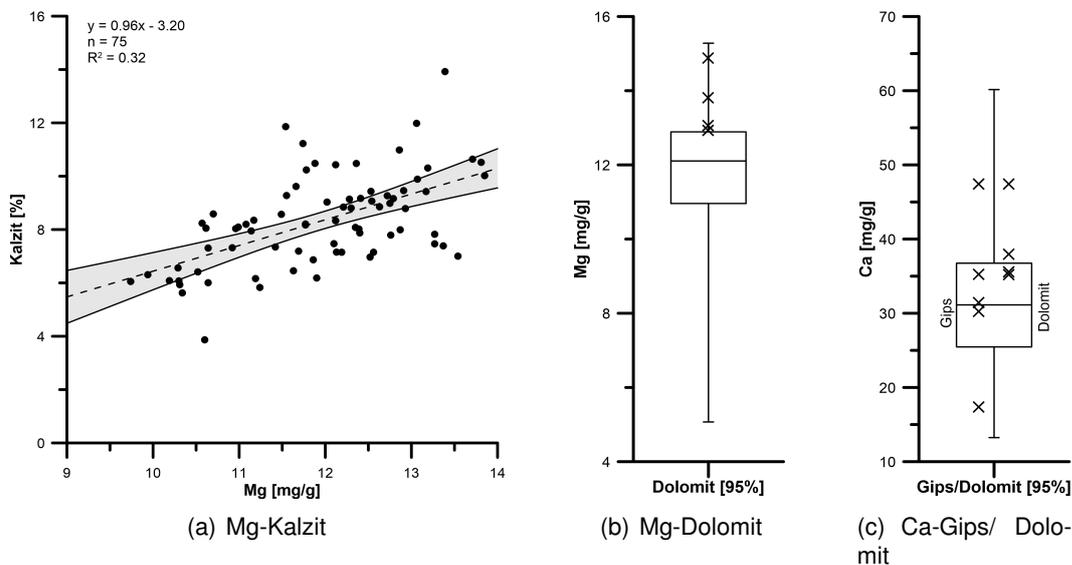
scheint die Ausbildung von Gips die Ca-Konzentration nur untergeordnet bzw. nicht zu beeinflussen, da gipshaltige Proben über den kompletten Wertebereich des Ca streuen, also keine signifikant erhöhten Ca-Werte aufweisen (Abb. 38, rechts).



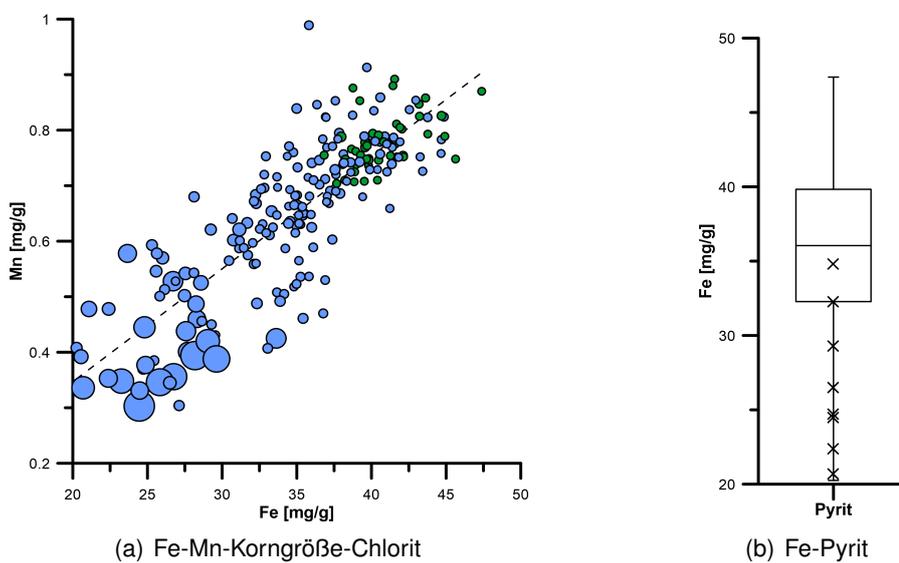
**Abb. 37:** Zusammenhang zwischen Ca und Sr (a) und Einfluss der Ca-Konzentration auf die Bildung von Kalzit (b).

Magnesium ist in den Hochstandssedimenten ebenfalls in den Karbonaten eingebaut. So ist zwischen den Kalzit-Werten und der Mg-Konzentration eine schwache Korrelation zu erkennen (Abb.38, links). Der geringe Korrelationskoeffizient von  $R^2 = 0,32$  ( $p < 0,01$ ) belegt, dass auch noch andere Bindungsformen vorhanden sein müssen. Diese sind zum Beispiel im Dolomit zu finden. So besitzen Proben mit einem erhöhten Dolomitanteil (95% Quantil) ebenfalls eine erhöhte Magnesiumkonzentration (s. Abb. 38, mitte).

Eisen und Mangan (vgl. Abbildung 39, links) zeigen in den analysierten Hochstandssedimenten eine ähnlich hohe Korrelation ( $R^2 = 0,7$ ) wie Ca und Sr, da Mn häufig als Substitut für Fe in das Kristallgitter von Mineralen eingebaut wird (Salminen, 2005). Die beiden Elemente sind besonders in Proben mit kleinem Korndurchmesser vertreten, was auf eine verstärkte Anreicherung in Schichtsilikaten (Glimmer) und vor allem in Tonmineralen (Chlorit) hindeutet (Muhs, 2013). Abbildung 39 (links) verdeutlicht diesen Zusammenhang. Während die mittlere Korngröße (Kreisgröße) deutlich mit der Konzentration an Mn und Fe abnimmt, weisen Proben mit überdurchschnittlich hohem Chloritgehalt (grüne Färbung) ebenfalls hohe Mn- und Fe-Werte auf. Analoges gilt für Glimmer (nicht dargestellt).



**Abb. 38:** Einbau von Mg bei der Kalzit- (a) und Dolomitbildung (b) und Anreicherung von Ca bei gips-/dolomithaltigen Proben (c). Die Boxplots zeigen die Verteilung von Mg (b) bzw. Ca (c). Kreuze symbolisieren die Proben mit erhöhtem Dolomit- bzw. Gips-Anteil.

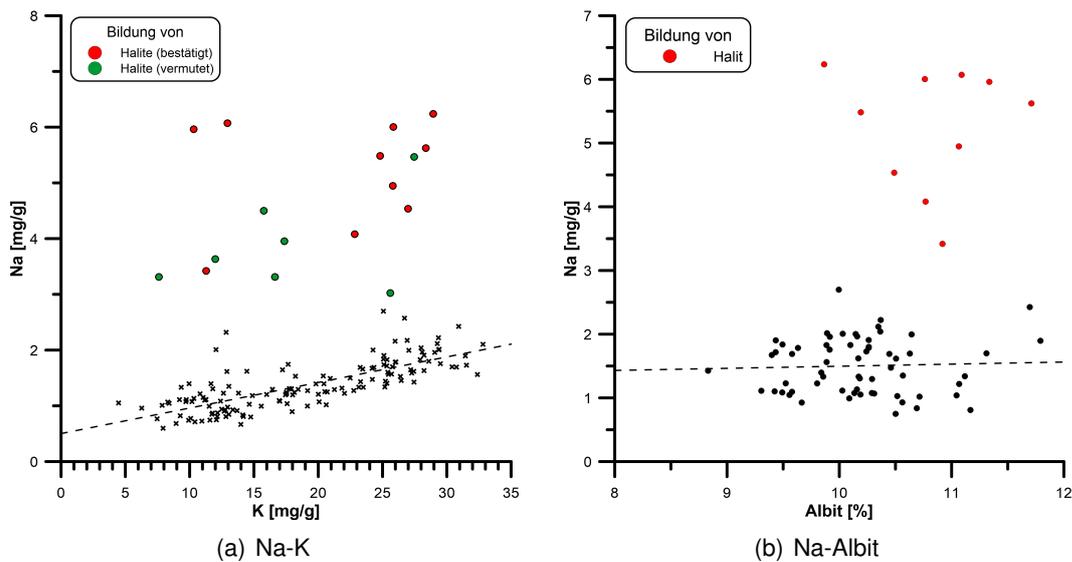


**Abb. 39:** Zusammenhang zwischen Fe und Mn sowie beider Elemente mit der Korngröße (Kreisgröße) und Chlorit (stark chlorithaltige Proben = grün) (a) und zwischen Fe und Pyrit (b).

Das Vorkommen von Pyrit scheint kaum Einfluss auf die Konzentration des Eisens zu haben. So besitzen pyrithaltige Proben eine verhältnismäßig geringe Fe-Konzentration (Abb. 39, rechts). Der Fe- und Mn-Gehalt wird demnach in den Hochstandssedimenten hauptsächlich durch das Auftreten von Schichtsilikaten bestimmt. Diese entstehen größtenteils durch die Verwitterung magmatischer und metamorpher Gesteine oder werden bei der Hydrolyse von Feldspat erzeugt (Muhs, 2013). Beim Königswasseraufschluss können Schichtsilikate partiell angelöst werden und ermöglichen so eine Herauslösung der Zwischenschichtsilikate.

Die Hochstandssedimente zeigen insgesamt eine schlechte lineare Korrelation zwischen Kalium und Natrium ( $R^2 = 0,1$ ;  $p < 0,01$ ). Diese wird jedoch durch Proben, in denen sich Halit bildete, künstlich verfälscht. Abbildung 40 (links) zeigt die Auswirkung der durch Halit bedingten Extremwerte. Die roten Punkte markieren dabei die Proben, in denen Halit im XRD-Profil nachgewiesen werden konnte, während schwarze Kreuze Proben ohne Halit anzeigen. Grüne Punkte dagegen zeigen erhöhte Natriumwerte ( $< 3$  mg/g), die wahrscheinlich auf die Anwesenheit von Halit zurückzuführen sind, zu denen jedoch keine XRD-Messungen angefertigt wurden. Werden die Proben mit einem erhöhten Na-Wert (in denen Halit vermutet wird bzw. nachgewiesen wurde) nicht mit in den Datensatz einbezogen, so verbessert sich die Korrelation zwischen Na und K auf  $R^2 = 0,57$ . Dies zeigt, dass Na und K im Probensatz eine ähnliche Tendenz besitzen. Dieser Zusammenhang wird jedoch durch die Anreicherung des Na in Halit verdeckt. Halit spielt damit eine entscheidende Rolle für die Erklärung des Natriumgehalts im Probensatz. Ein ähnliches Bild zeigt sich beim Vergleich von Na und Albit (Abb. 40, rechts). Auch hier weisen die halithaltigen Proben einen deutlich höheren Natriumgehalt auf und schwächen somit als Ausreißer die Korrelation zwischen Na und Albit künstlich ab. Natrium ist also in den Hochstandssedimenten in den Na-Feldspäten und in Halit zu finden. Die Korrelationen sind jedoch äußerst gering, was auf eine weitere Anreicherungsform hindeutet.

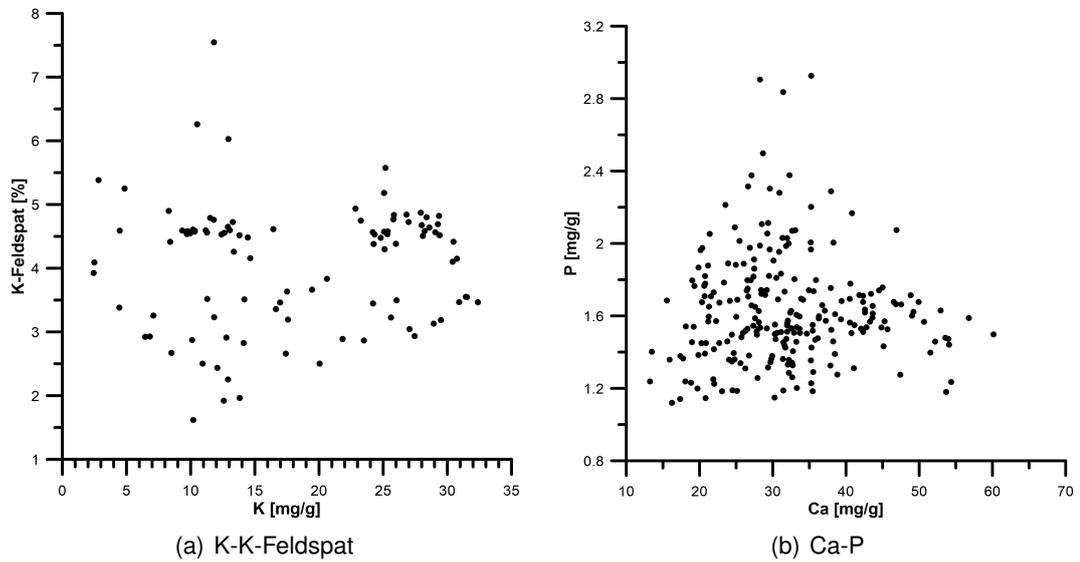
Kalium steht mit keinem der durch die XRD bestimmten Minerale in einer eindeutigen Beziehung. Selbst zwischen dem Auftauchen von Alkalifeldspat und dem Element K konnte kein eindeutiger Zusammenhang im kompletten Datensatz hergestellt werden (Abb. 41, links). Lediglich die partielle Untersuchung der Korngrößenklassen lässt die Bindung des K an den K-Feldspat erahnen. Liegt die Korrelation zwischen Element und Mineral in der "See"-Korngrößenklasse bei  $R = 0,02$ , so erhöht sie sich in der "Sand"-Klasse auf  $R = 0,48$ . Dieser Befund verdeutlicht, dass K in der "Sand"-Klasse stärker an das Auftreten von K-Feldspat gebunden ist, in den lakustrinen Ablagerungen jedoch andere Bindungen dominieren. Die hohe Korrelation zwischen K und Na lässt dabei ein ähnliches Ablagerungsverhalten der Elemente vermuten.



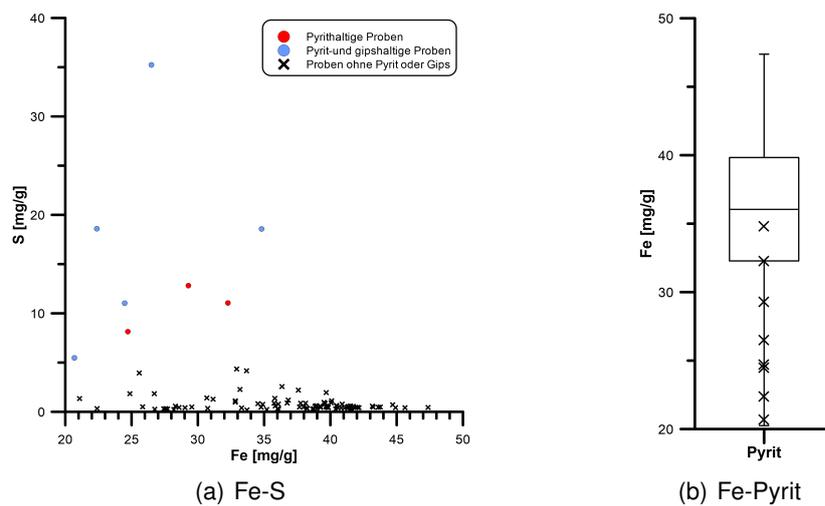
**Abb. 40:** Zusammenhang zwischen Na und K (a) sowie zwischen Na und Albit (b). Rote Punkte zeigen durch XRD nachgewiesenes Auftauchen von Halit, grüne Punkte angenommene Halitbildung ohne Bestätigung durch XRD.

Phosphor zeigt keine eindeutige Korrelation mit einem der identifizierten Minerale. Auch kann eine Bindung an Apatit ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{X}$ ) ausgeschlossen werden, da erstens Apatit nicht in den XRD-Profilen gefunden wurde und zweitens keine nennenswerte Korrelation mit Ca ( $R^2 < 0,1$ ) besteht (Abb. 41, rechts). Die Einleitung von phosphorhaltigen Düngemitteln durch den Menschen kann ebenfalls ausgeschlossen werden, da die Ufer des Heihai nicht für Agrar- oder Weidewirtschaft genutzt werden. Die geringen Phosphor-Konzentrationen weisen eher auf eine, verglichen mit den anderen Elementen, untergeordnete Bedeutung hin, die im Signal als natürliches Hintergrundrauschen angesehen werden kann.

Schwefel kommt in den Hochstandssedimenten sowohl als Pyrit als auch in Form von Gips vor. Beide Minerale konnten vereinzelt in den XRD-Profilen identifiziert werden und machen sich deutlich in der Schwefelkonzentration bemerkbar (Abb. 42, links). So besitzen gips- und pyrithaltige Proben stark erhöhte Schwefelwerte gegenüber den übrigen Proben aus dem Datensatz (Abb. 42, rechts). Ähnlich wie beim Na, bei dem die Korrelation mit K durch die singuläre Bildung von Halit verdeckt wurde, zeigen beim Schwefel Gips und pyrithaltige Proben erhöhte Konzentrationen, die als Ausreißer eine Interpretation des Elementverhaltens des Schwefels unmöglich machen.



**Abb. 41:** Zusammenhang zwischen K und K-Feldspat (a) sowie zwischen Ca und P (b).



**Abb. 42:** Zusammenhang zwischen Fe und S (a) sowie zwischen Fe und Pyrit (b).

### 8.2.3. Faktorenanalyse

#### Auswahl der Elemente für die Faktorenanalyse

Neben der Faktorenanalyse des kompletten Datensatzes (FA-1) wurden zusätzlich Faktorenanalysen an Teildatensätzen durchgeführt. Da besonders die Prozesse der Hochstandssedimente in dieser Arbeit von Interesse sind, gingen im Folgenden lediglich die Proben aus Korngrößenklasse "See" in die Analysen FA-2, FA-3 und FA-4 ein.

Umweltchemische Daten beinhalten häufig Ausreißer (Reimann et al., 2002). Diese repräsentieren Anhäufungen in der Konzentration bestimmter Elemente durch die singuläre Bildung von Mineralen. Wie in Kapitel 8.2.2 gezeigt, tritt dieser Umstand beim Schwefel, durch Bildung von Pyrit und Gips und bei Natrium, durch Bildung von Halit auf. Dabei entstehen Scheinkorrelationen oder bestehende Korrelationen werden verdeckt (z.B. K-Na). Um das zu verhindern, sollten die entsprechenden Variablen (Elementdaten) aus dem Datensatz entfernt oder die betroffenen Proben für weitere Analysen ausgeschlossen werden (vgl. Ijmker et al., 2012).

Im Falle des Na scheinen nur wenige Proben mit erhöhten Werten betroffen zu sein. Deshalb empfiehlt es sich, bei der Faktorenanalyse, die Variable (Na) beizubehalten, die Proben mit erhöhten Na-Gehalt jedoch aus dem Datensatz zu entfernen. Daher wurden alle Proben mit einem Na-Gehalt von über 3 mg/g ( $n = 23$ ) in der FA-3 und FA-4 als Ausreißer definiert und in die Analysen nicht mehr eingebunden. Schwefel dagegen zeigt auch nach Entfernung der durch Pyrit- bzw. Gips-Bildung erhöhten Werte keine Korrelation mit einer weiteren Element-Variablen. Die insgesamt sehr geringe Konzentration der Messwerte lässt zudem vermuten, dass das Signal zu einem Großteil aus Rauschen besteht und keinen großen Beitrag zur Aufklärung der Gesamtvarianz des Datensatzes leistet. Um dem nachzugehen wurden die Datenpunkte mit erhöhten S-Werten ( $>5$  mg/g,  $n = 25$ ) bei der FA-3 aus dem Datensatz entfernt.

Bei der abschließenden FA-4 wurde S als Variable komplett entfernt. Die Proben mit erhöhten S-Werten verblieben jedoch im Datensatz, da die Konzentration von Fe bei der Pyritbildung und die Ca-Konzentration bei der Bildung von Gips nicht merklich mit beeinflusst wurde (Kap. 8.2.2).

**Tab. 8:** Übersicht über die Eingangsdaten der durchgeführten Faktorenanalysen

	Einschränkung durch Korngröße	Einschränkung durch Mineralbildung	ausgeschlossene Elemente
FA-1	kompletter Datensatz		
FA-2	Korngrößenklasse "See"		
FA-3	Korngrößenklasse "See"	Na $<3$ , S $<5$	
FA-4	Korngrößenklasse "See"	Na $<3$	P und S

Für die FA-4 sollten zusätzlich die Elemente aus dem Datensatz entfernt werden, die keinen großen Beitrag zur Varianzaufklärung der FA-3 leisteten. Dies umfasste S und P, die bei der FA-3 lediglich Kommunalitäten von 0,19 (P) bzw. 0,02 (S) erhielten. P und S sind im Datensatz nur in geringer Konzentration vorhanden und repräsentieren eher ein Rauschen als ein Signal. Lediglich die erhöhten Werte des S (<5 mg/g) können als Informationsträger für die Bildung von Pyrit und Gips gewertet werden. Für die FA-4 wurden daher beide Elemente (P und S) aus dem Eingangsdatsatz entfernt. Tabelle 8 fasst die Eingangsparameter der vier durchgeführten Faktorenanalysen noch einmal zusammen.

### **Anzahl der Faktoren**

Für die ersten beiden Faktorenanalysen (FA-1 und FA-2) zeigt sich eine deutliche Drei-Faktoren-Lösung (s. Abb. 68 und 69 in Appendix A.4.10). In beiden Fällen besitzen drei Faktoren einen Eigenwert größer eins (Kaiser-Kriterium). Die Eigenwerte dieser Faktoren liegen zudem oberhalb der zufällig erzeugten Eigenwerte (Parallelanalyse). Ein deutlicher Knickpunkt (Elbow-Kriterium) in dem sich die Steigung der sortierten Eigenwerte ändert, ist jedoch nicht eindeutig zu erkennen. Die Drei-Faktoren-Lösung erklärt 74% (FA-1) bzw. 70% (FA-2) der Varianz der Eingangsdaten. FA-3 könnte nach dem Kaiser-Kriterium am besten mit vier (84% erklärte Varianz), nach der Parallelanalyse durch drei (72% erklärte Varianz) und nach dem Elbow-Kriterium durch 2 Faktoren (56% erklärte Varianz) beschrieben werden (s. Abb. 70 in Appendix A.4.10). Um die Vergleichbarkeit mit FA-1 und FA-2 zu gewährleisten wurde eine Drei-Faktoren-Lösung gewählt. Der Informationsgewinn einer Vier-Faktoren-Lösung wäre zudem sehr gering, da somit eine isolierte Variable (P) dem Faktorenmodell hinzugefügt worden wäre, die den zusätzlichen Faktor fast ausschließlich allein erklären würde. Auch die Faktorenanalyse mit zwei Faktoren ist ungünstig, da damit lediglich 56% der Gesamtvarianz aufgeklärt werden könnte. Bei der Faktorenanalyse FA-4 erscheint nach allen drei beschriebenen Kriterien eine Drei-Faktoren-Lösung als die beste Wahl (s. Abb. 71 in Appendix A.4.10). Dadurch können insgesamt ca. 87% der Eingangsvarianz erklärt werden.

### **Vergleich der verschiedenen Faktormodelle**

Bei der Auswertung der Faktoren wurden die Faktorladungen als Korrelationskoeffizienten zwischen den Faktoren und Eingangsvariablen interpretiert. Demnach entspricht das Quadrat der Ladungen dem Bestimmtheitsmaß und gibt an, wie viel Prozent der Varianz der Eingangsvariablen durch den Faktor erklärt werden. Entsprechend erklären Faktoren mit einer Ladung von  $|r| = 0,7$  bis  $|r| = 1$  ca. 50 – 100% der Varianz der Eingangsvariablen und bestimmen somit die Ausrichtung

des Faktors stark mit (rote Färbung in Tabelle 9). Ladungen zwischen  $|r| = 0,5$  und  $|r| = 0,7$  sind gleichbedeutend mit einer aufgeklärten Varianz zwischen 25 – 50% (gelbe Färbung in Tabelle 9). In dieser Arbeit wurden diesen Variablen ein geringer Einfluss bei der Erklärung des Faktorenmodells zugeschrieben. Variablen mit Ladungen zwischen  $|r| = 0$  und  $|r| = 0,5$  (aufgeklärte Varianz  $<25\%$ ) wurden bei der Interpretation der Faktoren nicht berücksichtigt.

Faktor	Ca	Fe	K	Mg	Mn	Na	P	S	Sr	Eig
FA-1.1	0,02	0,75	0,69	0,94	0,61	0,38	0,01	0,03	0,09	2,5
FA-1.2	1	-0,08	-0,04	0,3	-0,01	0,02	-0,02	-0,09	0,85	1,8
FA-1.3	0,03	0,54	0,09	0,03	0,68	-0,08	0,59	-0,55	0,04	1,4
FA-2.1	1	-0,13	-0,08	0,47	-0,08	-0,01	0,02	-0,12	0,9	2,1
FA-2.2	0,04	0,8	0,14	0,01	0,8	0,03	0,64	-0,41	0,01	1,9
FA-2.3	0,01	0,36	0,62	0,88	0,18	0,38	-0,11	-0,03	0,05	1,5
FA-3.1	0,99	-0,12	0,02	0,54	-0,08	-0,05	0,02	-0,02	0,91	2,1
FA-3.2	-0,1	0,32	1	0,53	0,2	0,79	-0,03	-0,11	0,08	2,1
FA-3.3	-0,06	0,94	-0,02	0,14	0,69	0,17	0,44	-0,07	-0,13	1,6
FA-4.1	0,99	-0,04	0,05	0,56	0,03	0,01			0,92	2,2
FA-4.2	-0,09	0,22	0,99	0,5	0,13	0,74			0,1	1,9
FA-4.3	-0,02	0,97	0,09	0,21	0,72	0,27			-0,06	1,6

**Tab. 9:** Faktorladungen der Elemente aufgeteilt in die vier Faktorenanalysen (FA-1 bis FA-4). Zu jedem Faktor sind zusätzlich die Eigenwerte (Eig) angegeben. Ladungen, die eine hohe (mittlere) Beteiligung des Elements am Faktor zeigen, sind rot (gelb) eingefärbt.

Bei der FA-1 wird der erste Faktor (FA-1.1) durch die Elemente Fe und Mg aufgebaut. Weniger stark spielen auch K und Mn eine Rolle. Der zweite Faktor (FA-1.2) ist ausschließlich durch Ca und Sr charakterisiert, während im dritten (FA-1.3) die Elemente Fe, Mn, P und (invers) S eingehen - jedoch lediglich Ladungen zwischen 0,5 und 0,7 besitzen. FA-2 zeigt eine Wertverschiebung der Faktoren. Nun dominieren Ca und Sr den ersten Faktor (FA-2.1). Der zweite Faktor (FA-2.2) ist durch Fe, Mn und untergeordnet P gekennzeichnet. In Faktor Nummer drei (FA-2.3) lädt Mg am stärksten. Daneben scheint auch K in diesem Faktor eine (untergeordnete) Rolle zu spielen. Bei der Faktorenanalyse des Seeclusters nach Eliminierung der mineralbedingten Ausreißer (FA-3), wird der erste Faktor (FA-3.1) durch Ca und Sr sowie untergeordnet durch Mg aufgebaut. Auf den zweiten Faktor (FA-3.2) nehmen besonders stark die Elemente K und Na Einfluss, während Mg eine sekundäre Rolle einnimmt. Faktor FA-3.3 wird von der Variation von Fe dominiert und zusätzlich durch den Einfluss von Mn ergänzt. Faktorenanalyse FA-4 zeigt dieselbe Faktorkomposition wie FA-3. Die Zusammenhänge sind jedoch durch die Eliminierung von S und P abgesichert (vgl. Tabelle 9).

Bei allen vier Faktorenanalysen bildet sich ein klarer Faktor aus Ca und Sr heraus. In der dritten (FA-3) und vierten (FA-4) Analyse spielt ebenso Mg eine (untergeordnete) Rolle. Auch die Wertigkeit des Ca-Sr-Faktors verschiebt sich. Während er bei der Analyse des gesamten Datensatzes (FA-1) mit einem Eigenwert von 1,8 die zweitmeiste Varianz erklärt, nimmt er in den übrigen Analysen, die sich auf die Auswertung der Teilmenge der Seesedimente beschränken, den ersten Platz ein. Dabei steigert der Faktor seinen Eigenwert auf über 2. Die relative Wertverschiebung des Faktors innerhalb der Faktorenanalyse und die Erhöhung des Eigenwerts bestätigt die Trennung der Korngrößenklassen durch die Clusteranalyse, da im Vergleich zum Gesamtdatensatz (FA-1) bei den Analysen, die lediglich die Teilmenge der lakustrinen Schluffe untersuchten (FA-2 bis FA-4), die Karbonate (in Form des Ca-Sr-Faktors) den höchsten Anteil an der erklärten Gesamtvarianz besitzen, also ebenfalls auf eine lakustrine Herkunft des KG-Cluster "See" hindeuten.

Bezogen auf die Ergebnisse von FA-3 und FA-4 zeigt das Zusammenspiel aus K und Na den zweiten eindeutigen Faktor. Auch Mg ist beim Aufbau dieses Faktors beteiligt und nimmt eine Doppelrolle im Faktorenmodell ein, da es ebenfalls in den ersten Faktor eingeht (vgl. TOC bei Hartmann und Wünnemann, 2009). Der Zusammenhang zwischen K, Na und Mg ist bei der FA-1 und FA-2 noch nicht klar zu erkennen, da K und Mg bei der FA-1 wahrscheinlich eher an größere Minerale gebunden sind und zusammen mit Fe und Mn einen detritischen Faktor für das gesamte Einzugsgebiet bilden. In der FA-2 ist zwar der Zusammenhang von K und Mg zu erkennen, jedoch geht der Bezug zu Natrium unter, da dieses sich an der Oberfläche als Halit anreichert und so die Korrelation zu K und Mg verdeckt wird. Erst nach der Entfernung der halithaltigen Proben wird das wahre Zusammenspiel von K, Na und Mg in den Sedimenten deutlich.

Der letzte Faktor aus den Analysen FA-3 und FA-4 wird größtenteils aus Fe und Mn aufgebaut. Diese Elemente wurden in der FA-1 noch in zwei Faktoren aufgeteilt und charakterisieren im undifferenzierten Datensatz den von der Korngröße abhängigen, detritischen Eintrag (FA-1.1). Weiterhin sind sie am Aufbau eines Restfaktors (FA-1.3) beteiligt, in dem viele Variablen mit geringen Faktorladungen zusammengefasst wurden. In diesem Faktor taucht ebenfalls eine Scheinkorrelation mit S und P auf. Letztere bleibt auch beim zweiten Faktor der FA-2 (FA-2.2) noch erhalten, besitzt jedoch nur noch eine geringe Faktorladung.

### **Die robusten Faktoren**

Die FA-4 gibt die Sediment-internen Prozesse, die bei der Ab- und Umlagerung der Hochstandssedimente aktiv waren, am deutlichsten wieder. Daher werden ihre Faktoren hier ausführlicher diskutiert.

### *Faktor-1 (Ca-Sr):*

Der Ca-Sr-Mg-Faktor (FA-4.1) korreliert mit dem Anteil an Kalzit in den Sedimenten ( $R^2 = 0,54$ ,  $p < 0,05$ ), was ihn als stellvertretender Proxy der Karbonatproduktion erscheinen lässt. Da keine weiteren Korrelationen mit detritischen Komponenten bestehen, ist von einem allochthonen Eintrag der Karbonate abzusehen (Cohen, 2003; Last, 1994; Haenssler et al., 2013). Diese Elementkombination tritt häufig bei der Untersuchung lakustriner Ablagerungen auf und wird generell als autochthone Karbonatproduktion in einem aquatischen Milieu interpretiert (Ijmker et al., 2012; Li, 2013). Da die Karbonatproduktion im direkten Zusammenhang mit dem Volumen des Seewassers steht, kann dieser Faktor auch als Indikator für Seespiegelschwankungen angesehen werden, wobei hohe Faktorwerte bei einem hohen Seespiegel auftreten, während geringe Werte ein niedriges Niveau repräsentieren (Hartmann und Wünnemann, 2009).

Der Zusammenhang zwischen dem Karbonatfaktor und den Kalzit-Messungen aus der XRD ist exemplarisch für Profil P05 in Abbildung 43 (links) dargestellt. Dort steigen die Faktorwerte (und damit auch die Kalzitproduktion) vom Grund des Profils nach oben hin an (bis ca. 210 cm Tiefe), was auf einen steigenden Seespiegel in der Zeit der Ablagerung hindeutet. Anschließend ist ein starker Abfall der Faktorwerte zu erkennen, die bei ca. 1,6 m ihren Tiefpunkt erreichen (Faktorwert: -1,3). Der rapide Abfall des Karbonatfaktors könnte durch einen rasch abfallenden Seespiegel ausgelöst worden sein. Dieser Bereich stellt jedoch auch die Grenze dar, an der durchgängig gefrorener Boden (mit durchgehenden Eisschichten) in teilweise von Eislinnen durchsetzte Sedimente übergeht (s. Abb. 43). Ca scheint im Boden relativ mobil zu sein, was die Kalkkrusten an der Oberfläche (Kap. 7.2.3) belegen. Durch die durchgängigen Eisschichten unterhalb von 1,6 m wird jedoch eine Diffusion der Ionen behindert, so dass ihre Ausgangskonzentration in diesem Bereich weitestgehend erhalten bleibt. Oberhalb von 1,6 m bleiben die Faktorwerte zunächst auf einem eher geringen Niveau, steigen aber zur darüber liegenden Sandschicht in 80 cm Tiefe an. In diesem Bereich können die Ionen relativ ungehindert im Sediment verlagert werden, da sie nicht mehr von den Eisschichten am Aufsteigen gehindert werden. Dabei scheint besonders der untere Bereich des sommerlichen Auftauhorizontes (active layer) durch den ständigen Wechsel an Frier- und Tauzyklen starken Auswaschungs- und Auslaugungsprozessen unterliegen zu sein, wodurch sich die insgesamt geringen Faktorwerte erklären lassen. Der Transport der Ionen erfolgt vermutlich entweder parallel zu den horizontalen Eisschichten, wodurch die gelösten Karbonate wieder direkt dem See zugeführt werden (s. Kap. 8.1.5) oder folgt dem Evaporationssog nach oben und sorgt für die Bildung von Kalkkrusten an der Oberfläche der Profile (Kap. 7.2.3). Letzteres würde auch die ansteigenden Faktorwerte zu den Sandbändern hin erklären (120

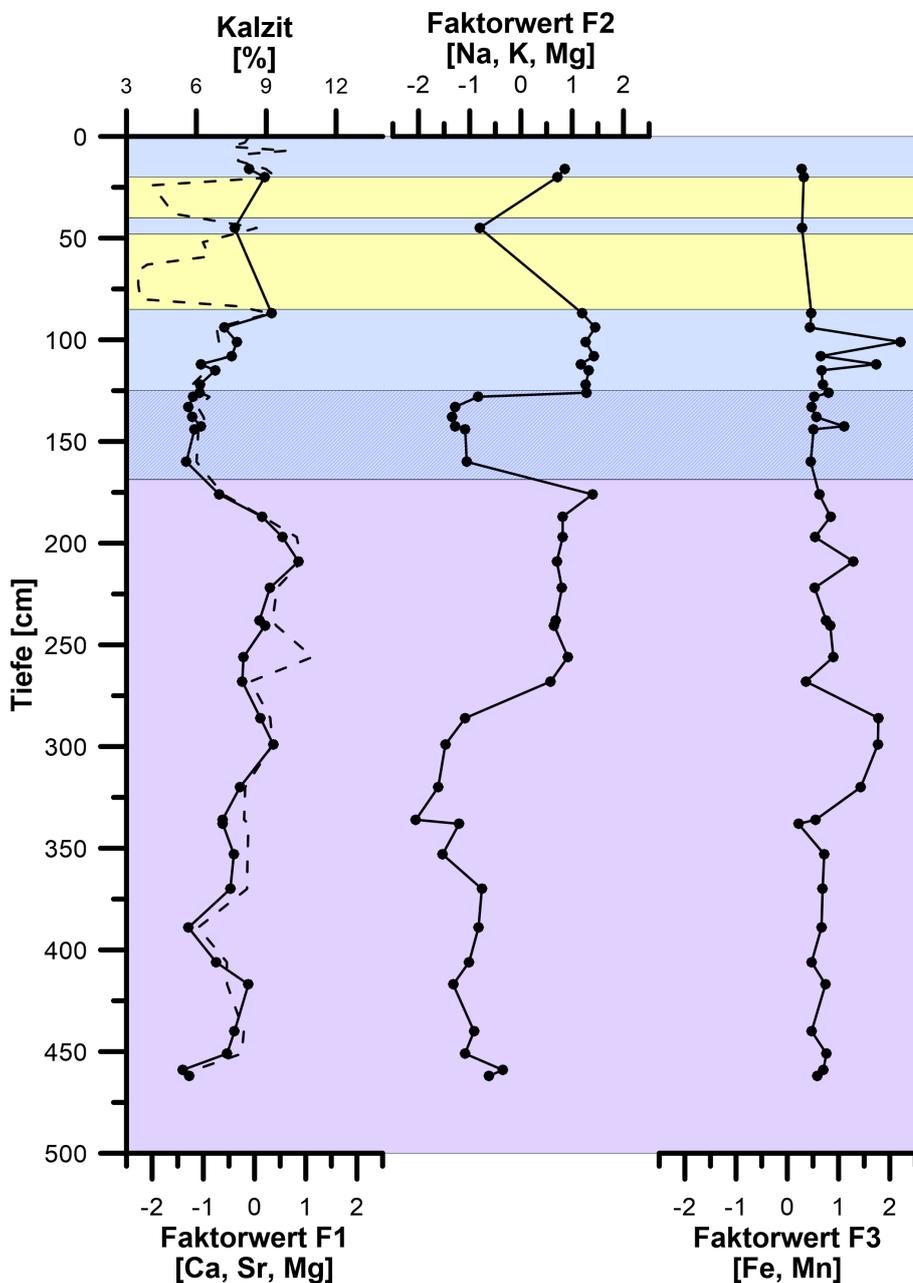
bis 85 cm Tiefe). Da das Auftauchen der Sandbänder eine Wasserbedeckung zur Zeit der Akkumulation ausschließt, sind die ansteigenden Faktorwerte des ersten Faktors in diesem Bereich nicht auf die erneute Ausdehnung der Seefläche zurückzuführen, sondern zeugen dagegen eher von einer postsedimentären Verlagerung des Ca.

#### *Faktor-2 (K-Mg-Na)*

Der zweite Faktor (FA-4.2) besteht aus den reaktionsfreudigen Elementen K, Mg und Na, die meist an leicht verwitterbare Minerale gebunden sind und damit im Boden als hoch mobil angesehen werden (Heier und Adams, 1964, zitiert in Ijmker et al., 2012; Reimann und de Caritat, 1998). Ng und King (2004) erhielten einen ähnlich aufgebauten Faktor (aus K, Na, Ca, Mg, Al) und argumentierten, dass diese Elemente zwar ursprünglich nur in ihren Primärmineralen zu finden seien, aus diesen sich jedoch auch lösliche Komponenten bilden können. Demnach interpretieren sie den Faktor als Proxy für die Verwitterung und Auslaugung im Einzugsgebiet. Bei geringer Verwitterungsintensität und reduzierter Bodenauslaugung blieben die Kationen im unverwitterten klastischen Material. Sie besaßen demnach in den Teilen der Sedimente eine hohe Konzentration, in denen viel klastisches Material vorhanden war. Dagegen wurde bei starker Verwitterung im Einzugsgebiet die Kationenkonzentration vor dem Transport der Sedimente verringert, so dass die Konzentration der Elemente im klastischen Teil während dieser Zeit rückläufig war. Dafür waren die Elemente in der Lösungsfracht, die den See erreichte, stark angereichert (Ng und King, 2004).

Für den Heihai fehlt für einen ähnlichen Erklärungsansatz, der den Faktor als Verwitterungsproxy interpretiert, die Beteiligung von Fe und Mn am Faktor. Stattdessen könnte der Faktor als Anzeiger für die Transportvorgänge innerhalb der Profile interpretiert werden. Dies kann an den Schwankungen der Faktorenwerte in Profil P05 verdeutlicht werden (Abb. 43, mitte).

Vom unteren Ende des Profils bis auf eine Tiefe von ca. 2,8 m sind durchgehend negative Faktorwerte ausgeprägt, gleichbedeutend mit geringen Werten der Elemente K, Mg und Na. Der folgende Meter ist durch relativ hohe Faktorwerte gekennzeichnet, bis die Werte bei einer Tiefe von ca. 170 cm einbrechen und wieder in den negativen Bereich zurückkehren. Bei 130 cm Tiefe (was dem Übergang von gefrorenem Boden zum Auftauhorizont gleichkommt) werden die Faktorwerte genau so abrupt wieder positiv und halten bis zum Übergang in die Sandbänder (in 85 cm Tiefe) ihr hohes Niveau. Eine lakustrine Probe zwischen zwei Sandlagen bei 45 cm Tiefe zeigt wiederum negative Werte. Die obersten Proben (20 cm Tiefe) liegen abermals im positiven Bereich der Faktorwerte.



**Abb. 43:** Faktorwerte der Faktorenanalyse FA-4, dargestellt am Sedimentprofil P05. Die gestrichelte Linie in der linken Abbildung zeigt den Kalzitgehalt des Profils. Die vertikale Einteilung folgt den Korngrößenklassen (gelb = "Sand", blau = "See") und dem Eisgehalt (lila: durchgehende horizontale Eisschichten, dunkelblau: vereinzelte Eislinsen, hellblau: eisfrei).

Die hoch mobilen Elemente des zweiten Faktors folgen in dem Profil dem Evaporationszog, der auf dem TP besonders stark ausgeprägt ist. Daher steigen die Faktorwerte nach oben hin allgemein an. Ihre Mobilität ist jedoch aufgrund der horizontalen Schichtung des Segregationseises eingeschränkt. Die unterste Abreicherungsschicht (<2,8 m Tiefe) und der anschließende Akkumulationshorizont im Profil (2,8 – 1,7 m Tiefe) entstanden daher vermutlich vor der Ausbildung des Permafrosts und spiegeln die allgemeine Verlagerung der flüchtigen Elemente an die Oberfläche durch die enorme Evaporation wider. Nach Ausbildung des Segregationseises wurde dieser Transport weitestgehend unterbunden und ist nur noch in den teilweise gefrorenen Bereichen ohne durchgehende Eisschichten aktiv (zwischen 1,7 – 1,2 m Tiefe). Daher dient diese Schicht als Auslaugungsbereich, während sich die Elemente in der darüber anschließenden Schicht anreichern können. Ein weiteres Aufsteigen wird durch die Änderung der mittleren Korngröße (von Schluff in Sand) und das damit einhergehende größere Porenvolumen erschwert. Durch die vergrößerten Poren wird mehr Energie benötigt, um die gelösten Elemente weiter nach oben zu befördern. Dies führt zu einer relativen Anreicherung in der liegenden Schluffschicht gegenüber den nach oben angrenzenden Sandbändern. Hier besteht jedoch ebenfalls die Möglichkeit, dass die Elemente K, Mg und Na in gelöster Form von höher liegenden Profilmereichen innerhalb der Sandschicht horizontal verlagert wurden und der Bereich zwischen 1,7 und 1,2 m Tiefe so zusätzlich von seitlich angrenzenden Sedimenten ange-reichert wurde. Die hohen Faktorwerte in 20 cm Tiefe lassen sich ebenfalls durch Ausspülung von höher gelegenen Sedimentpaketen erklären oder als Folge des (reduzierten) Vertikaltransports entlang des Evaporationsgradienten interpretieren.

#### *Faktor-3 (Fe-Mn)*

Der letzte robuste Faktor der Faktorenanalyse (FA-4.3) wird aus den Elementen Fe und Mn aufgebaut. Diese werden gemeinhin als Anzeiger für Redoxbedingungen interpretiert (Scheffer und Schachtschabel, 2010; IJmker et al., 2012). Unter anoxischen/suboxischen Bedingungen kann das unlösliche  $Mn^{4+}$  (bzw.  $Fe^{3+}$ ) leicht zu löslichem und mobilen  $Mn^{2+}$  (bzw.  $Fe^{2+}$ ) reduziert werden (Salminen, 2005; Haenssler et al., 2013). Jedoch ist nicht klar auszumachen, ob der Faktor die Redoxbedingungen im Seewasser während des Hochstands anzeigt (Ng und King, 2004), oder Folge einer postsedimentären Umwandlung und Mobilisierung ist (IJmker et al., 2012).

Durch die Korrelation des Faktors mit Chlorit ( $R^2 = 0,66$ ,  $p < 0,05$ ) und Glimmer ( $R^2 = 0,64$ ,  $p < 0,05$ ) ist der Faktor am Heihai jedoch eher ein Indikator für Schichtsilikate. Da diese durch Verwitterung entstehen, kann der Faktor auch als Proxy für die Verwitterungsintensität angesehen werden (Li et al., 2008). Die Anreiche-

nung der Elemente in den feinkörnigen Sedimenten kann zum einen damit erklärt werden, dass Fe ein Bestandteil der Minerale ist (in Chlorit macht Fe bis zu 30% der Masse aus, in Biotit bis zu 10%, vgl. Schorn, 2015). Des Weiteren besitzen kleine Minerale eine vergrößerte Oberfläche, an der gelöste Ionen wie das  $Mn^{2+}$  und das  $Fe^{2+}$  zusätzlich anhaften können.

Die Schwankungen der Faktorwerte an P05 scheinen nicht mit den Schichtgrenzen im Profil in Verbindung zu stehen (Abb. 43, rechts). Stattdessen sind die Variationen dieses Faktors von der Position der Profile abhängig. Hohe positive Werte treten bei den Profilen P03, P09 und P05 auf, während P02, P08, P12 und P14 negative Faktorwerte besitzen. Diese Unterschiede deuten auf eine räumliche Trennung der Profile durch ihre Entfernung zum Ufer hin. Während negative Faktorwerte besonders in Profilen auftreten, die in über 200 m Entfernung zum heutigen Ufer lokalisiert sind (P02 = 522 m, P08 = 246 m, P12 = 465 m, P14 = 615 m), wurden die Profile P03 (36 m) und P05 (7 m) in unmittelbarer Ufernähe aufgenommen. Demnach lagen P02, P08, P12 und P14 während des Hochstands des Sees in relativer Ufernähe, während P03 und P05 näher zum Seezentrum abgelagert wurden. Beim Eintrag in einen See reduziert sich die Transportgeschwindigkeit der Sedimente unmittelbar nach Eintritt in das stille Wasser, was eine Korngrößensortierung zur Folge hat. Grobe Partikel werden demnach in Ufernähe abgelagert, während Feinmaterial weiter ins Seeinnere transportiert wird (Wu et al., 2006). So kann auch die selektive Ablagerung der an feine Korngrößen gebundenen Elemente Fe und Mn (vgl. Li, 2013) in die zentraleren Bereiche des ehemaligen Sees durch die transportenergetische Sortierung der Sedimente erklärt werden.

Eine weitere Erklärung der Bindung des Faktors an die Korngröße ist in der mechanischen Verwitterung durch Permafrost zu sehen. Ramisch (2015) konnte im Rahmen einer mineralogischen Herkunftsanalyse an dem allochthonen Mineraleintrag in den See vier Hauptliefergebiete ausmachen. Sein Cluster C1, welches eindeutig dem vergletscherten Einzugsgebiet im Südwesten des Sees zuzuordnen ist, entspricht von der mineralogischen Komposition den Proben mit hohem Faktorwert in F2. Fügt man die Daten der Hochstandssedimente in die Clusteranalyse nach Ramisch (2015) ein, so ergibt sich eine Korrelation zwischen den Faktorwerten des Fe-Mn-Faktors und den Membership degrees des Clusters C1 aus Ramisch (2015) von  $R = 0,63$ , was auf eine Ähnlichkeit zwischen dem Hochstandsfaktor und dem Herkunftscluster hindeutet.

Ein räumlicher Zusammenhang zwischen dem Liefergebiet C1 aus Ramisch (2015) im Südwesten und den Hochstandsprofilen kann jedoch ausgeschlossen werden, da das am weitesten vom Liefergebiet entfernteste Profil P03, mitunter die höchsten Faktorwerte zeigt. Die Ähnlichkeit muss daher prozessuale Gründe haben und könnte auf die Aktivität des Eises und der glazi-fluvialen Schmelzwässer

zurückzuführen sein. So erklärt Ramisch (2015) den hohen Anteil an Schichtsilikaten in dem Cluster durch Hydrolyse. Diese ist auch in den Permafrostböden der Hochstandssedimente aktiv und spielt, zusammen mit den ablaufenden Frier- und Tauprozessen, eine wichtige Rolle bei der Verwitterung der Minerale (Schirrmeyer et al., 2011).

Die Profile mit den höchsten positiven Faktorwerten sind entweder aktuell stark von Permafrost durchsetzt (P05), zeigen in ihrem Fußbereich gefrorenen Boden (P09) oder besitzen deutliche Kryoturbationsspuren (P03), die auf eine ehemalige Durchsetzung mit Permafrost hinweisen. So könnte die Verwitterung durch wechselnde Tau- und Frierzyklen in diesen Profilen als besonders stark bewertet werden, was entsprechend zu einer Erhöhung des Schichtsilikatanteils (und damit auch der Fe und Mn-Konzentration) führte. Profile mit größtenteils negativen Faktorwerten (P02, P08, P12 und P14) befinden sich allesamt in Gebieten, die weniger stark vom Permafrost beeinflusst wurden. Daher sind Verwitterungsspuren in ihnen schwächer ausgeprägt und die Konzentration an Chlorit und Glimmer (bzw. Fe und Mn) verhältnismäßig gering.

### **Kritische Betrachtung der Faktorenanalyse**

Obwohl sich Faktorenanalysen mittlerweile in den Umweltwissenschaften als häufig genutzte Analysetools etabliert haben, werden ihre Anwendung und Ergebnisse nur selten hinterfragt (Reimann et al., 2002). Deshalb soll hier kurz die Eignung der Daten zur Durchführung einer Faktorenanalyse am Beispiel der FA-4 diskutiert und damit die mathematische Aussage der Analyse unterstützt werden. Leider wurde bisher noch kein allgemeingültiger Leitfaden entwickelt, an dem die Eignung für eine Faktorenanalyse nachvollzogen werden kann, so dass auf verschiedene Autoren und Prüfgrößen zurückgegriffen werden muss. Alle hier andiskutierten Werte und Rechenwege können mit Hilfe des Matlab-Skript im Appendix A.8.3 nachvollzogen werden.

Generell sollte bei einer Faktorenanalyse auf eine Mindestanzahl von Daten geachtet werden. Wirtz und Nachtigall (2008) empfehlen einen Datensatz mit über 50 Beobachtungen, wobei das Verhältnis von Messung zu Variable 3:1 nicht unterschreiten soll. Im analysierten Datensatz wurden 143 Proben durch 7 Variablen beschrieben, was einem Verhältnis von über 20:1 gleichkommt. Le Maitre (1982) (zitiert in Reimann et al., 2002) verlangt zudem, dass die Anzahl der Messungen ( $n$ ) im Verhältnis von

$$n > p^2 + 3p + 1$$

zu ihren beschreibenden Variablen ( $p$ ) stehen. Auch diese Bedingung wird von dem Datensatz der FA-4 erfüllt ( $143 > 71$ ). Als Voraussetzung für die Variablen, die in eine Faktorenanalyse eingehen, gilt, dass diese miteinander korrelieren sollten, jedoch nicht zu stark, um Multikollinearität zu vermeiden (Wirtz und Nachtigall, 2008). Auch hier erfüllt die FA-4 die Voraussetzungen, da 13 der 21 möglichen Variablenkombinationen eine signifikante Korrelation aufweisen ( $p$ -Wert  $< 0,05$ ). Ob die Korrelation der Variablen in der Grundgesamtheit ausreichend ist, kann über das KMO-Kriterium (Kaiser-Meyer-Olkin) berechnet werden. Der Wert für die FA-4 liegt mit 0,54 knapp über der akzeptablen Grenze (Kaiser und Rice, 1974), erlaubt also auch hier die Durchführung der Analyse. Ein weiterer Kennwert für die Güte der Korrelationen der Variablen kann aus den nicht-diagonalen Werten der Anti-Image-Matrix abgelesen werden. Das Anti-Image stellt den Teil der Varianz dar, der nicht durch die Korrelation zu erklären ist. Daher sollten die nicht-diagonalen Elemente der Anti-Image-Kovarianzmatrix möglichst annähernd Null betragen. Dziuban und Shirkey (1974) legen für eine aussagekräftige Faktorenanalyse fest, dass nicht mehr als 25% der nicht-diagonalen Werte der Anti-Image-Matrix einen Wert größer als 0,09 annehmen sollten. Da bei der FA-4 alle Werte unterhalb von 0,09 liegen, bestätigt auch dieses Kriterium die Eignung der Eingangsdaten. Der Bartlett-Test auf Sphärizität (Bartlett, 1950) testet, ob die Korrelationen innerhalb der Stichprobe zufällig zustande gekommen und damit, ob die Ergebnisse der Faktorenanalyse nicht signifikant sein könnten. In dem hier verwendeten Datensatz wird die Sphärizität abgelehnt, demnach sind sämtliche Zusammenhänge, die durch die Faktorenanalyse aufgeklärt wurden, auch signifikant.

Als Maß, ob die Variablen nicht zu stark miteinander korrelieren (Multikollinearität), kann die Determinante der Korrelationsmatrix verwendet werden. Je höher dabei die Korrelationen zwischen den Variablen, desto kleiner wird die Determinante. Bei einer perfekten Korrelation (alle Variablen sind voneinander abhängig) würde die Determinante Null ergeben. Bei komplett unabhängigen Variablen (= Einheitsmatrix, Achsen stehen senkrecht aufeinander) würde ihr Wert Eins betragen. Der Wert von 0,008 bei der FA-4 ist größer als der von Field (2009) geforderte Mindestwert von 0,00001, was bei einer zu stark korrelierenden Korrelationsmatrix der Fall wäre. Damit ist auch eine zu starke Korrelation der Daten auszuschließen.

Für die numerische Stabilität der Analyse sollten die Eingangsdaten normalverteilt sein (Wirtz und Nachtigall, 2008). Ein  $\chi^2$ -Test zeigt jedoch, dass keine der Eingangsvariablen einer Normalverteilung folgt. Dieses Verhalten ist jedoch nicht verwunderlich, da Umweltdaten so gut wie nie normalverteilt sind (Reimann und Filzmoser, 2000; Reimann et al., 2002). Die Ergebnisse der Analyse können jedoch insgesamt als robust angesehen werden, da die vier unterschiedlichen Faktorenanalysen (FA-1–FA-4) jeweils gleiche bzw. ähnliche Faktoren hervorbrachten.

Des Weiteren wurden alle anderen Voraussetzungen für die Eingangsdaten erfüllt. Damit kann über die nicht gegebene Normalverteilung hinweggesehen und die Ergebnisse als stabil und repräsentativ bewertet werden (Ijmker et al., 2012).

### 8.3. Chronologie

#### 8.3.1. Ursachen des Reservoireffekts am Heihai

Die konstanten Alter der *Potamogeton*-Proben im Bohrkern oberhalb einer Sedimentmächtigkeit von 250 cm (Unit I) und die inversen Alter unterhalb von 365 cm Tiefe (Unit III) (vgl. Abb. 27) können verschiedene Ursachen haben: a) eine Durchmischung des Sedimentpakets; b) den postsedimentären Einbau von jüngerem  $^{14}\text{C}$  in die Probe; c) die Diskrepanz zwischen Bildungs- und Ablagerungszeitraum des datierten Pflanzenmaterials; und d) einen zeitlich variablen Reservoireffekt.

a) Eine Umlagerung des Pflanzenmaterials innerhalb des Sedimentpaketes könnte die stratigrafisch-chronologische Alters-Tiefen-Abfolge verändern, was Altersinversionen zur Folge haben würde. Die Sedimente oberhalb von 250 cm Sedimenttiefe sind nur schwach geschichtet oder weisen keine deutliche Stratifizierung auf, was einen Hinweis auf eine mögliche Durchmischung gibt. Die paläomagnetischen Messungen belegen jedoch eine kontinuierliche und ungestörte Sedimentation innerhalb des ersten Meters (s. Kap. 7.3.3), so dass eine Umlagerung unwahrscheinlich ist. Zwischen 2 – 2,5 m Tiefe sind die Sedimente sehr homogen und weisen eine bröckelige Struktur mit großem Porenzwischenraum auf, was ein Hinweis auf periglaziale Umlagerungsprozesse innerhalb des Sediments sein könnte. Im Gegensatz zum oberen Teil des Kerns ist im Kernabschnitt unterhalb einer Tiefe von 250 cm eine sehr klare Schichtung zu erkennen. Bis zu einer Tiefe von 365 cm ist sogar eine besonders feine Laminierung ausgebildet. Daher ist höchstens eine räumlich begrenzte Durchmischung der Sedimente innerhalb von Unit I (Kryostruktur zwischen 2 – 2,5 m) möglich. Für Unit II und Unit III ist sie jedoch (aufgrund der Laminierung der Sedimente) außer Acht zu lassen. Damit scheidet Umlagerung als Erklärung für die Inversionen der  $^{14}\text{C}$ -Alter aus.

b) Der Einbau von modernem Kohlenstoff kann eine Probe um einige 100 bis wenige 1.000 Jahre verjüngen (Wolfarth et al., 1998) und so zu einer Inversion in der Chronologie führen. Makrophyten, wie für die Datierung verwendeten *Potamogeton spec.*, sind im Gegensatz zu Bulkproben jedoch weniger anfällig für Kontaminationen, da die Pflanzen ein quasi-abgeschlossenes System bilden und nach ihrem Tod kein  $^{14}\text{C}$  mehr aufnehmen können. Trotzdem kann durch die Beteiligung von Pilz- und Bakterienkulturen moderner Kohlenstoff in die Probe gelangen (Geyh et al., 1974; Wolfarth et al., 1998). Um diese externen Verunreinigungen zu verhindern, wurden die Proben mit Bidest gewaschen, bei 60°C getrocknet und in den Datierungslaboren mit Säure, Lauge und erneut mit Säure behandelt (A-A-A-pretreatment). Eine Verunreinigung durch jüngeren Kohlenstoff kann also weitestgehend ausgeschlossen werden.

c) Die Datierung von Pflanzenmaterial birgt immer die Gefahr, dass das datierte Material nicht den Sedimentationszeitpunkt widerspiegelt, sondern bereits vor diesem existierte und erst durch Remobilisierung an seinen späteren Fundort gelangte. Die lakustrinen Sedimente aus der Hochstandsphase des Sees beinhalten viele Pflanzenreste, welche eine mögliche Quelle für älteres Material darstellen. Werden diese Pflanzenreste aus ihrem ursprünglichen Ablagerungsmilieu erodiert und zurück in den See transportiert, so könnten sie auch an der Position des Kerns abgelagert werden und dort fälschlicherweise einer jüngeren Schicht zugeordnet worden sein. Das könnte die homogenen Alter im ersten Kernabschnitt erklären, welche innerhalb des Schwankungsbereichs der Alter aus den Hochstandsprofilen liegen. Es ist jedoch höchst unwahrscheinlich, dass alle sechs datierten Pflanzen aus Unit I (S1-S6) remobilisiert wurden. Hier wäre es wahrscheinlicher zwischen den (remobilisierten) Pflanzen mit Altern aus dem Hochstand auch Pflanzen zu finden, die zur Zeit der Ablagerung lebten und so ein jüngeres  $^{14}\text{C}$ -Alter besitzen. Da die Makrophyten aus Unit I annähernd die gleichen  $^{14}\text{C}$ -Alter zeigen, ist die Möglichkeit komplett remobilisiertes Material zu datieren sehr gering. Die Sedimente aus Unit III zeigen ein deutlich höheres  $^{14}\text{C}$ -Alter als der Hochstand und wurden wahrscheinlich zu Zeiten eines niedrigen Seespiegels abgelagert, bevor sich die Hochstandsphase entwickeln konnte. Somit scheiden die Hochstandssedimente als mögliche Umlagerungsquelle für diesen Abschnitt ebenfalls aus.

d) Aquatische Pflanzen wie *Potamogeton* beziehen ihren Kohlenstoff für die Photosynthese größtenteils aus dem Seewasser (Deevey Jr. und Stuiver, 1964; Keeley und Sandquist, 1992). Befindet sich der  $^{14}\text{C}$ -Gehalt im See nicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre, können die Radiokarbonalter der Pflanzen von ihren realen Ablagerungsaltern abweichen. Ein wichtiger Einflussfaktor, der den  $^{14}\text{C}$ -Gehalt eines Sees absenken kann, ist die Zufuhr von altem ( $^{14}\text{C}$ -reduzierten) Kohlenstoff aus dem Einzugsgebiet. Besonders in kalten Gebieten zählt die Lösung von Karbonaten durch  $\text{CO}_2$  zu den Hauptprozessen der chemischen Verwitterung (Ng und King, 2004).

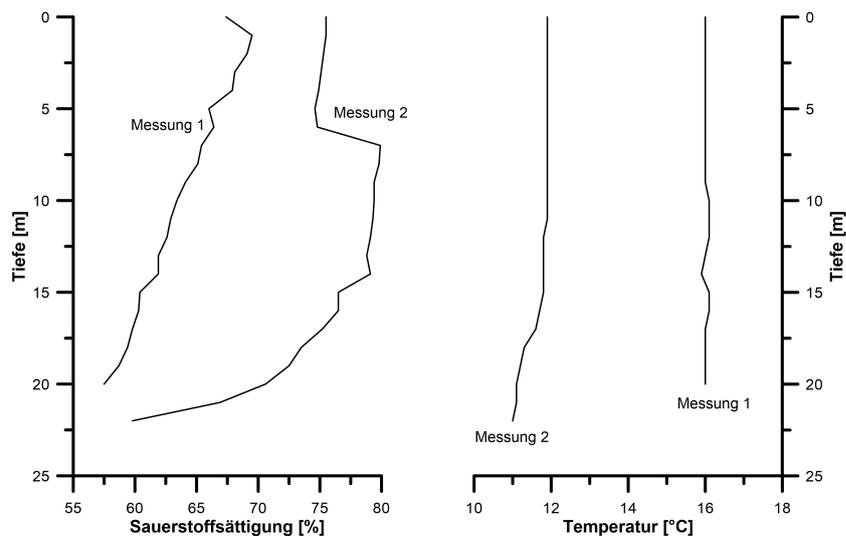
Die hohe positive Korrelation ( $R = 0,94$ ) der  $^{14}\text{C}$ -Datierungen aus dem Kern mit dem Eintrag von allochthonem Dolomit (Abb. 29 auf Seite 87) in Unit III deutet darauf hin, dass die Radiokarbonatierungen durch alten Kohlenstoff aus den anstehenden Kalksteinformationen im Einzugsgebiet beeinflusst wurden und so, je nach Stärke des Karbonateintrags, einen zeitlich variablen Reservoireffekt besitzen. Im Einzugsgebiet des Heihai findet sich lediglich eine größere Kalksteinformation im Südwesten des Sees. Sie wurde im Perm gebildet (Pan et al., 2004) und ist daher als  $^{14}\text{C}$ -inaktiv anzusehen. In gelöster Form können Karbonate aus dieser Formation in den See eingetragen werden und so die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration des Sees herabsetzen. Aquatische Pflanzen, die den Kohlenstoff, den sie für die Photo-

synthese benötigen, größtenteils aus dem DIC des Sees beziehen (als  $\text{CO}_2$  oder  $\text{HCO}_2^-$ ) (Keeley und Sandquist, 1992; Osmond et al., 1981), übernehmen somit die reduzierte  $^{14}\text{C}$ -Konzentration des Seewassers. Werden diese Pflanzen datiert, so kommt es zu einer Überschätzung ihrer  $^{14}\text{C}$ -Alter. Ein hoher Eintrag von allochthonen Karbonaten hat demnach einen hohen Reservoireffekt zur Folge, der wiederum hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter verursacht, während ein geringer Input einen geringen Reservoireffekt nach sich zieht und somit eine geringe Altersabweichung besitzt. Dies trifft besonders auf Unit III zu, in der der Zusammenhang zwischen  $^{14}\text{C}$ -Alter und Dolomitgehalt besonders deutlich ausgeprägt ist. Unit I dagegen ist durch relativ geringe Dolomitwerte gekennzeichnet. Daher scheint in diesem Kernabschnitt auch der Einfluss der allochthonen Karbonate auf die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen von untergeordneter Bedeutung zu sein. Das rezente Alter der lebenden Pflanze (L4), die aus dem Zustrom entnommen wurde, der das südliche Kalksteineinzugsgebiet entwässert, bestätigt, dass unter heutigen Bedingungen kein  $^{14}\text{C}$ -abgereicherter Kohlenstoff aus dieser Quelle den See erreicht. Damit muss es für Unit I noch eine weitere Erklärung geben, die die homogenen Alter erklärt.

Neben dem diskutierten Eintrag von gelöstem Kohlenstoff aus der Kalksteinformation des Einzugsgebiets könnten folgende seeinterne Prozesse bzw. zusätzliche Kohlenstoffquellen die Isotopie des Seewassers und damit auch den Reservoireffekt beeinflusst haben: a) Alterung des  $^{14}\text{C}$  innerhalb des Wasserkörpers durch Dichteunterschiede; b) Input von "altem" Kohlenstoff aus Gletschern und geothermalen Quellen; oder c) Remobilisierung der periglazial gehobenen Karbonate aus dem Seehochstand.

a) Dichteunterschiede im Seewasser können zu einer Stratifizierung des Wasserkörpers führen. Daraus können auch Unterschiede in der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration zwischen atmosphärisch gut belüftetem Oberflächenwasser und schlecht durchmischtem Tiefenwasser entstehen (Cohen, 2003; Hendy und Hall, 2006). Der Heihai ist ein relativ flacher See mit einem Auslass im Südosten. Der Abfluss lässt eine Zirkulation innerhalb des Sees in der ungefrorenen Saison zwischen April und November vermuten. Homogene Temperaturen über die gesamte Wassertiefe sowie eine hohe Sauerstoffsättigung bis zum Grund des Sees bestätigen die gute vertikale Durchmischung (s. Abb. 44) und lassen eine starke Stratifizierung des Seewassers unwahrscheinlich erscheinen. Auch horizontal scheint der See gut durchmischt zu sein, was an den ähnlichen Altern der lebenden Pflanzen (L1–L3) zu erkennen ist (s. Tab. 6).

Das Pflanzenwachstum in Seen ist zudem auf die euphotische Zone begrenzt, die beim Heihai bis 10 m Wassertiefe herabreicht und damit das gut durchlüftete Epilimnion einschließt. Da in dieser Studie ausschließlich Pflanzenreste datiert



**Abb. 44:** Zwei unabhängige Sauerstoff- und Temperaturmessungen im See.

wurden, die in dieser durchlüfteten Zone leben, entfällt die Erklärung des Reservoir-effekts aufgrund von Dichteunterschieden des Seewassers.

b) Der Heihai wird von glazialen Schmelzwässern gespeist, steht jedoch in keinem direkten Kontakt zu einem Gletscher. Schmelzwasserströme, die  $^{14}\text{C}$ -verarmtes DIC enthalten, müssen eine Strecke von über 50 Kilometer zurücklegen, bevor sie das Seebecken erreichen. Während des Transportes kommt es zum Austausch von  $\text{CO}_2$  mit der Atmosphäre und damit zu einer Erhöhung der  $^{14}\text{C}$ -Aktivität des Wassers. In großen und turbulenten Flüssen ist diese Austauschrate ungefähr 20-fach höher als in Stillwasserseen (Broecker und Walton, 1959; Doran et al., 1999). Daher ist anzunehmen, dass das Schmelzwasser, welches den Heihai von den Gletschern her erreicht, gut durchlüftet ist. Aus diesem Grund kann der Beitrag von inaktivem oder verarmtem  $^{14}\text{C}$  aus Gletschereis als gering eingeschätzt und demnach glaziale Schmelzwässer als Quelle vernachlässigt werden. Im Einzugsgebiet des Heihai fanden sich keine Hinweise auf unterirdischen Zustrom von inaktivem oder verarmtem  $^{14}\text{C}$  aus geothermalen Quellen oder Grundwasser. Daher ist diese Quelle alten Kohlenstoffs fraglich oder kann zumindest als konstant angenommen werden.

c) Die exponierten lakustrinen Sedimente des ehemaligen Hochstands bestehen aus Kalzit (s. Kap. 7.2.3) und stellen somit eine potentielle Quelle für  $^{14}\text{C}$ -verarmten Kohlenstoff dar. Nach dem Rückgang des Seespiegels unterlagen die Ablagerungen fluvialer und litoraler Erosion, wodurch ihr Kohlenstoff als PIC und DIC dem See wieder zugeführt wurde. Durch die periglaziale Hebung der Sedimente verstärkte sich dieser Recyclingprozess. Des Weiteren wurden die Sedimente vermutlich ebenfalls durch saisonale Frier- und Tauprozesse angegriffen, die den Kohlenstoff

aus den Sedimenten lösten und ihn in den See zurückführten (vgl. Kap. 8.1.5). Das Recycling der ehemaligen lakustrinen Sedimente führte zu einer Verringerung der  $^{14}\text{C}$ -Konzentration des Seewassers. Aquatische Pflanzen, die im Uferbereich des Sees wuchsen, bauten den  $^{14}\text{C}$ -verarmten Kohlenstoff aus dem Seewasser in ihre Biomasse ein, wodurch sie bei der Radiokarbondatierung nicht ihr reales Alter zeigten, sondern das Alter der Hochstandssedimente annahmen. Damit können die homogenen Alter in Unit I des Kerns erklärt werden, die im selben Altersbereich wie die Hochstandssedimente liegen. Da die lebenden Pflanzen aus dem See (L1 – L3) ebenfalls in den Altersbereich der Hochstandssedimente fallen, scheint sich der Prozess des Sedimentrecycling auch unter heutigen Bedingungen weiter fortzusetzen (vgl. Kap. 8.1.5) und für den hohen modernen Reservoireffekt verantwortlich zu sein.

Diese Erklärung ermöglicht eine erste Zuordnung der Hochstandssedimente in die Stratigraphie des Kerns. Da die homogene Altersabfolge in Unit I als Folge der Remobilisierung der Hochstandssedimente angenommen werden kann, muss sich der hohe Seespiegel, unter dem sich die Ablagerungen bildeten, vorher etabliert haben. Vermutlich fällt er daher mit der Spätphase von Unit II zusammen (S7-S9), in der sich das erste Mal der Altersbereich der späteren Hochstandssedimente zeigt.

### **8.3.2. Erstellung eines Alters-Tiefen-Modells**

Wie oben gezeigt, ist das Alters-Tiefen-Verhältnis des Sedimentkerns äußerst komplex und wird durch einen zeitlich variablen Reservoireffekt beeinflusst. Dieser ist abhängig von der Menge und  $^{14}\text{C}$ -Aktivität des extern eingetragenen Kohlenstoffs (aus der Kalksteinformation oder den umliegenden lakustrinen Sedimenten). Aufgrund dieser Einschränkungen kann eine Reservoireffekt-korrigierte Chronologie für den Heihai nicht direkt aus den vorliegenden  $^{14}\text{C}$ -Altern gewonnen werden. Jedoch ist eine Abschätzung der minimalen und maximalen Sedimentationsraten in den einzelnen Kernabschnitten möglich.

### **Unit III, Dolomit als Indikator für allochthonen Karbonateintrag**

Wie bereits diskutiert, sind eingetragene allochthone Karbonate für den Hauptteil des Reservoireffekts in Unit III verantwortlich (s. Kap. 8.3.1). Dolomit steht dabei als Proxy für den allochthonen Karbonateintrag aus dem Kalksteineinzugsgebiet im Südwesten des Sees, da er a) in einem See wie dem Heihai nicht in-situ gebildet werden kann (Warren, 2000) und b) Transportspuren aufweist (s. Abb. 26). Daher ist in Tiefen mit gleichem Dolomitgehalt von einem ähnlich starken Reservoireffekt auszugehen. Eine Regressionsgerade im  $^{14}\text{C}$ -Altersmodell gezogen

durch Punkte gleichen Dolomitgehalts sollte demnach eine Steigung besitzen, die eine Annäherung für die durchschnittliche Sedimentationsrate darstellt. Durch die grobe und ungleichverteilte Beprobung kann diese Rate jedoch nur als ungefähre Näherung für den entsprechenden Abschnitt verstanden werden.

Auf die  $^{14}\text{C}$ -Alter am Heihai angewendet, resultiert dieser Ansatz in vier Regressionsgeraden jeweils gleichen Dolomitgehalts, welche durch  $>100$  Interpolationspunkte abgedeckt sind und ein hohes Bestimmtheitsmaß ( $R^2 > 0,75$ ) zwischen Alter und Tiefe besitzen (s. Tabelle 10). Die Steigungen dieser Regressionsgeraden liegen zwischen  $66$  und  $93 \text{ cm ka}^{-1}$  und wurden als beste Näherung für eine minimale und maximale Sedimentationsrate in Unit III angenommen (Tabelle 11 und Abb. 45).

Dolomit-Wert	Anzahl [n]	$R^2$	Steigung
0,3	1.094	0,95	0,0695
0,4	529	0,87	0,0662
0,5	572	0,75	0,0932
0,6	116	0,8	0,0895

**Tab. 10:** Beziehung zwischen Dolomit und den  $^{14}\text{C}$ -Altern in Unit III.

### Unit II, stabile Ablagerungsbedingungen

Unit II ist charakterisiert durch eine gleichmäßige Abnahme in der Alters-Tiefen-Relation, was auf eine stabile Seephase während der Ablagerung deutet, die nur sehr geringen hydrologischen Schwankungen unterlag (Stiller et al., 2001). Alle gemessenen geochemischen und geophysikalischen Variablen bestätigen eine stabile Phase der Seeentwicklung zu dieser Zeit (Ramisch, mündliche Mitteilung). Daher kann auch der Reservoireffekt in diesem Abschnitt als relativ konstant angenommen werden. Folglich entspricht eine lineare Regression durch die gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Alter der durchschnittlichen Sedimentationsrate für diesen Abschnitt am besten. Die Regressionsgerade durch die  $^{14}\text{C}$ -Alter in Unit II besitzt eine Steigung von  $38 \text{ cm ka}^{-1}$ . Die angenommenen stabilen Verhältnisse werden durch den sehr starken linearen Zusammenhang ( $R^2 = 0,94$ ) bestätigt (Abb. 27 auf Seite 83, links, gerade schwarze Linie). Diese Rate erscheint glaubwürdig und wurde als beste Näherung für Unit II angenommen (Tabelle 11 und Abb. 45).

### Unit I, der Einfluss der Hochstandssedimente

Die fast vertikale Alters-Tiefen-Beziehung im obersten Teil des Kerns kann durch die kontinuierliche Erosion der Hochstandssedimente und deren Auslaugung durch Tauprozesse erklärt werden (Kap. 8.1.3). Dabei scheint der Einfluss der recycelten Sedimente so massiv zu sein, dass das eigentliche Alter des datierten Materials

komplett überdeckt wird. Aufgrund dieser Fehlerquelle kann keine eindeutige Sedimentationsrate aus den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der Unit I gewonnen werden. Daher müssen andere Methoden verwendet werden (die nicht auf den Ergebnissen der  $^{14}\text{C}$ -Daten beruhen), um eine minimale und maximale Sedimentationsrate abzuschätzen.

### **Unit I, Minimales Altersszenario** (Model 1 und 2 in Abb. 45 und Tab. 11)

Die  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität in Seesedimenten gilt als Proxy für die anthropogene Produktion künstlicher Radionuklide, welche vom Menschen durch radioaktive Strahlung freigesetzt werden. Hauptsächlich geschieht das über oberirdische Kernwaffentests, die ab 1953 in größerem Umfang durchgeführt wurden und ihr Maximum 1963 erreichten (Cambrary et al., 1989; Bergkvist und Ferm, 2000). 1963 wurde schließlich das Partial Test Ban Treaty unterzeichnet, das alle atmosphärischen Kernwaffenversuche verbot. Als Folge nahm die globale Produktion von Radionukliden deutlich und stetig ab, bis sich 1986 das Tschernobyl Reaktorunglück ereignete, was zu einem erneuten Anstieg der Radionuklide in der Atmosphäre führte (Appleby, 2008). Dementsprechend werden diese Zeitmarken (1953, 1963 und 1986) am häufigsten für die zeitliche Einordnung von Sedimenten durch die  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität genutzt (Beginn, Maximum und sekundäres Maximum der Aktivität).

Aktuelle Studien, welche  $^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ -Datierungen aus unterschiedlichen Regionen des Tibet-Plateaus miteinander vergleichen, lassen jedoch an der allgemein üblichen Interpretation der  $^{137}\text{Cs}$  Peaks zweifeln (Yang und Turner, 2013).  $^{137}\text{Cs}$  ist vergleichsweise mobil und kann leicht im Sedimentkörper umgelagert werden. Die Zuordnung des ersten Auftretens des  $^{137}\text{Cs}$  zum Beginn der Atomwaffentests 1953 muss besonders kritisch gesehen werden, da diese häufig nur (noch) eine geringe Intensität besitzt und daher sehr anfällig für Umlagerungen ist. Demnach kann es zu signifikanten Fehlern kommen, besonders wenn die gewonnene Sedimentationsrate auf den kompletten Kern übertragen wird (Crusius und Anderson, 1995; Yang und Turner, 2013). Auch ist es immer noch nicht eindeutig geklärt, ob Radionuklide, die während des Tschernobyl Reaktorunglücks freigesetzt wurden, das Tibet-Plateau erreichten und für eine signifikante Erhöhung der  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität in lakustrinen Sedimenten sorgen konnten (Wu et al., 2010a; Yang und Turner, 2013). Daher scheint lediglich der Zeitpunkt der maximalen radioaktiven  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität in Seesedimenten ein verlässlicher zeitlicher Fixpunkt (1963) für lakustrine Ablagerungen auf dem TP zu sein.

Li (2013) ordnen die maximale  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität am Kusai zwar der Hochphase der chinesischen Kernwaffentests zu, die sie mit 1976 angeben, jedoch ist diese Zuweisung sehr fraglich, da erstens zu diesem Zeitpunkt kein eindeutiges Maximum chinesischer Atomtests auszumachen ist (Bergkvist und Ferm, 2000). Zweitens ver-

teilen sich Radionuklide aus oberirdischen Atomwaffentests gut in der Atmosphäre und produzieren so ein eher globales als lokales Signal (Walling und Quine, 1990). Zudem bestätigen verschiedene unabhängige Studien, dass die maximale  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität auf dem TP im Jahr 1963 auftrat (u.a. Xiang et al., 2002; Yang und Turner, 2013). Daher wurde bei der Interpretation der  $^{137}\text{Cs}$ -Werte am Heihai der Punkt höchster Aktivität (in 8 cm Sedimenttiefe) dem Jahr 1963 zugeordnet. Aus der Interpolation zur Sedimentoberfläche ergibt sich demnach eine Sedimentationsrate von  $163 \text{ cm ka}^{-1}$ .

Diese Rate erscheint jedoch ziemlich hoch, verglichen mit der angenommenen Sedimentationsrate von  $\approx 50 \text{ cm ka}^{-1}$  aus dem magnetostratigraphischen Vergleich des obersten Teils des Kerns und den  $38 \text{ cm ka}^{-1}$  welche für Unit II angenommen wurden. Die  $^{137}\text{Cs}$ -Sedimentationsrate ( $163 \text{ cm ka}^{-1}$ ) spiegelt wahrscheinlich lediglich die Ablagerungsbedingungen der obersten 8 cm im Kern wider und kann nicht auf die komplette Unit I übertragen werden. Durch den Druck der zunehmenden Sedimentauflast und den abnehmenden Wassergehalt zum Grund hin, nimmt die Kompaktion des Sediments mit zunehmender Tiefe exponentiell zu (Maier et al., 2013). Daher ist auch mit einer exponentiellen Abnahme der Sedimentationsrate zu rechnen. Für den Bohrkern am Heihai kann das Alter jedes Zentimeters bei einer exponentiell abnehmenden Sedimentationsrate zwischen 8 und 225 cm gemäß der Formel:

$$\text{Alter} = \frac{1}{e^{a * \text{Tiefe}}} * b$$

berechnet werden, wobei  $a = -0.0067$  und  $b = 0.172$  Konstanten sind, welche sich aus einer gleichmäßigen exponentiellen Abnahme zwischen den Sedimentationsraten in 8 cm ( $163 \text{ cm ka}^{-1}$ ) und 225 cm Tiefe ( $38 \text{ cm ka}^{-1}$ ) ergeben. Durch diese Einschränkungen können die berechneten Alter lediglich als minimale Alter für Unit I verstanden werden (Model 1 und 2 in Abb. 45 und Tab. 11).

#### **Unit I, maximales Altersszenario** (Model 3 und 4 in Abb. 45 und Tab. 11)

Die gemessenen  $^{14}\text{C}$ -Alter können als Summe aus dem variablen Reservoirereffekt und den unkalibrierten, "wahren" Altern interpretiert werden. Da ein negativer Reservoirereffekt für die Datierungen am Heihai ausgeschlossen werden kann (Kap. 8.3.1), stellen die kalibrierten Alter ohne Reservoirkorrektur (Reservoirfehler = 0 Jahre) eine maximale Begrenzung für die Chronologie dar (Tabelle 6).

Werden zwei zusammenhängende Linien, deren Steigung den Sedimentationsraten von Unit II ( $38 \text{ cm ka}^{-1}$ ) und Unit III ( $66$  und  $93 \text{ cm ka}^{-1}$ ) entsprechen, in

das Alters-Tiefen-Modell eingezeichnet und parallel entlang der Zeitachse (Abszisse) verschoben, bildet der Zwillingspunkt S17/S18 den ersten Schnittpunkt mit den (Reservoireffekt-unkorrigierten) kalibrierten Altern (vgl. Abb. 45). Dieser Fixpunkt ist der einzige mögliche Schnittpunkt mit den Linien der Sedimentationsraten, bei dem alle anderen Datierungen rechts der Sedimentationsgeraden liegen, also einen positiven Reservoireffekt besitzen. Würde ein anderer Fixpunkt aus den kalibrierten Altern ausgewählt, so ergäbe sich mindestens ein negativer Reservoireffekt bei den übrigen Datierungen. Die Messpunkte S17/S18 zeigen zudem ein sehr kleines Intervall an Messgenauigkeit, da die beiden Proben lediglich einen Zentimeter voneinander entfernt genommen wurden und sich in ihrem gemessenen Alter nur in einem Jahr (12.160 cal BP) überlappen. Das macht diesen Zwillingspunkt zu einem ausgezeichneten Fixpunkt, um das maximale Altersszenario aufzustellen.

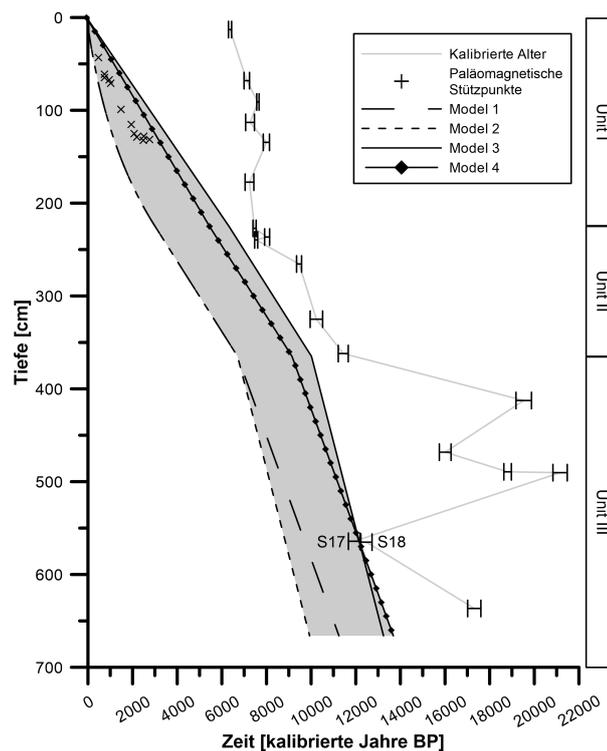
Werden nun die Linien der Sedimentationsraten durch diesen Fixpunkt gezogen, so bilden sie die maximale Altersbegrenzung für die Chronologie (vgl. Model 3 und 4 in Tabelle 11 und Abb. 45). Zusätzlich kann auch die Untergrenze von Unit I (in 225 cm Sedimenttiefe) bestimmt werden. Für die maximale (bzw. minimale) Sedimentationsrate in Unit III von  $93 \text{ cm ka}^{-1}$  (bzw.  $66 \text{ cm ka}^{-1}$ ) ergibt sich demnach für die Untergrenze von Unit I ein Alter von 6.320 cal BP (bzw. 5.450 cal BP). Diese beiden Alter können jeweils zur Sediment-Wasser-Grenze ( $0 \text{ cm} \hat{=} -61 \text{ cal BP} = 2011 = \text{Jahr der Beprobung}$ ) hin linear interpoliert werden, um die durchschnittliche Sedimentationsrate für Unit I zu erhalten. Bei einer angenommenen maximalen Rate von  $93 \text{ cm ka}^{-1}$  für Unit III ergibt sich eine Sedimentation von  $35 \text{ cm ka}^{-1}$  in Unit I. Eine angenommene Minimumsedimentationsrate von  $66 \text{ cm ka}^{-1}$  in Unit III, resultiert in einer Rate von  $41 \text{ cm ka}^{-1}$  für Unit I (Tabelle 11 und Abb. 5, Modell 3 und 4).

### 8.3.3. Finales Alters-Tiefen-Modell

Die verschiedenen Sedimentationsraten unter den oben genannten Annahmen können zu vier möglichen Szenarien kombiniert werden, welche in Tabelle 11 zusammengefasst sind und in Abb. 45 visualisiert wurden.

	Modell 1	Modell 2	Modell 3	Modell 4
Unit I	Exp. Abnahme	Exp. Abnahme	41	35
Unit II	38	38	38	38
Unit III	66	93	66	93

**Tab. 11:** *Angenommene Sedimentationsraten (in  $\text{cm ka}^{-1}$ ) der drei Kernabschnitte basierend auf den Annahmen aus dem Text.*



**Abb. 45:** *Finales Alters-Tiefen-Modell des Heihai. Grau schraffierte Fläche repräsentiert das Konfidenzintervall der Alter aus den kombinierten vier Modellen der Sedimentationsraten (vgl. Tabelle 11). Kalibrierte  $^{14}\text{C}$ -Alter wurden als schwarze Fehlerbalken eingetragen und mit einer grauen Linie verbunden.*

Werden alle vier Altersmodelle kombiniert, entsteht ein Konfidenzintervall für die Reservoir-effekt-korrigierten und kalibrierten Jahre (graue Fläche in Abb. 45). Das Konfidenzintervall für die angenommenen Alter beträgt durchschnittlich 2.900 Jahre, vergrößert sich jedoch leicht mit zunehmender Sedimentmächtigkeit. Obwohl es sich nur um eine grobe Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte auf der Grundlage von angenommenen Sedimentationsraten handelt, bestätigen die Ergebnisse der paläomagnetischen Analyse (Kreuze in Abb. 11) und die daraus interpolierte Sedimentationsrate ( $50 \text{ cm ka}^{-1}$ ) das aufgestellte Konfidenzintervall. Leider war lediglich eine paläomagnetische Messung des obersten Kernabschnitts möglich, so dass die Ergebnisse nur für den obersten Bereich validiert werden können.

#### 8.3.4. Prozessbasierte Chronologie und paläoklimatische Interpretation

Basierend auf der aufgestellten Chronologie (Abb. 45) wurden die untersten Sedimente im Kern (Unit III) während des Spätglazial/Frühholozän abgelagert. Dieses Intervall ist auf dem TP charakterisiert durch Gletscherschmelze und verstärkte Niederschläge, was ein Auffüllen der morphologischen Becken zur Folge hatte

und gilt daher als Initialphase der Seeentwicklung (Fang, 1991; Herzschuh, 2006; Wang et al., 2010). In dieser frühen Phase der Seegenese reagierte der Heihai vermutlich schnell auf den vorherrschenden Sedimenteintrag aus dem Einzugsgebiet durch Änderung seiner chemischen und isotopischen Zusammensetzung. Daher nahm die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität des Seewassers, in Phasen von hohem Eintrag allochthonen Kalksteins (der in dieser Studie durch Dolomit repräsentiert wurde), rasch ab (Abb. 29). Aquatische Pflanzen, die zu dieser Zeit wuchsen, bauten den gelösten  $^{14}\text{C}$ -angereicherten Kohlenstoff aus dem Seewasser in ihre Biomasse ein, was einen hohen Reservoireffekt bei ihrer Datierung zur Folge hatte und somit zu einer Überschätzung ihres  $^{14}\text{C}$ -Alters führte (z.B. Probe S13 oder S16). Dagegen waren Pflanzen, die in Zeiten geringen Dolomiteintrags wuchsen, weniger stark vom Reservoireffekt betroffen und zeigen entsprechend geringere  $^{14}\text{C}$ -Alter (z.B. Probe S17 oder S18).

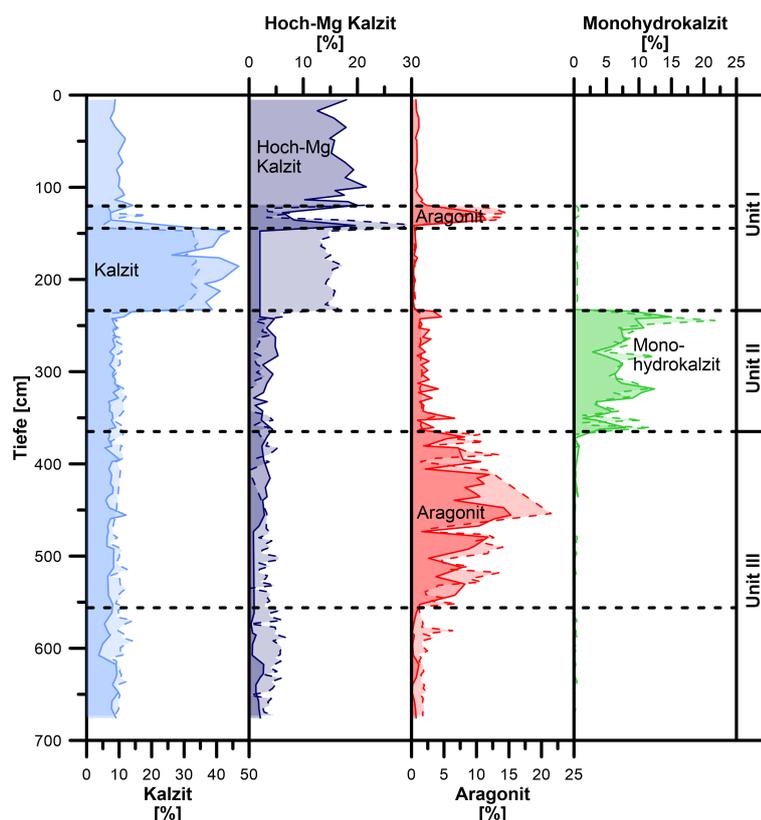
Der Dolomitgehalt befindet sich im mittleren Kernabschnitt auf einem vergleichsweise niedrigen Niveau und besitzt einen leicht abnehmenden Trend (Unit II, Abb. 29 auf Seite 87), was die abnehmende Bedeutung der allochthonen Karbonate an dem Gesamtmineraleintrag in den See belegt. Diese Phase der Seeentwicklung ist ebenfalls durch die Ausbildung von Monohydrokalzit und dessen Etablierung als dominantes authigenes Karbonat gekennzeichnet (Abbildung 46). Des Weiteren zeigen die Datierungen in diesem Kernabschnitt eine lineare Alters-Tiefen-Relation (Abb. 27 auf Seite 83). Daher ist anzunehmen, dass während der Ablagerung der Sedimente von Unit II konstante geochemische und hydrologische Bedingungen herrschten. Basierend auf dem Alters-Tiefen-Modell (Abb. 45) fällt Unit II mit der ersten Hälfte des Holozäns zusammen, das weithin als Klimaoptimum bekannt ist und sich durch eine Intensivierung der monsonalen Niederschläge in weiten Teilen des TP auszeichnet (Doberschütz et al., 2014; Fang, 1991; Herzschuh, 2006; Wang et al., 2010). Auch am Heihai kann daher von relativ humiden Bedingungen ausgegangen werden, die zu einem Anstieg des Seespiegels führten. Die Entkoppelung des Eintrags allochthoner Karbonate vom Altersmodell könnte daher auch Folge des verstärkten Niederschlags sein, der modernen ( $^{14}\text{C}$ -angereicherten) Kohlenstoff dem Seewasser zuführte und so die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration im See erhöhte (vgl. Philippsen, 2013; Philippsen und Heinemeier, 2013; Stein et al., 2004). Zusätzlich ermöglichte die größere Ausdehnung des Sees (durch den Seespiegelanstieg) einen besseren  $\text{CO}_2$ -Austausch mit der Atmosphäre (vgl. Geyh et al., 1998). Daher wurden Pflanzen, die zu dieser Zeit wuchsen, weniger stark vom Reservoireffekt beeinflusst.

Die Ablagerung der Sedimente aus dem obersten Kernabschnitt (Unit I) fällt, nach dem Altersmodell, in die Zeit des Spätholozäns (Abb. 45). Diese Periode ist durch eine Entwicklung hin zu ariden Bedingungen gekennzeichnet und findet sich auf

dem gesamten TP wieder (Fang, 1991; Herzschuh, 2006; Mischke et al., 2008; Wang et al., 2010). Auch scheint die Temperatur (bis zur Zeit der Industrialisierung) in dieser Phase abzunehmen und damit die Entwicklung von Permafrost zu fördern (Wang et al., 2010). Als Konsequenz der Aridisierung ist am Heihai von einer Abnahme des Seespiegels auszugehen, wodurch die ehemaligen Seesedimente im Randbereich des Sees trockenfielen. Im Anschluss daran wurden die Sedimente durch die Ausbildung von Segregationseis angehoben, was sie verstärkt der fluvialen und litoralen Erosion aussetzte. Andauernde Erosion und saisonales Auftauen der Sedimente remobilisierte die ehemaligen kalzithaltigen Ablagerungen und brachte zusätzlichen, an  $^{14}\text{C}$  verarmten Kohlenstoff in den See. Entsprechend nahm die  $^{14}\text{C}$ -Konzentration im See ab. Der  $^{14}\text{C}$ -abgereicherte Kohlenstoff wurde in den Litoralbereichen von Pflanzen aufgenommen, was ihre Radiokarbonalter nachhaltig beeinflusste. So brachte der kontinuierliche Eintrag von  $^{14}\text{C}$ -verarmtem Kohlenstoff aus den exponierten Seesedimenten die relativ homogenen  $^{14}\text{C}$ -Alter aus Unit I hervor. Der moderne Reservoirereffekt des Heihai ( $6.465 \pm 75$   $^{14}\text{C}$ -Jahre) ist einer der höchsten je gemessenen Werte auf dem gesamten TP und zeigt den fortwährenden Eintrag von  $^{14}\text{C}$ -verarmtem Kohlenstoff aus den Hochstandssedimenten (s. Kap. 8.1.5).

### 8.3.5. Abschätzung des Alters der Hochstandssedimente

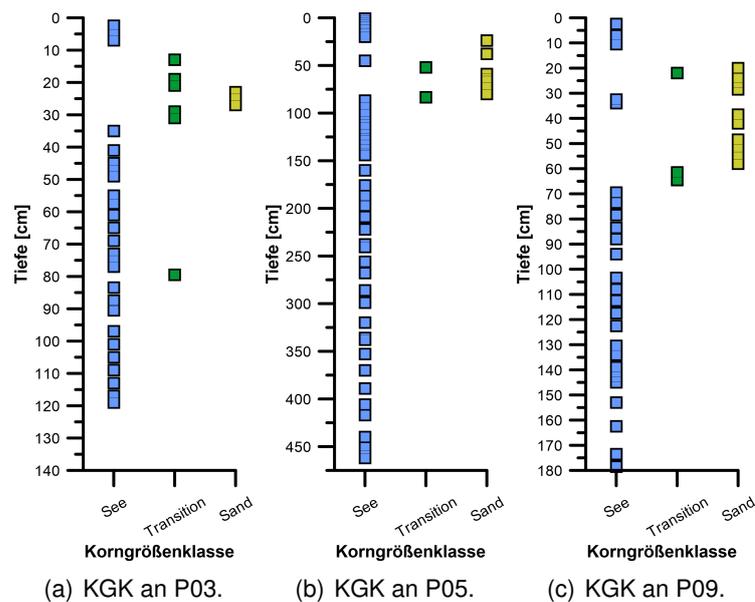
Die lakustrinen Ablagerungen in den Hochstandsprofilen (Korngrößenklasse "See") besitzen eine auffallend ähnliche Korngrößenzusammensetzung (s. Kap. 7.2.1 und Appendix A.4). Auch zeigen sie eine geringe Variation in der Lage ihres Kalzitpeaks (Kap. 7.2.3). Dies legt die Vermutung nahe, dass die Sedimente unter den gleichen physikalischen und geochemischen Bedingungen abgelagert wurden und demnach in einen ähnlichen Ablagerungszeitraum fallen. Die einzelnen Profile unterscheiden sich jedoch in ihrer Elementzusammensetzung (Kap. 7.2.2) und zeigen auch bei der Abfolge der mineralogischen Komposition (vgl. Appendix A.4) kein einheitliches Bild. Die räumliche Variation in den Daten lässt auf die Dominanz der unterschiedlichen lokalen Teileinzugsgebiete schließen, die ein vergleichbares globales (einzugsgebietsübergreifendes) Ablagerungssignal des gesamten Seesystems überprägen. Auch sind die Profile stark durch postsedimentäre Prozesse beeinflusst (vgl. Kap. 8.2.3), was zu einer weiteren räumlichen Varianz innerhalb der Zusammensetzung führt. Dieser Befund zeigt, dass für das Prozessverständnis eines komplexen Systems wie dem des Heihai die Informationen aus mehreren Archiven beachtet werden sollten, da viele Unterschiede erst im räumlichen Vergleich untereinander sichtbar werden (vgl. Yan und Wünnemann, 2014). Jedoch erschweren die heterogenen Ablagerungsmuster in den Profilen eine allgemeingültige stratigraphische Anpassung.



**Abb. 46:** Karbonatvariation innerhalb der Bohrkerne nach Ramisch (2015) (PG, gestrichelte Linie) und Chen (2014) (C2, durchgezogene Linie). Die Graphen geben den prozentualen Anteil von Kalzit (blau), Hoch-Mg-Kalzit (lila), Aragonit (rot) und Monohydrokalzit (grün) an der Gesamtmineralogie an.

Eine Korrelation der lakustrinen Phase der Hochstandssedimente über die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen ist ebenfalls mit großen Unsicherheiten behaftet, da sämtliche Datierungen aus den Profilen ein  $^{14}\text{C}$ -Alter besitzen, das mit der homogenen Altersverteilung in Unit I (im Bohrkern) übereinstimmt. Dieses Alterssignal war aufgrund der Remobilisierung der Hochstandssedimente über einen langen Zeitraum im See dominant und überprägte somit das eigentliche Alter der aquatischen Lebewesen (Kap. 8.3.1). Durch diese Unsicherheiten ist für die lakustrinen Schluffe ebenfalls keine genaue Altersbestimmung aus den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der Profile möglich.

Eine auffällige Gemeinsamkeit der Profile besteht jedoch im Auftauchen einer Sandschicht, in den oberen Profilabschnitten (Korngrößenklasse "Sand"). Sie unterbricht die lakustrinen Ablagerungen und teilt diese in eine mächtige (unten anschließende) und weniger stark ausgeprägte (oberflächennahe) Lage der Korngrößenklasse "See" (s. Abb. 47). Der Übergang zwischen Sand- und Schluffablagerungen ist meist mit dem Auftauchen der Korngrößenklasse "Transition" verbunden.

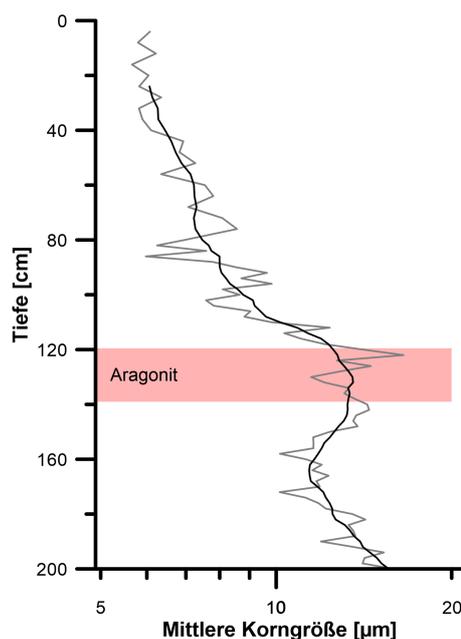


**Abb. 47:** Einteilung der Proben nach Korngrößenklasse (KGK) an den Profilen P03 (a), P05 (b) und P09 (c). "See" = blau, "Transition" = grün, "Sand" = gelb.

Die geochemische Zusammensetzung der Sande ist weniger heterogen als die der Schluffe (s. Kap. 7.2.2), was auf ein einzugsgebietübergreifendes Ablagerungssignal hindeutet. Eine lineare Interpolation durch die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen der einzelnen Profile grenzt die Ablagerung der Sande auf einen engen Bereich zwischen 6.540 und 6.865  $^{14}\text{C}$  a BP (Mittelwert  $\approx 6.750$   $^{14}\text{C}$  a BP) ein. Zwar sind die Datierungen durch die Unsicherheiten im RE mit Vorsicht zu behandeln (s. oben und Kap. 8.3.1), jedoch könnte die enge Altersspanne auch ein Indiz für eine gleichzeitig stattfindende Ablagerung sein.

Aufgrund der vergleichbaren geochemischen Zusammensetzung und der geringen Altersspanne der Sandablagerungen (verglichen mit den lakustrinen Schluffen), ist von einem einzugsgebietsübergreifenden Ablagerungssignal auszugehen, was die Sandbänder als möglichen Markerhorizont erscheinen lässt.

Die  $^{14}\text{C}$ -Alter der Sandbänder lassen sich, in einer ersten groben Einteilung, Unit I des Kerns zuordnen. Diese ist durch den Wechsel von drei dominanten Karbonatfazies gekennzeichnet. Zwischen 220 – 140 cm Tiefe bildet sich Kalzit als dominantes Karbonat. Darauf folgt eine gering mächtige Aragonitschicht (140 – 120 cm), an die sich Hochmagnesium-Kalzit bis zum Profiltop anschließt (120 – 0 cm Tiefe) (s. Abb. 46 sowie Chen, 2014; Ramisch, 2015 für weitere Informationen). Aragonit wird bevorzugt in Seen ausgefällt, die eine besonders hohe Mg-Konzentration aufweisen, da das Auftauchen von Magnesium das Wachstum von Kalzitkristallen hemmen kann und so die selektive Entstehung von Aragonit begünstigt (Füchtbauer,



**Abb. 48:** Korngrößenveränderung in der obersten Hälfte des Seebohrkerns C2 (graue Linie). Zur besseren Interpretierbarkeit wurde ein gleitendes Mittel ( $n=5$ ) über die Proben gelegt (schwarze Linie). Die Aragonitschicht wurde rot hervorgehoben. Datengrundlage: Ramisch (2015).

1988). Da die Konzentration von Magnesium durch Verdunstung des Seewassers erhöht wird und eine Abhängigkeit zwischen der Mg-Konzentration und der Ausbildung von Aragonit besteht, wird Aragonit oft als Indikator für aride Bedingungen interpretiert, in denen der Seespiegel durch Evaporation rückläufig ist und sich so die Ionenkonzentration im Wasser erhöht.

Die Aragonitschicht im Kern geht mit einer Erhöhung der mittleren Korngröße einher (s. Abb. 48), was die Koppelung der Ablagerungen an eine relative Trockenphase weiterhin unterstreicht (Chen, 2014). Durch die reduzierte Seefläche verkürzte sich der Transportweg der Fracht aus dem Einzugsgebiet zum Seezentrum. Somit konnten auch größere Körner zur Kernposition gelangen und dort abgelagert werden (Wu et al., 2006). Während die Korngrößenerhöhung im Seezentrum jedoch nur schwach ausgeprägt war, fiel sie vermutlich im trockenengefallenen distalen Bereich erheblich größer aus und ist heute in den charakteristischen Sandbändern der Hochstandsprofile zu finden.

Unter der Voraussetzung, dass die Sandlagen in den Hochstandssedimenten zur selben Zeit abgelagert wurden als im See Aragonit dominierte, kann das Alter der Hochstandsprofile aus dem Alters-Tiefen-Modell des Bohrkerns abgeschätzt werden. Die Aragonitschicht erstreckt sich zwischen 139 und 120 cm Tiefe, was einem Alter zwischen  $2.580 \pm 1.300$  und  $2.180 \pm 1.165$  cal BP entspricht (s. Abb. 45). Dieses Ergebnis stimmt mit den meisten paläoklimatischen Untersuchungen

auf dem TP überein, die eine plateauweite Trockenphase für das späte Holozän postulieren (Fang, 1991; Herzsuh, 2006; Wang et al., 2010). Diese setzte vor ca. 5 ka BP ein und verstärkte sich gegen 2 ka BP (Chen et al., 2008; Yu et al., 2001). Ein Trend zu ariden Bedingungen wird u.a. durch Untersuchungen am Lagkor Tso (Lee et al., 2009), Sumxi Co (Avouac et al., 1996; Gasse et al., 1991) (beide Westt Tibet), Cuoe Lake (Yanhong et al., 2006) (Zentraltibet), Qinghai (Liu et al., 2002), Koucha (Mischke et al., 2008) (beide Nordosttibet) und Tso Kar (Wünnemann et al., 2010) (Südtibet) belegt.

Die zeitliche Einordnung der Sandbänder wird weiter durch erste OSL-Alter (Optically Stimulated Luminescence) unterstützt, die Stauch et al. (in Vorbereitung) an äolischen Ablagerungen im Norden des Heihai nahmen. So postulieren sie eine Phase starker äolischer Ablagerung um 3,5 ka BP. Diese Datierungen bestätigen das angenommene Alter der äolischen Aktivphase zwischen  $2,5 \pm 1,5$  ka BP (Altersmodell See), in welche die Bildung der Aragonitschicht im Bohrkern sowie die Ablagerung der Sandlagen in den Hochstandsedimenten fallen. Unterhalb der Sandschichten schließt sich bei den meisten Profilen die Hauptphase der lakustrinen Ablagerung an. Damit markieren die Sandschichten die zeitliche Obergrenze für die lakustrine Hauptphase der Onshore Profile (und damit auch den Höchststand des Sees).

Eine weitere Limitierung besteht, da die homogenen Alter im obersten Kernabschnitt des Bohrkerns (Unit I) Folge des Sedimentrecyclings der ehemaligen Hochstandssedimente sind (Kap. 8.3.1). Demnach markiert die unterste Kerndatierung in dieser Altersspanne (Probe S09, in 2,4 m Tiefe) den Beginn der Erosion der Hochstandssedimente. Damit fällt der Höchststand vermutlich in die Zeit der Monohydrokalzitablagerung (233 – 365 cm Tiefe). Entsprechend des Altersmodells für den Kern ist der Höchststand des Heihai also zwischen  $4.875 \pm 1.650$  und  $8.360 \pm 1.650$  cal a BP (s. Abb. 45) einzugrenzen. Diese Periode gilt gemeinhin als Gunstphase der Seegenese (u.a. Herzsuh, 2006; Wang et al., 2010), was die getroffenen Annahmen weiter unterstützt.

## 9. Zusammenfassung

### 9.1. Zusammenfassung der morphologischen Studien

Seespiegelschwankungen am Heihai können anhand von litoral-morphologischen Formen nachgewiesen werden. Das niedrigste Level, welches heute noch in der Bathymetrie des Sees erkennbar ist ( $T1_{sub}$ ), liegt -17/-18 Meter unterhalb des modernen Seespiegels und stellt den frühesten Entwicklungsstand des Sees dar. Zur Zeit der Terrassenbildung besaß der Heihai ein Volumen zwischen  $7,98 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (-18 m) bzw.  $1,45 \cdot 10^7 \text{ m}^3$  (-17 m). Im Anschluss an den Tiefststand füllte sich das Becken des Sees auf und erreichte das höchste Niveau ungefähr 5 – 15 m oberhalb des modernen Seespiegels, was einem Wasservolumen von  $6,4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (+5 m) bzw.  $1,9 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  (+15 m) entspricht. Es folgte ein leichter Rückgang des Seespiegels, in dessen Folge sich Permafrost in den ehemaligen Hochstandssedimenten etablierte und diese anhub. In den gehobenen lakustrinen Ablagerungen sind vier Terrassengenerationen (T0 – T3) ausgeprägt, die sich rezent im Mittel auf ca. 0,3 (T0), 1,1 (T1), 2,2 (T2) und 3,2 (T3) Meter oberhalb des Seespiegels erheben. Die T1 kann auf ein einzelnes Starkregenereignis aus dem Jahr 2010 zurückgeführt werden, bei dem rund dreimal so viel Niederschlag wie gewöhnlich fiel. Der Heihai befindet sich mindestens seit den letzten 40 Jahren in einem hydrologischen Gleichgewicht und reagiert aufgrund seines Auslasses kaum auf Änderungen im Zufluss aus dem Einzugsgebiet. Diese werden, anders als beim Nachbarsee, dem endorheischen Kleinen Kusai, innerhalb kürzester Zeit durch einen angepassten Abfluss ausgeglichen, so dass Seespiegelschwankungen am Heihai rezent nur in einem sehr begrenzten Maße stattfinden und maximal 0,6 m o.a.S. (T0) erreichen.

Die Hochstandssedimente zeigen Bereiche großer periglazialer Hebung, die vor allem im Nordwesten des Sees ausgeprägt sind und mächtige Lithalsen mit einer maximalen Höhen zwischen 7 – 10 m o.a.S. hervorbringen. In der modernen Uferzone haben sie hohe Kliffs zum See hin ausgebildet, wodurch sie teilweise starker litoraler Erosion unterliegen. Dem gegenüber stehen bereits erodierte Flächen der Hochstandssedimente, welche besonders im Umfeld von fluvialen Erosionsrinnen auftreten oder als Thermokarstdepressionen im Einzugsgebiet ausgebildet sind. In Ufernähe sind diese Bereiche durch flache Küsten gekennzeichnet.

Die Lithalsen am Heihai unterliegen einer Reihe destruktiver Prozesse, die zu einer zyklisch ablaufenden Freilegung und Wiederbedeckung des Sedimentkerns im Inneren der Permafrosthügel führen. Die dabei erodierten Sedimente werden zurück in den See transportiert und beeinflussen u.a. die Kohlenstoffisotopie des Seewassers maßgeblich mit.

## 9.2. Zusammenfassung der Sedimentanalyse

Die Hochstandssedimente des Heihai können ihrer Korngröße nach in drei separate Verteilungsklassen unterteilt werden. Die größte Klasse zeigt Modi zwischen 200 – 400  $\mu\text{m}$  und geht vermutlich auf äolische Ablagerungen zurück. Die feinste Korngrößenverteilung besitzt Modi zwischen 4 – 8  $\mu\text{m}$ , was ungefähr der Korngröße der modernen Ablagerungen aus der Mitte des Sees entspricht. Daher konnten diese Sedimente als ehemalige lakustrine Ablagerung identifiziert werden. Die äolischen Sande sind in den Profilen meist in einem 5 – 35 cm dünnen Band ausgeprägt, dass die lakustrinen Schluffe in ein mächtiges, nach unten anschließendes Sedimentpaket und eine weniger mächtige, oberflächennahe Schicht von 20 – 35 cm Dicke untergliedert. Im Übergangsbereich tritt eine bimodale Mischklasse auf, deren Korngrößenmodi den Peaks der beiden Hauptklassen entsprechen.

Die beiden Hauptkorngrößenverteilungsklassen (lakustrine Schluffe und äolische Sande) unterscheiden sich in ihrer Elementzusammensetzung erwartungsgemäß besonders in ihrem allochthonen Anteil. Die heterogenen Teilgruppen beeinflussen die Korrelationen der Elemente und können somit auch, je nach Datensatz, die Ergebnisse der Faktorenanalyse verändern.

Die mineralogische Auswertung der XRD-Profile zeigt, dass diese größtenteils aus Quarz, Glimmer, Feldspäten, Kalzit, Chlorit und Dolomit aufgebaut sind. Daneben wurden in einigen Proben auch Spuren von Gips, Pyrit (nahe Organikmatten) und Halit (an der Oberfläche der Profile) gefunden. Die singuläre Bildung dieser Minerale sorgt bei der Elementzusammensetzung für Ausreißer, die vorhandene Korrelationen unterdrücken oder Scheinkorrelationen erzeugen können.

Dolomit besitzt in den Hochstandssedimenten eine xenomorphe Struktur und kann als exogene Komponente angesehen werden. Als einzige authigene Karbonatausfällung konnte Kalzit in den lakustrinen Ablagerungen nachgewiesen werden. Die Peaks des Kalzits liegen sehr eng beisammen (zwischen 3,026 und 3,035 Å), so dass in allen Profilen von einer Ausfällung unter ähnlichen geochemischen Bedingungen ausgegangen werden kann. An der Oberfläche einiger Profile wurden zudem Krusten aus ausgehärtetem Kalzit gefunden, die auf eine Remobilisierung der Karbonate im Sedimentkörper hindeuten.

Um die Prozesse, die hinter der Ablagerung der Hochstandssedimente stecken, korrekt analysieren zu können, musste der Datensatz um die Proben beschnitten werden, die nicht unter lakustrinen Bedingungen abgelagert wurden oder durch singuläre Mineralbildungen Ausreißer in der Elementzusammensetzung erzeugen (s.o.). Ferner sollte eine zusätzliche Eliminierung der Variablen, die nur wenig zur Varianzaufklärung im Faktorenmodell beitragen, die vorhandenen Korrelationen stärker betonen. So brachte eine Faktorenanalyse (FA-4), welche aus der Teilmenge der Korngrößenklasse "See" bestand, unter Eliminierung der Proben, die durch

Halitbildung Ausreißer im Na-Gehalt erzeugten und unter Auslassung der Elemente, die nichts zur Varianzaufklärung beitrugen (P und S), die deutlichsten Ergebnisse. Daraus konnten drei robuste Faktoren identifiziert werden, die die Ablagerungs- und Mobilisierungsprozesse innerhalb der lakustrinen Sedimente charakterisieren. Ca-Sr-Mg bilden in den Hochstandssedimenten einen Faktor, der stellvertretend für die ehemalige Karbonatproduktion im See angesehen werden kann. Na-K-Mg zeigen die Remobilisierung der Elemente an, die größtenteils dem Evaporationszog in den Profilen folgt. Der dritte Faktor aus Fe und Mn ist besonders an Schichtsilikaten angereichert und könnte als Indikator für Hydrolyse und periglaziale Verwitterungsprozesse innerhalb der Profile interpretiert werden.

### **9.3. Zusammenfassung der chronologischen Arbeiten**

Die Datierungen am Bohrkern aus dem Heihai unterliegen einem starken Reservoirereffekt, der durch den wechselnden Einfluss aus verschiedenen Kohlenstoffquellen gesteuert wird. Der unterste Teil des Kerns (365 – 700 cm) ist dabei größtenteils von exogenen Karbonaten beeinflusst, die je nach Stärke des Karbonateintrags aus dem Einzugsgebiet auch  $^{14}\text{C}$ -reduzierten Kohlenstoff in den See eintrugen (was zu einem Anstieg des Reservoirereffekts in dem Pflanzenmaterial aus dieser Zeit führte). Ab einer Tiefe von 177 cm dominiert eine weitere Kohlenstoffquelle die Ausprägung des Reservoirereffekts. Ab diesem Punkt sorgte die massive und kontinuierliche Remobilisierung der alten Hochstandssedimente für eine Homogenisierung der  $^{14}\text{C}$ -Alter. Die Erosion der Hochstandssedimente ist auch rezent noch zu beobachten (s. Morphologie) und spiegelt sich in dem hohen modernen Reservoirereffekt von  $6.465 \pm 75$   $^{14}\text{C}$ -Jahren wider.

Ein Sandband, das in fast allen Offshore Profilen auftritt und sich zwischen den lakustrinen Ablagerungen entwickelte, kann als Markerhorizont einer kurzen Trockenphase verwendet werden und fällt mit der dominanten Ausscheidung von Aragonit im Kern ( $2,5 \pm 1,4$  ka BP) und einer äolischen Aktivitätsphase im Einzugsgebiet um 3,5 ka zusammen (Stauch et al., in Vorbereitung). Demnach ereignete sich die Hauptphase des Hochstands am Heihai während im See Monohydrokalzit ausgefällt wurde. Damit kann das Alter des Hochstands zwischen  $4.875 \pm 1.650$  und  $8.360 \pm 1.650$  cal a BP eingegrenzt werden.

## 10. Synthese

Unter modernen Bedingungen unterliegen die Hochstandssedimente am Heihai verstärkt fluvialer und litoraler Erosion. Daneben spielen ebenfalls periglaziale Verwitterungsprozesse (besonders im Westen des Sees) eine wichtige Rolle. Dabei wird der Sedimentverbund durch die jährlichen Tau- und Frostwechsel gelockert und gelöste Bestandteile mit dem entstandenen Schmelzwasser zurück in den See getragen. Diese Prozesse zeigen sich ebenfalls in der Mineral- und Elementkomposition der Hochstandssedimente und können durch die Varianz der Schichtsilikate bzw. deren Indikatorelemente Fe und Mn (Faktor-3) erfasst werden. Durch den hohen Evaporationsdruck, der auf dem Hochplateau herrscht, unterliegen die leicht löslichen Elemente (Na, K und Mg, Faktor-2) in den Hochstandssedimenten zusätzlich starker Mobilität und zeigen demnach Remobilisierung innerhalb der Sedimente an. Das ursprüngliche Ablagerungssignal der Karbonate ist in dem Zusammenspiel von Ca und Sr (Faktor-1) zu finden.

Die untersuchten Profile der Hochstandssedimente waren zur Zeit der lakustrinen Ablagerungsphase stark von den jeweiligen Teileinzugsgebieten geprägt und unterlagen anschließend massiven postsedimentären Umlagerungsprozessen. Die daraus resultierende heterogene Element- und Mineralkomposition erschwert eine allgemeine Aussage über die Ablagerungsdynamik des Sees während seines Hochstands. Des Weiteren verkomplizieren die Datierungsunsicherheiten durch den hohen und variablen Reservoireffekt den Vergleich der Profile untereinander. Daher ist lediglich eine grobe prozessgenetische Rekonstruktion der Entwicklungsgeschichte des Heihai möglich, die sich auf eine Kombination aller sedimentologischen und morphologischen Befunde dieser Arbeit stützt. Diese wurden (wenn möglich) in Beziehung zu den Ergebnissen der Kernstratigraphie (aus Ramisch, 2015 und Chen, 2014) gesetzt, um eine durchgängige Chronologie aufstellen zu können (s. Tab. 12).

Basierend auf den chronostratigraphischen Ergebnissen begann die Initialphase der Seeentwicklung am Heihai im Spätglazial/Frühholozän. Im Kern zeigt eine schwache Karbonatausfällung (670 – 555 cm Sedimenttiefe, s. Abb. 46) einen unstillen Seespiegel, der sich auf einem geringen Niveau befand und schnell auf die Variationen des exogenen Eintrags aus seinem Einzugsgebiet reagierte. So folgte die Kohlenstoff-Isotopenchemie des Sees deutlich den Änderungen im exogenen Karbonatinput, was sich bei den  $^{14}\text{C}$ -Datierungen im Kern in einem stark schwankenden Reservoireffekt bemerkbar macht. Im Folgenden (555 – 365 cm Sedimenttiefe) kam es zur Ausfällung von feinlaminierten Aragonitlagen (s. Abb. 46, rot), was eine beständige Ablagerung anzeigt, jedoch für eine hohe Ionenkonzentration im Seewasser spricht. Vermutlich fallen diese ersten Phasen der Seeentwicklung

mit der Etablierung der Terrasse T1<sub>sub</sub> bei -17/-18 m heutiger Wassertiefe zusammen. Demnach verfügte der Heihai zu dieser Zeit über ein Wasservolumen von  $7,98 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (-18 m) bzw.  $1,45 \cdot 10^6 \text{ m}^3$  (-17 m) und bedeckte dabei eine Fläche von  $5,54 \text{ km}^2$  (-18 m) bzw.  $7,44 \text{ km}^2$  (-17 m).

Bei einer Sedimenttiefe im Kern zwischen 365 – 233 cm dominiert Monohydrokalzit (Abb. 46, grün) die Karbonatausfällung. Chronologisch fällt diese Phase in die erste Hälfte des Holozäns – eine Zeit, die auf dem TP als Klimaoptimum bekannt ist (Fang, 1991; Herzsuh, 2006; Wang et al., 2010; Liu et al., 2013). Sie gilt als Gunstphase der Seeentwicklung, in der sich das Becken des Heihai vermutlich durch erhöhten Zustrom aus dem Einzugsgebiet (Gletscherschmelze, Intensivierung der Niederschläge) mit Wasser auffüllte. Dabei stieg der Seespiegel bis auf eine Höhe von 5 – 15 m über sein aktuelles Niveau an und lagerte die lakustrinen Sedimente ab, die heute in exponierter Lage eine Fläche von  $28 \text{ km}^2$  einnehmen. Durch die Flächenerweiterung des Sees erhöhte sich der CO<sub>2</sub>-Austausch mit der Atmosphäre, was zu einer Abnahme der Bedeutung des allochthonen Karbonats für den Reservoireffekt führte. Zusätzlich trugen die vermehrten Niederschläge Kohlenstoff mit atmosphärischer <sup>14</sup>C-Konzentration in den See ein, was ebenfalls den Reservoireffekt im See herabsetzte. Das Wasservolumen des Sees zu dieser Zeit betrug zwischen  $6,4 \cdot 10^8 \text{ m}^3$  (+5 m) und  $1,9 \cdot 10^9 \text{ m}^3$  (+15 m).

Das Ende der Hauptphase des Hochstands entspricht ungefähr einer Kerntiefe von 177 cm (Datierung S06). Oberhalb dieser Position zeigen sämtliche <sup>14</sup>C-Datierungen im Kern (Unit I) homogene Alter, was auf einen kontinuierlichen Zustrom von <sup>14</sup>C-reduzierten Kohlenstoffs hindeutet, der den Reservoireffekt – und damit auch die <sup>14</sup>C-Alter – bis heute dominiert. Die Quelle diesen "alten Kohlenstoffs" ist in den ehemaligen Hochstandssedimenten zu finden, die nach Rückgang des Seespiegels erodiert und in den See zurückgeführt wurden. Ihre Remobilisierung hält bis heute an und ist für den hohen modernen Reservoireffekt von  $6.465 \pm 75$  <sup>14</sup>C-Jahren verantwortlich.

Des Weiteren ist bei einer Sedimenttiefe von 180 cm ein Wechsel der dominanten Ostrakodenarten zu erkennen. Vor dieser Grenze beherrschen größtenteils saline Arten die Zusammensetzung der Lebensgemeinschaft (z.B. *Limnocythere inopinata*), die im Folgenden von Brackwasserspezies (z.B. *Ilyocypris cf. bradyi*) und später von Frischwasserlebewesen (z. B. *Leucocythere dorsotuberosa*) abgelöst wurden (Zhang et al., 2013). Dieser Wechsel in der Salinität des Sees könnte auf eine Öffnung des Heihai zurückzuführen sein (vgl. Mischke et al., 2008; Zhang et al., in Vorbereitung). Daher geht der Rückgang des Seespiegels nach seinem Höchststand vermutlich eher auf die sich ändernde Abflusssdynamik zurück und wurde nicht zwangsläufig durch eine Variation der klimatischen Verhältnisse ausgelöst.

Um 3,5 ka ereignete sich am Heihai eine relative Trockenphase, die sich im Kern durch die Ausbildung von Aragonit (in einer Tiefe zwischen 140 – 120 cm, s. Abb. 46, rot) und in einer leichten Erhöhung der mittleren Korngröße bemerkbar macht. Die Hochstandssedimente wurden in dieser Zeit von äolischen Ablagerungen bedeckt, die sich in einem deutlichen Wechsel der Korngrößenverteilung, Elementzusammensetzung und Mineralkomposition von den lakustrinen Schluffen abgrenzen. Im Einzugsgebiet waren in dieser Phase ebenfalls größtenteils äolische Ablagerungsprozesse aktiv (Stauch et al., in Vorbereitung), die auf gesteigerte Aridität hindeuten. Da die Folgen der Trockenphase nicht nur auf den See beschränkt blieben, sondern im gesamten Einzugsgebiet zu finden sind, waren dafür vermutlich klimatische Faktoren ausschlaggebend.

Im Anschluss an diese Trockenphase muss der Seespiegel jedoch erneut angestiegen sein, da sich in den Hochstandsprofilen oberhalb der Sandschichten weitere lakustrine Ablagerungen befinden. Diese sind jedoch weniger stark ausgebildet als die Seesedimente, die unterhalb der Sandbänder liegen. Damit ist beim Wiederanstieg des Seespiegels von einer geringeren Dauer und Ausdehnung des zweiten Hochstands auszugehen.

Anschließend nahm der Seespiegel abermals ab und zog sich von den Hochstandssedimenten zurück. Wünnemann et al. (2008) wiesen darauf hin, dass auf dem TP Seespiegelschwankungen und Permafrostaktivität oft gekoppelt auftreten. Auch am Heihai konnte sich Segregationseis nach dem Rückgang des Sees in den feinkörnigen lakustrinen Ablagerungen ausbilden und die ehemaligen Seesedimente gegenüber dem Umland anheben.

Eine Terrassengeneration 3,2 m oberhalb des aktuellen Seespiegels (T3) markiert die erste Stabilitätsphase des Sees im Anschluss an die periglaziale Hebung. Eine weitere Terrassengeneration (T2) auf einer Höhe von +2,2 m o.a.S. weist auf ein zweites erhöhtes Niveau hin. Im Folgenden sank der Seespiegel auf seine rezente Position ab. Dort befindet er sich mindestens seit den letzten 40 Jahren in einem hydrologischen Gleichgewicht, das nur geringe Schwankungen des Seespiegels zulässt. Der größte moderne Wiederanstieg ereignete sich nach einem Starkregenereignis im Juni 2010, bei dem rund dreimal so viel Niederschlag wie gewöhnlich fiel. Dabei wurde der Uferbereich des Heihai bis auf eine Höhe von +1,1 m o.a.S. überspült und bildete die Terrassengeneration T1 aus. Moderne anuelle Schwankungen des Seespiegels aus dem jahreszeitlichen Gang des Sees belaufen sich auf maximal 0,6 m und sind in der Terrassengeneration T0 sowie der Strandwallgeneration S1 erhalten.

**Tab. 12:** Einordnung der morphologischen und sedimentologischen Befunde der Seegenese des Heihai. Ergebnisse aus anderen Studien sind mit Sternen gekennzeichnet: (\*) = Ramisch (2015) und Chen (2014), (\*\*) = Zhang et al. (in Vorbereitung), (\*\*\*) = Stauch et al. (in Vorbereitung).

	<b>Morphologische Befunde</b>	<b>Befunde im Kern (Sedimenttiefe in C2)</b>	<b>Hochstands-sedimente</b>	<b>Einzugsgebiets-dynamik</b>	<b>Zeitliche Einordnung</b>
Tiefststand	Einschnitt in T1 <sub>sub</sub> (-17/-18 m unterhalb des aktuellen Seespiegels)	erst kaum Karbonat-ausfällung, anschließend Aragonitbildung (*) (Unit III, 670 – 365 cm)		Eintrag von <sup>14</sup> C-inaktivem Kohlenstoff aus einem Kalkstein-einzugsgebiet	Spätglazial/ Frühholozän
Höchststand	Die Höhe der Hochstandssedimente deutet auf einen Seespiegel zwischen +5 – +15 m o.a.S.	Ausfällung von Monohydrokalkzit (*) (Unit II, 365 – 225 cm)	Ablagerung der unteren Lage der KGK "See"	Zustrom von atmosphärischem <sup>14</sup> C durch verstärkten Niederschlag	Erste Hälfte des Holozäns
Mögliche Öffnung des Sees → Abnahme des Seespiegels		Änderung der Ostrakoden-zusammensetzung (**) (um 180 cm) und Homogenisierung der <sup>14</sup> C-Alter (ab 177 cm)	Erosion der Hochstands-sedimente	Eintrag von <sup>14</sup> C-abgereicherterem Kohlenstoff aus den Hochstands-sedimenten	
Kurze Trockenphase		Anstieg der mittleren Korngröße und Aragonitbildung (*) (140 – 120 cm)	Ablagerung der KGK "Sand"	äolische Aktivphase (***)	2,5 ± 1,4 ka BP ( <sup>14</sup> C) bzw. 3,5 ka (OSL)

	<b>Morphologische Befunde (m o.a.S.)</b>	<b>Befunde im Kern (Sedimenttiefe in C2)</b>	<b>Hochstands-sedimente</b>	<b>Einzugsgebiets-dynamik</b>	<b>Zeitliche Einordnung</b>
Kurzfristiger Wiederanstieg des Seespiegels		Bildung von Hoch-Mg-Kalzit (120 – 0 cm)	Ablagerung der oberen Lage der KGG "See"		
Seespiegerrückgang → Bildung von Segregationseis in den Hochstands-sedimenten	Exposition der Hochstandssedimente durch periglaziale Hebung		verstärkte Umlagerungs- und Erosionsprozesse	Eintrag von <sup>14</sup> C-abgereicherter Kohlenstoff durch verstärktes Sedimentrecycling	
Einschnitt des Sees	Bildung der T3 (+ 3,2 m o.a.S.)				vor 1970
Abnahme des Seespiegels	Bildung der T2 (+ 2,2 m o.a.S.)				vor 1970
heutiges Niveau	moderner Seespiegel (± 0 m o.a.S.)				vor 1970
Extremniederschlagsereignis → Anstieg des Sees	Bildung der T1 (+ 1,1 m o.a.S.)				2010
Annuelle Schwankungen	Bildung der T0 (+ 0,3 m o.a.S.)				modern

## Literatur

- Abbott, M. B. und Stafford, T. W. (1996). Radiocarbon Geochemistry of Modern and Ancient Arctic Lake Systems, Baffin Island, Canada, *Quaternary Research* **45** (3): 300–311.
- Abu Ghazleh, S. und Kempe, S. (2009). Geomorphology of Lake Lisan terraces along the eastern coast of the Dead Sea, Jordan, *Geomorphology* **108**: 246–263.
- Ahnert, F. (2009). *Einführung in die Geomorphologie*, 4. Auflage, Stuttgart.
- Albertz, J. (2007). *Einführung in die Fernerkundung. Grundlagen der Interpretation von Luft- und Satellitenbildern*, 3. Auflage, Darmstadt.
- Allison, I. (1940). *Study of Pleistocene lakes of south central Oregon. Carnegie Institute Washington. Yearbook. 39.*, Washington.
- Altmaier, A. und Kany, C. (2002). Digital surface model generation from CORONA satellite images, *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing* **56**: 221–235.
- An, Z. (2000). The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate, *Quaternary Science Reviews* **19** (1-5): 171 – 187.
- An, Z., Kutzbach, J. E., Prell, W. L. und Porter, S. C. (2001). Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since Late Miocene times, *Nature* **411**: 62–66.
- Anoop, A., Prasad, S., Basavaiah, N., Brauer, A., Shahzad, F. und Deenadayalan, K. (2012). Tectonic versus climate influence on landscape evolution: A case study from the upper Spiti valley, NW Himalaya, *Geomorphology* **145-146**: 32–44.
- Appleby, P. (2008). Three decades of dating recent sediments by fallout radionuclides: a review, *The Holocene* **18**: 83–93.
- Ascough, P., Cook, G., Church, M., Dunbar, E., Einarsson, A., Mc Govern, T., Dugmore, A., Perdikaris, S., Hastie, H., Fridriksson, A. und H., G. (2010). Temporal and spatial variations in freshwater <sup>14</sup>C reservoir effects: Lake Mývatn, northern Iceland, *Radiocarbon* **52** (3): 1098–1112.
- Avouac, J.-P. (1993). Analysis of scarp profiles: Evaluation of errors in morphologic dating, *Journal of geophysical research* **98** (B4): 6745–6754.
- Avouac, J.-P., Dobrernez, J.-F. und Bourjot, L. (1996). Palaeoclimatic interpretation of a topographic profile across middle Holocene regressive shorelines of Longmu Co (Western Tibet), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120**: 93–104.
- Bartlett, M. S. (1950). Tests of significance in factor analysis, *British Journal of Statistical Psychology* **3** (2): 77–85.

- Benson, L. und Paillet, F. (1989). The Use of Total Lake-Surface Area as an Indicator of Climatic Change: Examples from the Lahontan Basin, *Quaternary Research* **32**: 262–275.
- Bergkvist, N.-O. und Ferm, R. (2000). *Nuclear Explosions 1945-1998. FAO-Stockholm international peace research Institute. User Report*, Stockholm.
- Berner, R. (1970). Sedimentary pyrite formation, *American Journal of Science* **268**: 1–23.
- Björck, S. und Wolfarth, B. (2001).  $^{14}\text{C}$  Chronostratigraphic techniques in palaeolimnology, in W. Last und S. J. [HRSG.], *Tracking environmental change using lake sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring, and chronological techniques. Dordrecht, Boston, London*, 205–245.
- Blott, S. J. und Pye, K. (2006). Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape, *Sedimentology* **53**: 671–685.
- Bogoslovskiy, B. B. (1960). *Limnology*, Moscow State University, Moscow (in Russian).
- Boss, C. B. und Fredeen, K. J. (2004). *Concepts, Instrumentation and Techniques in Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry*, 3. Auflage, Shelton (USA).
- Botha, G. und Hughes, J. (1992). Pedogenic palygorskite and dolomite in a late Neogene sedimentary succession, northwestern Transvaal, South Africa, *Geoderma* **53** (1-2): 139 – 154.
- Bowman, D. (1971). Geomorphology of the shore terraces of the late Pleistocene Lisan Lake (Israel), *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **9**: 183–209.
- Broecker, W. und Walton, A. (1959). The geochemistry of  $^{14}\text{C}$  in fresh-water systems, *Geochimica et Cosmochimica Acta* **16**: 15–38.
- Bronk Ramsey, C. (2009). Bayesian analysis of radiocarbon dates, *Radiocarbon* **51** (1): 337–360.
- Cambrary, R. S., Playford, K., Lewis, G. N. J. und Carpenter, R. C. (1989). *Radioactive fallout in air and rain: Results to the End of 1987. AERE-R-13226*, Harwell.
- Cameron, E. (1967). A computer program for factor analysis of geochemical and other data, *Geological Survey of Canada* **67**: 34–42.
- Camfield, F. E. und Morang, A. (1996). Defining and interpreting shoreline change, *Ocean & Coastal Management* **32** (3): 129–151.
- Carling, P., Knaapen, M., Borodavko, P., Herget, J., Koptev, I., Huggenberger, P. und Parnachev, S. (2011). Paleoshorelines of glacial Lake Kuray-Chuja, south-central Siberia: form, sediments and process, in P. Martini, H. M. French und A. P. Alberti [HRSG.], *Ice-marginal and periglacial processes and sediments. Geological Society special Publication. 354*, 111–128.

- Caspari, T., Bäumler, R., Norbu, C. and Tshering, K. und Baillie, I. (2009). Soil formation in Phobjikha Valley, Central Bhutan with special regard to the redistribution of loessic sediments, *Journal of Asian Earth Sciences* **34** (3): 403–417.
- Cattell, R. B. (1966). The scree test for the number of factors, *Multivariate Behavioral Research* **1**: 245–276.
- Ceccato, V. und Persson, L. (2002). Dynamics of rural areas: an assessment of clusters of employment in Sweden, *Journal of Rural Studies* **18**: 49–63.
- Chao, L., Zicheng, P., Dong, Y., Weiguo, L., Zhaofeng, Z., Jianfeng, H. und Chenlin, C. (2009). A lacustrine record from Lop Nur, Xinjiang, China: Implications for paleoclimate change during Late Pleistocene, *Journal of Asian Earth Sciences* **34** (1): 38–45.
- Chen, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D. B., Huang, X., Zhao, Y., Sato, T., Birks, H. J. B., Boomer, I., Chen, J., An, C. und Wünnemann, B. (2008). Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history, *Quaternary Science Reviews* **27**: 351–364.
- Chen, H. (2014). *Geochemical records of lacustrine sediments in Heihai Lake, NE Tibetan Plateau*, Diplomarbeit, Nanjing University.
- Chen, L., Michishita, R. und Xu, B. (2014). Abrupt spatiotemporal land and water changes and their potential drivers in Poyang Lake, 2000–2012, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* **98**: 85–93.
- Clark, I. und Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in Hydrogeology*, New York, Boka Raton.
- Cohen, Andrew, S. (2003). *Palaeolimnology. The history and evolution of lake systems*, Oxford.
- Cole, J., Caraco, N., Kling, G. und Kratz, T. (1994). Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes, *Science* **265**: 1568–1571.
- Cowardin, L. M., Carter, V., Golet, F. C. und LaRoe, E. T. (1979). *Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States*, Washington.
- Crusius, J. und Anderson, R. F. (1995). Evaluating the mobility of  $^{137}\text{Cs}$ ,  $^{239+240}\text{Pu}$  and  $^{210}\text{Pb}$  from their distributions in laminated lake sediments, *Journal of Paleolimnology* **13**: 119–141.
- Czegka, W., Behrends, K. und Braune, S. (2004). Die Qualität der SRTM-90m Höhendaten und ihre Verwendbarkeit bei GIS. [http://www.unigis.ac.at/club/u2/2004/unterlagen/SRTM\\_update2004.pdf](http://www.unigis.ac.at/club/u2/2004/unterlagen/SRTM_update2004.pdf) (letzter Aufruf: 24.09.2014).
- Daut, G., Mäusbacher, R., Baade, J., Gleixner, G., Kroemer, E., Mügler, I., Wallner, J., Wang, J. und Zhu, L. (2010). Late Quaternary hydrological changes inferred from lake level fluctuations of Nam Co (Tibetan Plateau, China), *Quaternary International* **218** (1-2): 86 – 93.

- de Boer, G., de Weerd, C., Thoenes, D. und Goossens, H. (1987). Laser diffraction spectrometry: Fraunhofer diffraction versus Mie scattering, *Particle & Particle Systems Characterization* **4**: 14–19.
- de Castro, M. C., Sawyer, D. O. und Singer, B. H. (2007). Spatial patterns of malaria in the Amazon: Implications for surveillance and targeted interventions, *Health & Place* **13**: 368–380.
- de Terra, H. und Hutchinson, E. (1934). Evidence of recent climatic changes shown by Tibetan highstand lakes, *The Geographical Journal* **84** (4): 311–320.
- Deevey, E., Gross, M., Hutchinson, G. und Kraybill, H. (1954). The natural C14 contents of material from hard-water lakes, *Geology* **40**: 285–288.
- Deevey Jr., E. und Stuiver, M. (1964). Distribution of natural isotopes of carbon in Linsley Pond and other New England Lakes, *Limnology and Oceanography* **9** (1): 1–11.
- Dennis, P. (1944). Shore-lines of the Escalante Bay of Lake Bonneville, *Proceedings Utah Academy of Science, Arts & Letters* **19-20**: 121–124.
- Dent, D. (1986). *Acid sulphate soils: A baseline for research and development. International Institute for Land Reclamation and Improvement. ILRI Publication 39*, Wageningen.
- DeVogel, S. B., Magee, J. W., Manley, W. F. und Miller, G. (2004). A GIS-based reconstruction of late Quaternary paleohydrology: Lake Eyre, arid central Australia, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **204**: 1–13.
- Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B., Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Opitz, S., Stauch, G., Wünnemann, B. und Borchers, A. (2012). An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China, *Sedimentary Geology* **243–244**: 169–180.
- Dietze, E., Maussion, F., Ahlborn, M., Diekmann, B., Hartmann, K., Henkel, K., Kasper, T., Lockot, G., Opitz, S. und Habertzettl, T. (2014). Sediment transport processes across the tibetan plateau inferred from robust grain-size end members in lake sediments, *Climate of the Past* **10** (1): 91–106.  
**URL:** <http://www.clim-past.net/10/91/2014/>
- Dietze, E., Wünnemann, B., Diekmann, B., Aichner, B., Hartmann, K., Herzs Schuh, U., Ijmker, J., Jin, H., Kopsch, C., Lehmkuhl, F., Li, S., Mischke, S., Niessen, F., Opitz, S., Stauch, G. und Yang, S. (2010). Basin morphology and seismic stratigraphy of Lake Donggi Cona, north-eastern Tibetan Plateau, China, *Quaternary International* **218** (1-2): 131–142.
- Dietze, E., Wünnemann, B., Hartmann, K., Diekmann, B., Jin, H., Stauch, G., Yang, S. und Lehmkuhl, F. (2013). Early to mid-Holocene lake high-stand sediments at Lake Donggi Cona, northeastern Tibetan Plateau, China, *Quaternary Research* **79**: 325–336.

- DigitalGlobe (2013). QuickBird spacecraft information and specifications. <http://www.digitalglobe.com/sites/default/files/QuickBird-DS-QB-PROD.pdf>, (letzter Aufruf: 24.09.2014).
- DIN-EN-ISO-14688-1 (2011). *Geotechnische Erkundung und Untersuchung - Benennung, Beschreibung und Klassifizierung von Boden - Teil 1: Benennung und Beschreibung*.
- Doberschütz, S., Frenzel, P., Haberzettl, T., Kasper, T., Wang, J., Zhu, L., Daut, G., Schwalb, A. und Mäusbacher, R. (2014). Monsoonal forcing of Holocene paleoenvironmental change on the central Tibetan Plateau inferred using a sediment record from Lake Nam Co (Xizang, China), *Journal of Paleolimnology* **51**: 253–266.
- Dobinski, W. (2011). Permafrost, *Earth-Science Reviews* **108**: 158–169.
- Donadini, F., Korte, M. und Constable, C. (2009). Geomagnetic field for 0-3 ka: 1. New data sets for global modeling, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **10** (6): 1–28.
- Doran, P., Berger, G., Lyons, W., Wharton Jr., R., Davisson, M., Southon, J. und Dibb, J. (1999). Dating Quaternary lacustrine sediments in the McMurdo Dry Valleys, Antarctica, *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology* **147**: 223–239.
- Dziuban, C. und Shirkey, E. (1974). When is a Correlation Matrix Appropriate for Factor Analysis?, *Psychological Bulletin* **81** (6): 358–361.
- Evangelou, V. (1995). *Pyrite oxidation and its control*, CRC Press.
- Fahrmeier, L., Künstler, R., Pigeot, I. und Tutz, G. (2007). *Statistik. Der Weg zur Datenanalyse*, 6. Auflage, Berlin.
- Fang, J.-Q. (1991). Lake Evolution during the Past 30,000 Years in China, and its Implications for Environmental Change, *Quaternary Research* **36**: 37–60.
- Field, A. (2009). *Discovering Statistics Using SPSS*, 3. Auflage, London.
- Filzmoser, P., Hron, K. und Reimann, C. (2009). Principal component analysis for compositional data with outliers, *Environmetrics* **20**: 621–632.
- Folk, R. L. und Ward, W. C. (1957). Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology* **27**: 3–27.
- Fontes, J.-C., Gasse, F. und Gibert, E. (1996). Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **120** (1-2): 25 – 47.
- French, H. [HRSG.] (2007). *The periglacial environment*, 3. Auflage, Wiley, Chichester.

- Friedmann, G. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics, *Journal of Sedimentary Petrology* **31**: 514–529.
- Friedmann, G. (1967). By name processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands, *Journal of Sedimentary Petrology* **37**: 327–354.
- Fu, B. und Awata, Y. (2007). Displacement and timing of left-lateral faulting in the Kunlun Fault Zone, northern Tibet, inferred from geologic and geomorphic features, *Journal of Asian Earth Sciences* **29**: 253–265.
- Fu, B., Awata, Y., Du, J. und Wengui, H. (2005). Late Quaternary systematic stream offsets caused by repeated large seismic events along the Kunlun fault, northern Tibet, *Geomorphology* **71**: 278–292.
- Füchtbauer, H. [HRSG.] (1988). *Sedimente und Sedimentgesteine*, 4. Auflage, Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart.
- Galiatsatos, N. (2004). *Assessment of the CORONA series of satellite imagery for landscape archaeology. A case study from the Orontes valley, Syria*, Doktorarbeit, Universität Durham.
- Gao, B.-C. (1996). NDWI - A Normalized Difference Water Index for Remote Sensing of Vegetation Liquid Water From Space, *Remote Sensing of Environment* **58** (3): 257–266.
- Gasse, F., Arnold, M., J.C., F., Fort, M., Gibert, E., Huc, A., Bingyan, L., Yuanfang, L., Qing, L., Mélières, F., Van Campo, E., Fubao, W. und Qingsong, Z. (1991). A 13,000-year climate record from western Tibet, *Nature* **353**: 742–745.
- Gavish, E. und Friedman, G. (1973). Quantitative analysis of calcite and Mg-calcite by X-ray diffraction: effect of grinding in peak height and peak area, *Sedimentology* **20**: 437–444.
- Getis, A. und Ord, J. (1992). The Analysis of Spatial Association by Use of Distance Statistics, *Geographical Analysis* **24** (3): 189–206.
- Geyh, M., Grosjean, M., Núñez, L. und Schotterer, U. (1999). Radiocarbon reservoir effect and the timing of the Late-Glacial/Early Holocene humid phase in Atacama desert (northern Chile), *Quaternary Research* **52**: 143–153.
- Geyh, M., Krumbein, W. und Kudrass, H. (1974). Unreliable <sup>14</sup>C dating of long-stored deep-sea sediments due to bacterial activity, *Marine Geology* **17**: M45–M50.
- Geyh, M., Schotterer, U. und Grosjean, M. (1998). Temporal changes of the <sup>14</sup>C reservoir effect in lakes. Radiocarbon, *Radiocarbon* **40** (2): 921–931.
- Gibert, E., Travi, Y., Massault, M., Chernet, T., Barbecot, F. und F., L.-D. (1999). Comparing carbonate and organic AMS-<sup>14</sup>C ages in lake Abiyata sediments (Ethiopia): Hydrochemistry and palaeoenvironmental implications, *Radiocarbon* **41** (3): 271–286.

- Gilbert, G. (1885). Topographic features of lake shores, *United States Geological Survey* **5**: 69–123.
- Gilbert, G. (1890). *Lake Bonneville. United States Geological Survey. Government Printing Office*, 1. Auflage, Washington, D.C.
- Godwin, H. (1962). Half life of Radiocarbon, *Nature* **195**: 943–945.
- Goldsmith, J. und Graf, D. L. (1958). Relation between lattice constraints of the Ca-Mg carbonates, *The American mineralogist* **43**: 84–101.
- Goldsmith, J., Graf, D. L. und Head, H. (1961). Lattice constants of calcium-magnesium carbonates, *The American mineralogist* **46**: 453–457.
- Grosjean, M., van Leeuwen, J., van der Knaap, W., Geyh, M., Ammann, B., Tanner, W., Messerli, B., Núñez, L., Valero-Garcés, B. und Veit, H. (2001). A 22,000 14C year BP sediment and pollen record of climate change from Laguna Miscanti (23°S), northern Chile, *Global and Planetary change* **28**: 35–51.
- Guttman, L. (1954). Some necessary conditions for common factor analysis, *Psychometrika* **19**: 149–161.
- Hachicha, T., Heil, A. und Smykatz-Kloss, W. (2003). Vergleichende mineralogische Untersuchungen an zwei tunesischen Phosphorit-Vorkommen: Mineralogical Comparison of Two Tunisian Phosphorite Occurrences, *Chemie der Erde - Geochemistry* **63** (3): 247 – 263.
- Haenssler, E., Nadeau, M.-J., Vött, A. und Unkel, I. (2013). Natural and human induced environmental changes preserved in a Holocene sediment sequence from the Etoliko Lagoon, Greece: New evidence from geochemical proxies, *Quaternary International* **308-309**: 89–104.
- Hall, B. und Henderson, G. (2001). Use of uranium-thorium dating to determine past 14C reservoir effects in lakes: examples from Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters* **193**: 565–577.
- Hamandawana, H., Eckardt, F. und Ringrose, S. (2007). Proposed methodology for georeferencing and mosaicking Corona photographs, *International Journal of Remote Sensing* **28** (1): 5–22.
- Hartmann, K. und Wünnemann, B. (2009). Hydrological changes and Holocene climate variations in NW China, inferred from lake sediments of Juyanze palaeolake by factor analyses, *Quaternary International* **194** (1-2): 28–44.
- Hartung, J., Elpelt, B. und Klösener, K.-H. (2005). *Statistik. Lehr- und Handbuch der angewandten Statistik*, 14. Auflage, Oldenbourg.
- Hedin, S. (1903). *Im Herzen von Asien. Band 2*, Leipzig.
- Heier, K. und Adams, J. (1964). The geochemistry of the alkali metals, *Physics and Chemistry of the Earth* **5**: 253–381.

- Henderson, A. C., Holmes, J. A. und Leng, M. J. (2010). Late Holocene isotope hydrology of Lake Qinghai, {NE} Tibetan Plateau: effective moisture variability and atmospheric circulation changes, *Quaternary Science Reviews* **29** (17-18): 2215–2223.
- Hendy, C. und Hall, B. (2006). The radiocarbon reservoir effect in proglacial lakes: Examples from Antarctica, *Earth and Planetary Science Letters* **241**: 413–421.
- Herzschuh, U. (2006). Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50,000 years, *Quaternary Science Reviews* **25**: 163–178.
- Hesp, P. (2004). Sand Beach Ridges: Definitions and Re-Definition, *Journal of Coastal Research* **39**: 72–75.
- Hochreuther, P., Loibl, D., Wernicke, J., Zhu, H., Griebinger, J. und Bräuning, A. (2015). Ages of major Little Ice Age glacier fluctuations on the southeast Tibetan Plateau derived from tree-ring-based moraine dating, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **422**: 1–10.
- Horn, J. L. (1965). A rationale and test for the number of factors in factor analysis, *Psychometrika* **30**: 179–185.
- Hou, J., D'Andrea, W. und Liu, Z. (2012). The influence of  $^{14}\text{C}$  reservoir age on interpretation of paleolimnological records from the Tibetan Plateau, *Quaternary Science Reviews* **48**: 67–79.
- Hua, Q. und Barbetti, M. and Rakowski, A. J. (2013). Atmospheric Radiocarbon for the Period 1950–2010, *Radiocarbon* **55** (4): 2059–2072.
- Hutchinson, I., James, T., Reimer, P., Bornhold, B. und Clague, J. (2004). Marine and limnic radiocarbon reservoir corrections for studies of late- and postglacial environments in Georgia Basin and Puget Lowland, British Columbia, Canada and Washington, USA, *Quaternary Research* **61**: 193–203.
- Hutchinson, M. F. (1993). Development of a continent-wide DEM with applications to terrain and climate analysis, in M. F. Goodchild [HRSG.], *Environmental Modeling with GIS*. New York: Oxford University Press, 392–399.
- Hutchinson, M. F. und Dowling, T. I. (1991). A continental hydrological assessment of a new grid-based digital elevation model of Australia, *Hydrological Processes* **5**: 45–58.
- Ibeas, ., Cordera, R., dell'Olio, L. und Moura, J. (2011). Modelling demand in restricted parking zones, *Transportation Research Part A* **45**: 485–498.
- Ijmker, J., Stauch, G., Hartmann, K., Diekmann, B., Dietze, E., Opitz, S., Wünnemann, B. und Lehmkuhl, F. (2012). Environmental conditions in the Donggi Cona lake catchment, NE Tibetan Plateau, based on factor analysis of geochemical data, *Journal of Asian Earth Sciences* **44**: 176–188.
- Ingram, B. und Southon, J. (1996). Reservoir ages in eastern Pacific coastal and estuarine waters, *Radiocarbon* **38**: 573–582.

- Jain, A. (2010). Data clustering: 50 years beyond K-means, *Pattern Recognition Letters* **31**: 651–666.
- Jiang, J. H. und Huang, Q. (2004). Distribution and variation of lakes in Tibetan Plateau and their comparison with lakes in other part of China, *Water Resources Proction* **6**: 24–27. in Chinese with English abstract.
- Jin, H., Yu, Q., Lü, L., Guo, D., He, R., Yu, S., Sun, G. und Li, Y. (2007). Degradation of permafrost in the Xing'anling Mountains, Northeastern China, *Permafrost and Periglacial Processes* **18**: 245–258.
- Jones, R. T. und Jordan, J. (2007). Lake level studies, in S. Elias [HRSG.], *Encyclopedia of Quaternary Science*. Oxford, 1319–1336.
- Jull, A., Burr, G. und Hodgins, G. (2013). Radiocarbon dating, reservoir effects, and calibration, *Quaternary International* **299**: 64–71.
- Jung, G. (1990). *Seen werden, Seen vergehen: Entstehung, Geologie, Geomorphologie, Altersfrage, Limnologie und Ökologie; eine Landschaftsgeschichte der Seen allgemein; mit ausgewählten Beispielen aus aller Welt*, Thun.
- Kaiser, H. F. und Dickman, K. (1959). Analytic determination of common factors, *American Psychologist* **14**: 425.
- Kaiser, H. F. und Rice, J. (1974). Little Jiffy, Mark IV, *Educational and Psychological Measurement* **34** (1): 111–117.
- Kasper, T., Habertzettl, T., Doberschütz, S., Daut, G. and Wan, J., L., Z., Nowaczyk, N. und Mäusbacher, R. (2012). Indian Ocean Summer Monsoon (IOSM)-dynamics within the past 4 ka recorded in the sediments of Lake Nam Co, central Tibetan Plateau (China), *Quaternary Science Reviews* **39**: 73–85.
- Keaveney, E. und Reimer, P. (2012). Understanding the variability in freshwater radiocarbon reservoir offsets: a cautionary tale, *Journal of Archaeological Science* **39**: 1306–1316.
- Keeley, J. und Sandquist, D. (1992). Carbon: freshwater plants, *Plant, Cell and Environment* **15** (9): 1021–1031.
- Kehrwald, N., Thompson, L., Yao, T., Mosley-Thompson, E., Schotterer, U., Alfimov, V., Beer, J., Eikenberg, J. und Davis, E. (2008). Mass loss on Himalayan glacier endangers water resources, *Geophysical Research Letters* **35**: 1–6.
- Keith, M. L. und Anderson, G. M. (1963). Radiocarbon dating: Factious Results with mollusk shells, *Science* **141**: 634–637.
- Kelletat, D. (1999). *Physische Geographie der Meere und Küsten. Eine Einführung*, 2. Auflage, Stuttgart.
- King, C. A. (1972). *Beaches and coasts*, 2 Auflage, London.
- Kirschvink, J. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* **62**: 699–718.

- Klopp, E. (2013). Die Qualität der SRTM-90m Höhendaten und ihre Verwendbarkeit bei GIS. <http://psydok.sulb.uni-saarland.de/volltexte/2013/4823> (letzter Aufruf: 24.09.2014).
- Klug, H. und Alexander, L. E. (1974). *X-ray Diffraction Procedure for Polycrystalline and Amorphous Material*, New York.
- Kohfeld, K. E. und Harrison, S. P. (2000). How well can we simulate past climates? Evaluating the models using global palaeoenvironmental datasets, *Quaternary Science Reviews* **19** (1-5): 321–346.
- Komatsu, G., Brantingham, J., Olsen, J. W. und Baker, V. R. (2001). Paleoshoreline geomorphology of Böön Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: the Valley of Lakes, Mongolia, *Geomorphology* **39**: 83–98.
- Komatsu, T., Watanabe, T. und Hirakawa, K. (2010). A framework for Late Quaternary lake-level fluctuations in Lake Karakul, eastern Pamir, focusing on lake-glacier landform interaction, *Geomorphology* **119**: 198–211.
- Kong, P., Na, C., Fink, D., Huang, F. und Ding, L. (2007). Cosmogenic  $^{10}\text{Be}$  inferred lake-level changes in Sumxi Co basin, Western Tibet, *Journal of Asian Earth Sciences* **29**: 698–703.
- Korte, M., Constable, C., F., D. und R., H. (2011). Reconstructing the Holocene Geomagnetic Field, *Earth Planet Science Letters* **312**: 497–505.
- Kovacs, J. (2008). Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin, *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **97**: 171–178.
- Kramer, H. J. (2002). *Observation of the Earth and Its Environment: Survey of Missions and Sensors*, 4 Auflage, Berlin, Heidelberg.
- Kropáček, J., Braun, A., Kang, S., Feng, C., Ye, Q. und Hochschild, V. (2012). Analysis of lake level changes in Nam Co in central Tibet utilizing synergistic satellite altimetry and optical imagery, *International Journal of applied earth observations and geoinformation* **17**: 3–11.
- Krumbein, W. (1934). Size frequency distributions of sediments, *Journal of Sedimentary Petrology* **4**: 65–77.
- Last, W. (1994). Deep-water evaporate mineral formation in lakes of Western Canada, in R. Renaut und W. Last [HRSG.], *Sedimentology and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes*, 50. *SEPM Special Publication*, 51–59.
- Le Maitre, R. (1982). *Numerical Petrology*, Amsterdam.
- Lee, J., Li, S.-H. und Aitchison, J. (2009). OSL dating of paleoshorelines at Lagkor Tso, western Tibet, *Quaternary Geochronology* **4** (4): 335–343.
- Lehmkuhl, F. und Owen, L. A. (2005). Late Quaternary glaciation of Tibet and the bordering mountains: a review, *Boreas* **34**: 87–100.

- Leitenberger, B. (2008). Fotoaufklärungssatelliten der USA. <http://www.bernd-leitenberger.de/kh-1.shtml> (letzter Aufruf: 14.09.2010).
- Leser, H. (2001). *DIERCKE-Wörterbuch Allgemeine Geographie*, 12. Auflage, München.
- Li, M., Kang, S., Zhu, L., You, Q., Zhang, Q. und Wang, J. (2008). Mineralogy and geochemistry of the Holocene lacustrine sediments in Nam Co, Tibet, *Quaternary International* **187** (1): 105–116.
- Li, X. (2013). GLIMS, Glacier Database. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. <http://dx.doi.org/10.7265/N5V98602>, (letzter Aufruf: 01.02.2015).
- Libby, W. (1946). Atmospheric helium three and radiocarbon from cosmic radiation, *Physical Review* **69**: 671–672.
- Libby, W. (1955). *Radiocarbon Dating*, University of Chicago Press, Chicago.
- Lillesand, T. M., Kiefer, R. W. und Chipman, J. W. (2008). *Remote sensing and image interpretation*, 6. Auflage, New York.
- Liu, X.-J., Lai, Z.-P., Zeng, F.-M., Madsen, D. B. und E, C.-Y. (2013). Holocene lake level variations on the Qinghai-Tibetan Plateau, *International Journal of Earth Sciences* **102** (7): 2007–2016.
- Liu, X., Shen, J., Wang, S., Yang, X., Tong, G. und Zhang, E. (2002). A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its Paleoclimate and Paleoenvironment, *Chinese Science Bulletin* **47** (22): 1931–1937.
- Locket, G. (2011). *Geomorphologisch-fernerkundliche Untersuchungen zur littoralen Entwicklung des Donggi Cona, Tibet Plateau (China)*, Diplomarbeit, FU Berlin.
- Locket, G., Ramisch, A., Wünnemann, B., Hartmann, K., Haberzettl, T., Chen, H. und B., D. (2015). A process- and provenance-based attempt to unravel inconsistent radiocarbon chronologies in lake sediments – an example from Lake Heihai, North Tibetan Plateau (China), *Radiocarbon* **57** (5): 1003–1019.
- Lurcock, P. C. und Wilson, G. S. (2012). PuffinPlot: A versatile, user-friendly program for paleomagnetic analysis, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **13** (6): 1–6.
- Ma, R., Yang, G., Duan, H., Jiang, J., Wang, S., Feng, X., Li, A., Kong, F., Xue, B., Wu, J. und Li, S. (2011). China's lakes at present: number, area and spatial distribution, *Science in China Series D* **54** (2): 283–289.
- MacDonalds, G., Beukens, R. und Kieser, W. (1991). Radiocarbon dating of limnic sediments: A comparative analysis and discussion, *Ecology* **72** (3): 1150–1155.
- Maier, D., Rydberg, J., Bigler, C. und Renberg, I. (2013). Compaction of recent varved lake sediments, *GFF* **135** (3-4): 231–236.

- Maussion, F., Scherer, D., Finkelburg, R., Richters, J., Yang, W. und Yao, T. (2011). WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China - an assessment using remote sensing and ground observations, *15* (6): 1795–1817.
- Maussion, F., Scherer, D., Mölg, T., Collier, E., Curio, J. und Finkelburg, J. (2014). Precipitation Seasonality and Variability over the Tibetan Plateau as Resolved by the High Asia Reanalysis, *Journal of Climate* **27**: 1910–1927.
- McFeeters, S. (1996). The use of normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features, *International Journal of Remote Sensing* **17**: 1425–1432.
- Miesch, A. (1980). Scaling variables and interpretation of eigenvalues in principal component analysis of geologic data, *Journal of Mathematical Geology* **12** (6): 523–538.
- Mischke, S., Aichner, B., Diekmann, B., Herzschuh, U., Plessen, B., Wünnemann, B. und Zhang, C. (2010). Ostracods and stable isotopes of a late glacial and Holocene lake record from the NE Tibetan Plateau, *Chemical Geology* **276** (1-2): 95–103.
- Mischke, S., Kramer, M., Zhang, C., Shang, H., Herzschuh, U. und Erzinger, J. (2008). Reduced early Holocene moisture availability in the Bayan Har Mountains, northeastern Tibetan Plateau, inferred from a multi-proxy lake record, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **267** (1-2): 59–76.
- Mischke, S., Weynell, M., Zhang, C. und Wiechert, U. (2013). Spatial variability of 14C reservoir effects in Tibetan Plateau lakes, *Quaternary International* **313-314**: 147–155.
- Moilola, R. und Weiser, D. (1968). Textural parameters: an evaluation, *Journal of Sedimentary Petrology* **38**: 45–53.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J., González-Sampériz, P. und Taberner, C. (2007). A 14kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano), *Quaternary International* **161**: 4–21.
- Mügler, I., Gleixner, G., Günther, F., Mäusbacher, R., Daut, G., Schütt, B., Berking, J., Schwalb, A., Schwark, L., Xu, B., Yao, T., Zhu, L. und Yi, C. (2010). A multi-proxy approach to reconstruct hydrological changes and Holocene climate development of Nam Co, Central Tibet, *Journal of Paleolimnology* **43** (4): 625–648.
- Müller, C. und Kürschner, H. (2014). Phytosociological and palynological studies of alpine steppe communities on the northern Tibetan Plateau, Qinghai Province, China, *Feddes Repertorium* **124** (4): 122–138.
- Muhs, D. R. (2013). The geologic records of dust in the Quaternary, *Aeolian Research* **9**: 3–48.

- Nakanishi, T., Hong, W., Sung, K. und Lim, J. (2013). Radiocarbon reservoir effect from shell and plant pairs in Holocene sediments around Yeonsan River in Korea, *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* **294**: 444–451.
- NASA (1999). Corona. <http://samadhi.jpl.nasa.gov/msl/Programs/corona.html> (letzter Aufruf: 14.09.2010).
- NASA (o.J.). Landsat 7. Supplying data users worldwide with low cost, multipurpose, land remote sensing data into the next century. <http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/17.html> (letzter Aufruf: 25.09.2014).
- Ng, S. L. und King, R. H. (2004). Geochemistry of Lake Sediments as a Record of Environmental Change in a High Arctic Watershed, *Chemie der Erde* **64**: 257–275.
- Niu, H., He, Y., Zhu, G., Xin, H., Du, J., Pu, T., Lu, X. und Zhao, G. (2013). Environmental implications of the snow chemistry from Mt. Yulong, southeastern Tibetan Plateau, *Quaternary International* **313-314**: 168–178.
- Olsson, I. (1979). The Radiocarbon contents of various reservoirs, *Radiocarbon Dating: Proceedings of the Ninth International Conference, Los Angeles and La Jolla, 1976*, 613–618.
- Olsson, I. und Kaup, E. (2001). The varying radiocarbon activity of some recent submerged Estonian plants grown in the early 1990s, *Radiocarbon* **43** (2B): 809–820.
- Opitz, S., Wünnemann, B., Aichner, B., Dietze, E., Hartmann, K., Herzs Schuh, U., Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Li, S., Mischke, S., Plotzki, A., Stauch, G. und Diekmann, B. (2012). Late Glacial and Holocene development of Lake Donggi Cona, north-eastern Tibetan Plateau, inferred from sedimentological analysis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **337-338**: 159 – 176.
- Ord, J. und Getis, A. (1995). Local Spatial Autocorrelation Statistics: Distributional Issues and an Application, *Geographical Analysis* **27** (4): 286–306.
- Osmond, C., Valaane, N., Haslam, S., Uotila, P. und Roksandic, Z. (1981). Comparison of  $\delta^{13}\text{C}$  values in leaves of aquatic macrophytes from different habitats in Britain and Finland; some implications for photosynthetic processes, *Oecologia* **50**: 117–124.
- Pan, G., Ding, J., Yao, D. und Wang, L. (2004). Geological Map of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Adjacent Areas, *Technical report*, Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey.
- Philippsen, B. (2013). The freshwater reservoir effect in radiocarbon dating, *Heritage science* **1** (24): 1–19.
- Philippsen, B. und Heinemeier, J. (2013). Freshwater reservoir effect variability in northern Germany, *Radiocarbon* **55** (2-3): 1085–1101.

- Premo, L. (2004). Local spatial autocorrelation statistics quantify multi-scale patterns in distributional data: an example from the Maya Lowlands, *Journal of Archaeological Science* **31**: 855–866.
- Pye, K. (1987). *Aeolian Dust and Dust Deposits*, San Diego.
- Qiu, J. (2008). The third pole, *Nature* **454**: 393–396.
- Ramisch, A. (2015). *Lake system development on the northern Tibetan Plateau during the last ~12ka*, Doktorarbeit, Universität Potsdam.
- Reimann, C. und de Caritat, P. (1998). *Chemical Elements in the Environment*, Berlin, Heidelberg, New York.
- Reimann, C. und Filzmoser, P. (2000). Normal and lognormal data distribution in geochemistry: death of a myth. Consequences for the statistical treatment of geochemical and environmental data, *Environmental Geology* **39**: 1001–1014.
- Reimann, C., Filzmoser, P. und Garrett, R. (2002). Factor analysis applied to regional geochemical data: problems and possibilities, *Applied Geochemistry* **17** (3): 185–206.
- Reimer, P., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J., Blackwell, P., Ramsey, C. B., Buck, C., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T., Hoffmann, D., Hogg, A., Hughen, K., Kaiser, K., Kromer, B., Manning, S., Niu, M., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Staff, R., Turney, C. und van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0-50,000 Years cal BP, *Radiocarbon* **55** (4): 1869–1887.
- Reimer, R. und Reimer, P. (2006). Marine reservoir corrections and the calibration curve, *PAGES News* **14** (3): 12–13.
- Reinhardt, C., Wünnemann, B. und Krivonogo, S. K. (2008). Geomorphological evidence for the Late Holocene evolution and the Holocene lake level maximum of the Aral Sea, *Geomorphology* **93** (3-4): 302–315.
- Rhode, D., Haizhou, M., Madsen, D. B., Brantingham, P. J., Forman, S. L. und Olsen, J. W. (2010). Paleoenvironmental and archaeological investigations at Qinghai Lake, western China: Geomorphic and chronometric evidence of lake level history, *Quaternary International* **218**: 29–44.
- Richards, J. (2012). *Remote Sensing. Digital image analysis: An introduction*, 5. Auflage, Berlin, Heidelberg, New York.
- Rodríguez, E., Morris, C. S. und Belz, J. E. (2006). A Global Assessment of the SRTM Performance, *Photogrammetric Engineering Remote Sensing* **72** (3): 249–260.
- Royden, L. H., Burchfiel, B. C. und van der Hilst, R. D. (2008). The Geological Evolution of the Tibetan Plateau, *Science* **321**: 1054–1058.

- Russel, I. (1885). Geological history of lake Lahontan, a Quaternary lake of north-west Nevada, *Technical Report 11*, US. Geological Survey Monograph.
- Saager, R. und Esselaar, P. (1969). Factor analysis of geochemical data from the Basal Reef, Orange Free State Goldfield, South Africa, *Economic Geology* **64**: 445–451.
- Sack, D. (2001). Shoreline and Basin Configuration Techniques in Palaeolimnology, in W. M. Last und J. P. Smol [HRSG.], *Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Volume 1: Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques*, 49–73.
- Salminen, R. (2005). Geochemical atlas of Europe. Geological Survey of Finland. Espoo. <http://weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas>, (letzter Aufruf: 01.02.2015).
- Scheffer, F. und Schachtschabel, P. (2010). *Lehrbuch der Bodenkunde*, 16. Auflage, Heidelberg.
- Schirrmeister, L., Kunitsky, V., Grosse, G., Wetterich, S., Meyer, H., Schwamborn, G., Babiy, O., Derevyagin, A. und Siegert, C. (2011). Sedimentary characteristics and origin of the Late Pleistocene Ice Complex on north-east Siberian Arctic coastal lowlands and islands – A review, *Quaternary International* **241** (1-2): 3–25.
- Schorn, S. (2015). Mineralienatlas. [www.mineralienatlas.de](http://www.mineralienatlas.de), (letzter Aufruf: 01.02.2015).
- Schütt, B., Berking, J., Frechen, M., Frenzel, P., Schwalb, A. und Wrozyzna, C. (2010). Late Quaternary transition from lacustrine to a fluvio-lacustrine environment in the north-western Nam Co, Tibetan Plateau, China, *Quaternary International* **218** (1-2): 104 – 117.
- Schulte, P., Lehmkuhl, F., Steininger, F., Loibl, D., Locket, G., Protze, J., Fischer, P. und Stauch, G. (2015). Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess-paleosol-sequences, *Catena* **137**: 392–405.
- Schwalb, A., Schütt, B. und Fang, X. (2010). Climate evolution and environmental response on the Tibetan Plateau, *Quaternary International* **218**: 1–2.
- Shao, Z., Meng, X., Zhu, D., Zheng, D., Qiao, Z., Yang, C., Han, J., Jia, Y., Meng, Q. und Lü, R. (2008). Characteristics of the change of major lakes on the Qinghai-Tibet Plateau in the last 25 years, *Frontiers of Earth Science in China* **2** (3): 364–377.
- Singh, V., Singh, P. und K., H. U. [HRSG.] (2011). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers. Encyclopedia of Earth Sciences Series*, Dordrecht.
- Sirokko, F. [HRSG.] (2010). *Wetter, Klima, Menschheitsentwicklung. Von der Eiszeit bis ins 21. Jahrhundert*, 2. Auflage, Theiss.

- Sohn, G.-G., Kim, G.-H. und Yom, J.-H. (2004). Mathematical modelling of historical reconnaissance Corona KH-4B imagery, *The Photogrammetric Record* **19** (105): 51–66.
- Spearman, C. (1904). 'General intelligence' objectively determined and measured, *American Journal of Psychology* **15**: 201–293.
- Stauch, G., IJmker, J., Pötsch, S., Zhao, H., Hilgers, A., Diekmann, B., Dietze, E., Hartmann, K., Opitz, S., Wünnemann, B. und Lehmkuhl, F. (2012). Aeolian sediments on the north-eastern Tibetan Plateau, *Quaternary Science Reviews* **57**: 71 – 84.
- Stauch, G., Schulte, P., Lehmkuhl, F., Ramisch, A., Lockot, G., Wünnemann, B., Hartmann, K. und Diekmann, B. (in Vorbereitung). Landscape evolution on the northern Tibetan Plateau in relation to climate development during the late Quaternary.
- Stein, M., Migowski, C., Bookman, R. und Lazar, B. (2004). Temporal changes in radiocarbon reservoir age in the Dead Sea-Lake Lisan system, *Radiocarbon* **46** (2): 649–655.
- Steward, D. (1958). Sedimentary reflections in depositional environments in San Miguel Lagoon, Baja California, Mexico, *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **42**: 2567–2618.
- Stiller, M., Kaufman, A., Carmi, I. und Mintz, G. (2001). Calibration of lacustrine sediment ages using the relationship between  $^{14}\text{C}$  levels in lake waters and in the atmosphere: the case of lake Kinneret, *Radiocarbon* **43** (2B): 821–830.
- Stoner, J. und St-Onge, G. (2007). Magnetic stratigraphy in paleoceanography: reversals, excursions, paleointensity and secular variation, in C. Hillaire-Marcel und A. de Vernal [HRS.G.], *Proxies in Late Cenozoic Paleoceanography*, 99–137.
- Street, F. A. und Grove, A. T. (1976). Environmental and climatic implications of Late Quaternary lake-level fluctuations in Africa, *Nature* **261** (5559): 385–390.
- Street, F. A. und Grove, A. T. (1979). Global maps of lake level fluctuations since 30000 years BP, *Quaternary Research* **12** (1): 83–118.
- Suhr, D. D. (2009). Principal component analysis vs. exploratory factor analysis, *SUGI 30 Proceedings*.
- Sun, J., Li, S.-H., Muhs, D. R. und Li, B. (2007). Loess sedimentation in Tibet: provenance, processes, and link with Quaternary glaciations, *Quaternary Science Reviews* **26** (17-18): 2265–2280.
- Sveinbjörnsdóttir, A., Heinemeier, J., Rud, N. und Johnsen, S. (1992). Radiocarbon anomalies observed for plants growing in Icelandic geothermal waters, *Radiocarbon* **34** (3): 696–703.
- Taber, S. (1929). Frost heaving, *Journal of Geology* **37** (5): 428–461.

- Taber, S. (1930). The mechanics of frost heaving, *Journal of Geology* **38** (4): 303–317.
- Tan, P.-N., Steinbach, M. und Kumar, V. (2005). *Data Mining*, Addison-Wesley.
- Taylor, F. (1897). Notes on the abandoned beaches of the north shore of Lake Superior, *American Geologist* **20**: 111–127.
- Thales Navigation (2002). *ProMark2 Benutzerhandbuch*.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Bolzan, J. F., Dai, J., Yao, T., Gundestrup, N., Wu, X., Klein, L. und Xie, Z. (1989). Holocene-Late Pleistocene climatic ice core records from Qinghai-Tibetan Plateau, *Science* **246**: 474–477.
- Thompson, L. G., Mosley-Thompson, E., Davis, M. E., Mashiotta, T. A., Henderson, K. A., Lin, P.-N. und Yao, T. (2006). Ice core evidence for asynchronous glaciation on the Tibetan Plateau, *Quaternary International* **154-155**: 3–10.
- Thompson, L., Yao, T., Mosley-Thompson, E., E., D. M., Henderson, K. A. und Lin, P.-N. (2010). A High-Resolution Millennial Record of the South Asian Monsoon from Himalayan Ice Cores, *Science* **289**: 1916–1919.
- Thurman, E. (1985). Organic carbon in natural waters: Amount, origin, and classification, in M. Nijhoff und W. Junk [HRSG.], *Organic Geochemistry of Natural Waters*, 5–112.
- Thurstone, L. (1947). *Multiple Factor Analysis*, Chicago.
- Tsoar, H. und Pye, K. (1987). Dust transport and the question of desert loess formation, *Sedimentology* **34** (1): 139–153.
- Tucker, M. (1991). *Sedimentary Petrology*, Oxford.
- Tucker, M. (1996). *Methoden der Sedimentologie*, Stuttgart.
- USGS (o.J.). Shuttle Radar Topography Mission. Mission Summary. <http://srtm.usgs.gov/Mission/missionsummary.php> (letzter Aufruf: 14.09.2010).
- Van der Woerd, J., Ryerson, F., Tapponier, P., Meriaux, A.-S., Gaudemer, Y., Meyer, B., Finkel, R., Caffee, M.W. Guoguang, Z. und Zhiqin, X. (2000). Uniform Slip-Rate along the Kunlun Fault: Implications for seismic behaviour and large scale tectonics, *Geophysical Research Letters* **27** (16): 2353–2356.
- Van der Woerd, J., Tapponier, P., Ryerson, F. J., Meriaux, A.-S., Meyer, B., Gaudemer, Y., Finkel, R. C., Caffee, Marc W. Guoguang, Z. und Zhiqin, X. (2002). Uniform postglacial slip-rate along the central 600 km of the Kunlun Fault (Tibet), from <sup>26</sup>Al, <sup>10</sup>Be, and <sup>14</sup>C dating of riser offsets, and climatic origin of the regional morphology, *Geophysical Journal International* **148**: 356–388.
- Vandenberghe, J. (2013). Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification, *Earth-Science Reviews* **121**: 18–30.

- Vandenbergh, J., Mùcher, H., Roebroeks, W. und Gemke, D. (1985). Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht–Belvédère. *Mededelingen, Rijks Geologische Dienst* **39** (1): 7–18.
- Veizer, J. (1990). Trace elements and isotopes in sedimentary carbonates, *Review in Mineralogy* **11**: 265–300.
- Walling, D. und Quine, T. (1990). Calibration of Caesium-137 measurements to provide quantitative erosion rate data, *Land degradation & Rehabilitation* **2**: 161–175.
- Wang, B., Bao, Q., Hoskins, B., Wu, G. und Liu, Y. (2008). Tibetan Plateau warming and precipitation change in East Asia, *Geophysical research letters* **35** (14): 1–5.
- Wang, Q., Zhang, P., Freymuller, J., Bilham, R., Larson, K., Lai, X., You, X., Niu, Z., Wu, J., Li, Y., Liu, J., Yang, Z. und Chen, Q. (2001). Present-day crustal deformation in China constrained by Global Positioning System measurements, *Science* **294**: 574–577.
- Wang, Y., Liu, X. und Herzschuh, U. (2010). Asynchronous evolution of the Indian and East Asian Summer Monsoon indicated by Holocene moisture patterns in monsoonal central Asia, *Earth-Science Reviews* **103** (3-4): 135 – 153.
- Warren, J. (2000). Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations, *Earth-Science Reviews* **52**: 1–81.
- Weltje, G. und von Eynatten, H. (2004). Quantitative provenance analysis of sediments: review and outlook, *Sedimentary Geology* **1171**: 1–11.
- Whittlesey, C. (1850). On the natural terraces and ridges of the country bordering Lake Erie, *American Journal of Science* **10**: 31–39.
- Wirtz, M. und Nachtigall, C. (2008). *Deskriptive Statistik. Statistische Methoden für Psychologen*, 5. Auflage, Beltz Juventa.
- Wolfarth, B., Skog, G. und Holmquist, B. (1998). Pitfalls in the AMS radiocarbon-dating of terrestrial macrofossils, *Journal of Quaternary Science* **13** (2): 137–145.
- Wu, F., Zhang, J., Liao, H. und Yamada, M. (2010a). Vertical distributions of plutonium and <sup>137</sup>Cs in lacustrine sediments in northwestern China: Quantifying sediment accumulation rates and source identifications, *Environmental Science & Technology* **44**: 2911–2917.
- Wu, Y., Lücke, A., Zhangdong, J., Sumin, W., Schleser, G., Battarbee, R. und Weilan, X. (2006). Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: a sedimentary record from Cuoe Lake, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **234**: 328–340.
- Wu, Y., Li, S., Lücke, A., Wünnemann, B., Zhou, L., Reimer, P. und Wang, S. (2010b). Lacustrine radiocarbon reservoir ages in Co Ngoin and Zigê Tangco, central Tibetan Plateau, *Quaternary International* **212** (1): 21 – 25.

- Wu, Y., Wang, S. und Zhou, L. (2011). Possible factors causing older radiocarbon age for bulk organic matter in sediment from Daihai lake, north China, *Radiocarbon* **53** (2): 359–366.
- Wünnemann, B., Demske, D., Tarasov, P., Kotlia, B. S., Reinhardt, C., Bloemendal, J., Diekmann, B., Hartmann, K., Krois, J., Riedel, F. und Arya, N. (2010). Hydrological evolution during the last 15 kyr in the Tso Kar lake basin (Ladakh, India), derived from geomorphological, sedimentological and palynological records, *Quaternary Science Reviews* **29** (9-10): 1138 – 1155.
- Wünnemann, B., Reinhardt, C., Kotlia, B. und Riedel, F. (2008). Observations on the relationship between lake formation, permafrost activity and lithalsa development during the last 20 000 years in Tso Kar basin, Ladakh, India, *Permafrost and periglacial processes* **19**: 341–338.
- Xiang, L., Lu, X., Higgitt, D. und Wang, S. (2002). Recent lake sedimentation in the middle and lower Yangtze basin inferred from <sup>137</sup>Cs and <sup>210</sup>Pb measurements, *Journal of Asian Earth Sciences* **21** (1): 77–86.
- Xiao, J., Fan, J., Zhou, L., Zhai, D., Wen, R. und Qin, X. (2013). A model for linking grain-size component to lake level status of a modern clastic lake, *Journal of Asian Earth Sciences* **69**: 149–158.
- Xu, H., Hou, Z., Ai, L. und Tan, L. (2007). Precipitation at Lake Qinghai, NE Qinghai-Tibet Plateau, and its relation to Asian summer monsoons on decadal/interdecadal scales during the past 500 years, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **254**: 541–549.
- Xu, S. und G., Z. (2003). Variations in radiocarbon ages of various organic fractions in core sediments from Erhai Lake, SW China, *Geochemical Journal* **37**: 135–144.
- Yan, D. und Wünnemann, B. (2014). Late Quaternary water depth changes in Hala Lake, northeastern Tibetan Plateau, derived from ostracod assemblages and sediment properties in multiple sediment records, *Quaternary Science Reviews* **95**: 95–114.
- Yang, H. und Turner, S. (2013). Radiometric dating for recent lake sediments on the Tibetan Plateau, *Hydrobiologia* **713**: 73–86.
- Yang, L., Chen, F., Chun, X., Fan, Y., Sun, Y., Madsen, D. und Zhang, X. (2008). The Jilantai Salt Lake shorelines in Northwestern arid China revealed by remote sensing images, *Journal of Arid Environments* **72**: 861–866.
- Yanhong, W., Lücke, A., Zhangdong, J., Sumin, W., Schleser, G. H., Battarbee, R. W. und Weilan, X. (2006). Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **234**: 328–340.
- Yu, G., Harrison, S. und Xue, B. (2001). Lake status records from China: Data Base Documentation, *Technical Report 4*, Max Planck Institut für Biogeochemie, Jena.

- Yu, S. und Shen, J. and Colman, S. (2007). Modeling the radiocarbon reservoir effect in lacustrine systems, *Radiocarbon* **49** (3): 1241–1254.
- Zepp, H. (2011). *Geomorphologie*, 5. Auflage, Stuttgart.
- Zhang, C. und Mischke, S. (2009). A Lateglacial and Holocene lake record from the Nianbaoyeze Mountains and inferences of lake, glacier and climate evolution on the eastern Tibetan Plateau, *Quaternary Science Reviews* **28**: 1970–1983.
- Zhang, G., Xie, H., Kang, S., Yi, D. und Ackley, S. (2011). Monitoring lake level changes on the Tibetan Plateau using ICESat altimetry data (2003–2009), *Remote Sensing of Environment* **115**: 1733–1742.
- Zhang, P., Sheng, Z., Wang, M., Gan, W., Burgmann, R., Molnar, P., Wang, Q., Niu, Z., Sun, J., Wu, J., Sun, H. und You, X. (2004). Continuous deformation of the Tibetan Plateau from global positioning system data, *Geology* **32**: 809–812.
- Zhang, W., Lockot, G., Mischke, S., Zhang, C., Wang, R., Zhou, L., Chen, H. und Wünnemann, B. (in Vorbereitung). Ostracod assemblages and the record of environmental changes at Heihai Lake on Tibetan Plateau since late glacial and Holocene.
- Zhang, W., Mischke, S., Zhang, C., Gao, D. und Fan, R. (2013). Ostracod distribution and habitat relationships in the Kunlun Mountains, northern Tibetan Plateau, *Quaternary International* **313-314**: 38–46.
- Zhang, X. P., Deng, W. und Yang, X. M. (2002). The background concentrations of 13 soil trace elements and their relationships to parent materials and vegetation in Xizang (Tibet), China, *Journal of Asian Earth Sciences* **21** (2): 167–174.
- Zhang, Z., Xing, W., Lv, X. und Wang, G. (2014). The grain-size depositional process in wetlands of the Sanjiang Plain and its links with the East Asian monsoon variations during the Holocene, *Quaternary International* **349**: 245–251.
- Zhou, A., Chen, F., Qiang, M., Yang, M. und Zhang, J. (2007). The discovery of annually laminated sediments (varves) from shallow Sugan Lake in inland arid China and their paleoclimatic significance, *Science in China Series D: Earth Sciences* **50** (8): 1218–1224.
- Zhou, A., Chen, F., Wang, Z., Yang, M., Qiang, M. und Zhang, J. (2009). Temporal change of radiocarbon reservoir effect in Sugan Lake northwest China during the Late Holocene, *Radiocarbon* **51** (2): 529–535.
- Zhou, W., Cheng, P., Jull, A., Lu, X., An, Z., Wang, H., Zhu, Y. und Wu, Z. (2014). <sup>14</sup>C Chronostratigraphy for Qinghai Lake in China, *Radiocarbon* **56** (1): 143–155.
- Zuo, R., Xia, Q. und Wang, H. (2013). Compositional data analysis in the study of integrated geochemical anomalies associated with mineralization, *Applied Geochemistry* **28**: 202–211.

## A. Appendix

### A.1. Auswertung der HAR-Klimadaten

Der HAR-Datensatz (High Asia Refined analysis) zur Charakterisierung der klimatischen Bedingungen im Einzugsgebiet des Heihai wurde von der TU Berlin (Prof. Dieter Scherer und Dr. Fabien Maussion) zur Verfügung gestellt. Er besitzt eine räumliche Auflösung von 10 km und bietet monatliche Informationen zu Niederschlag [ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ], Evaporation [ $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ], Temperatur [K] und Wind [ $\text{m}\cdot\text{sek}^{-1}$  in 10 m Höhe] in der Zeit zwischen 2001-2011. Eine genauere Beschreibung der Daten kann aus Maussion et al. (2011) bzw. Maussion et al. (2014) entnommen werden. Konvertierung und Weiterbearbeitung der Daten erfolgte mit dem Programm Matlab (s. Appendix A.8.5).

Nach dem Einladen der Daten wurden Niederschlags- und Evaporationangaben auf  $\text{mm}\cdot\text{a}^{-1}$  umgerechnet. Anschließend wurden Mittelwert und Standardabweichung jedes Monats für Temperatur, Niederschlag und Evaporation von den vier, den Heihai einschließenden Pixel bestimmt. Aus den gewonnenen Werten konnten die Klimadiagramme in Abbildung 6 und 7 generiert werden (Kap. 4.2).

Die Windfelddaten lagen in den Vektoren  $u$  (Ost-West-Komponente) und  $v$  (Nord-Süd-Komponente) vor. Daraus wurde die Windgeschwindigkeit ( $\text{m}\cdot\text{sek}^{-1}$ ) und Windrichtung ( $^\circ$ ) berechnet. Die Visualisierung erfolgte als Quiver plot sowie als Windrose (Abb. 8, Kap. 4.2).

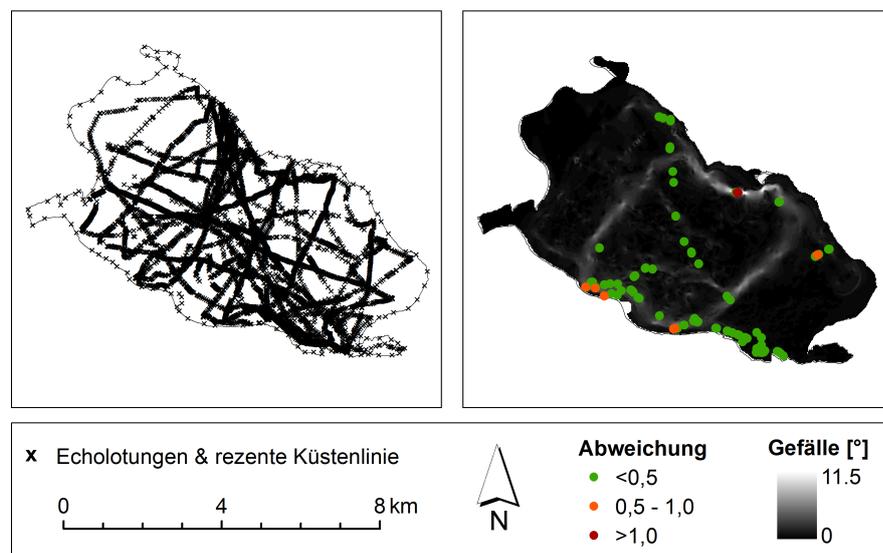
Die Berechnung des effektiven Niederschlags (aus dem sich der Zufluss in den See generiert) erfolgte vereinfacht durch die Bildung der Differenz zwischen den Niederschlags- und Evaporationswerten der HAR-Daten. Ergaben sich dabei negative Werte, so wurden diese auf null (kein Zufluss) gesetzt. Anschließend wurden die Werte des effektiven Niederschlags auf die jeweilige Pixelgröße des Einzugsgebiets verrechnet, so dass für jedes Jahr der Zufluss aus dem Einzugsgebiet in den See berechnet werden konnte.

Um die mittlere jährliche Zuflussmenge abschätzen zu können, wurde aus den elf berechneten Jahrezuflüssen über einen Bootstrap (mit 10.000 Wiederholungen) der Mittelwert berechnet (s. Matlabskript in Appendix A.8.5). Für das komplette Einzugsgebiet des Heihai (inklusive Kleinem Kusai) ergab sich demnach ein mittlerer Zufluss von  $1,8 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ . Wird das Einzugsgebiet des kleinen Kusai aus der Rechnung herausgelassen, so ergibt sich ein mittlerer jährlicher Abfluss von  $1,16 \cdot 10^8 \text{ m}^3$ .

## A.2. Messgenauigkeit

### A.2.1. Genauigkeit der Echolotungen

Die mittlere Abweichung der der Echolot-Datensätze von 2011 und 2012 betrug lediglich 3 cm ( $n = 157$ ). Nur rund 8 % der Datenpaare besaßen eine Abweichung größer als 0,5 m. Diese Punkte befinden sich überwiegend an topographischen Steilkanten, so dass ein größerer Fehler (durch das schnell abfallende Gelände) nicht verwunderlich ist (Abb. 49). Insgesamt sind die beiden Datensätze als gut vergleichbar anzusehen.



**Abb. 49:** Echolotmessungen 2011 und 2012. Übersichtsabbildung aller Referenzpunkte zur Erstellung der bathymetrischen Tiefenkarte (links), Vergleich der Messpunkte von 2011 und 2012 (rechts). Punkte mit einer Abweichung  $> 1$  m (rot) treten besonders in steilen Bereichen auf.

### **A.2.2. Genauigkeit der dGPS-Messungen**

Die beiden Doppelmessungen ergaben keine messbaren Positionsabweichungen. Auch der Höhenfehler lag im Submillimeterbereich (vgl. Tabelle 13), was für die allgemein gute Qualität der Messergebnisse spricht und im Rahmen des vom Hersteller versprochenen Fehlerbereichs liegt (Thales Navigation, 2002).

Der Vergleich der Seespiegelmessungen an verschiedenen Tagen zeigte jedoch Abweichungen in der absoluten Höhe von bis zu 7,2 m (vgl. Tabelle 13). Da angenommen werden kann, dass der Seespiegel in der Zeit der Messkampagne (August – September 2011) nahezu konstant war, sind diese enormen Schwankungen auf systembedingte Messfehler zurückzuführen. Aus vorangegangenen Studien mit einer größeren Messreihe sind Höhenabweichungen in dieser Größenordnung bereits bekannt (Lockot, 2011). Als mögliche Erklärung für den Versatz der Messpunkte ist die Kessellage des Heihai anzuführen. Die umliegenden Bergketten könnten ankommende GPS-Signale blockiert und so zu einer Verschlechterung der Signalqualität geführt haben. Auch die teilweise starke Bewölkung während der Messkampagnen könnte sich negativ auf die Messungen ausgewirkt haben. Die hohen Fehler treten jedoch nur beim Vergleich der absoluten Höhenwerten auf. Relative Höhen, bezogen auf den Seespiegel, zeigen eine bessere Übereinstimmung der Messergebnisse mit einem Vertikalfehler zwischen 30 – 40 cm (vgl. Lockot, 2011). Daher wurden für die Auswertung der morphologischen Formen lediglich die relativen Höhenunterschiede zum Seespiegel berücksichtigt.

**Tab. 13:** Genauigkeit der dGPS-Messungen. Die ersten beiden Tabellen zeigen die Doppelmessung an einer Position (A+B), während die dritte Tabelle die unterschiedlichen Höhenmesswerte des Seespiegels wiedergibt (C).

## (A) Doppelmessung 1

Datum	Name	X	Y	Höhe (ü. NN)	Positionsfehler	Höhenfehler
20110827	H001	529229	3979071	4451,79		
20110827	H002	529229	3979071	4451,79		
					<b>0,00</b>	<b>0,00</b>

## (B) Doppelmessung 2

Datum	Name	X	Y	Höhe (ü. NN)	Positionsfehler	Höhenfehler
20110827	H003	529237	3979071	4451,76		
20110827	H004	529237	3979071	4451,75		
20110827	H005	529237	3979071	4451,76		
					<b>0,00</b>	<b>0,01</b>

## (C) Messung des Seespiegels

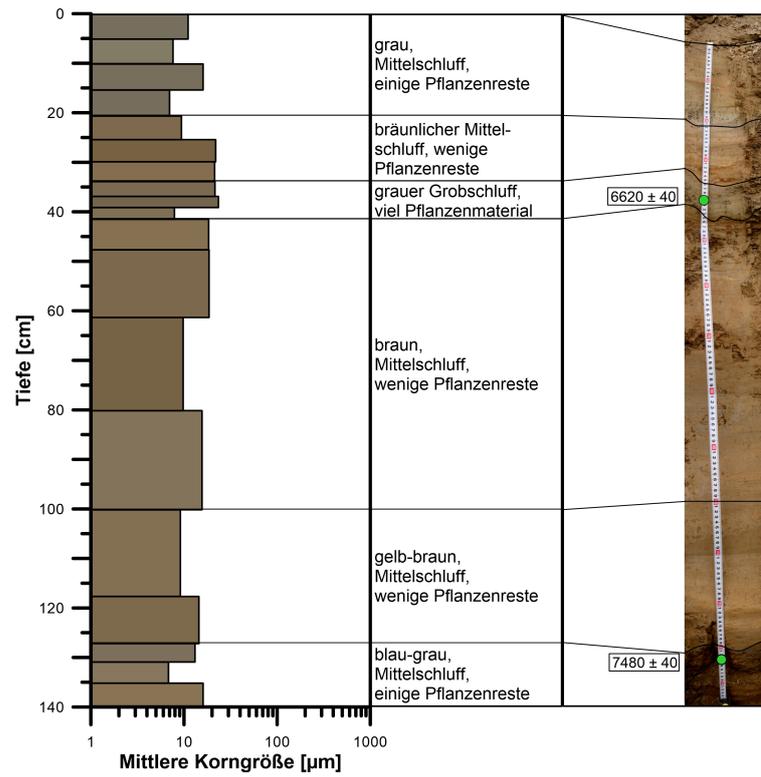
Datum	Name	X	Y	Höhe (ü. NN)	Positionsfehler	Höhenfehler
20110827	BASE	529232	3979071	4451,78		
20110830	BASE	523245	3985947	4451,22		
20110830	BAS1	523244	3985945	4448,08		
20110831	BAS3	526927	3979810	4449,12		
20110831	BAS4	526308	3979776	4449,71		
20110831	BAS2	528894	3979131	4449,97		
20110902	BASE	523087	3986111	4453,00		
20110903	BASE	523207	3985973	4455,28		
20110904	BASE	528213	3981881	4454,22		
20110904	H01U	527969	3982305	4454,31		
20110904	H025	523080	3986120	4454,09		
20110906	BASE	519638	3983663	4451,03		
20110907	BASE	519983	3984481	4451,58		
20110909	BASE	526201	3979857	4448,98		
20120819	BASE	523073	3986132	4452,88		
20120819	BAS2	522005	3986896	4450,46		

7,19

### **A.3. Beschreibung der Sedimentprofile**

#### **A.3.1. P02**

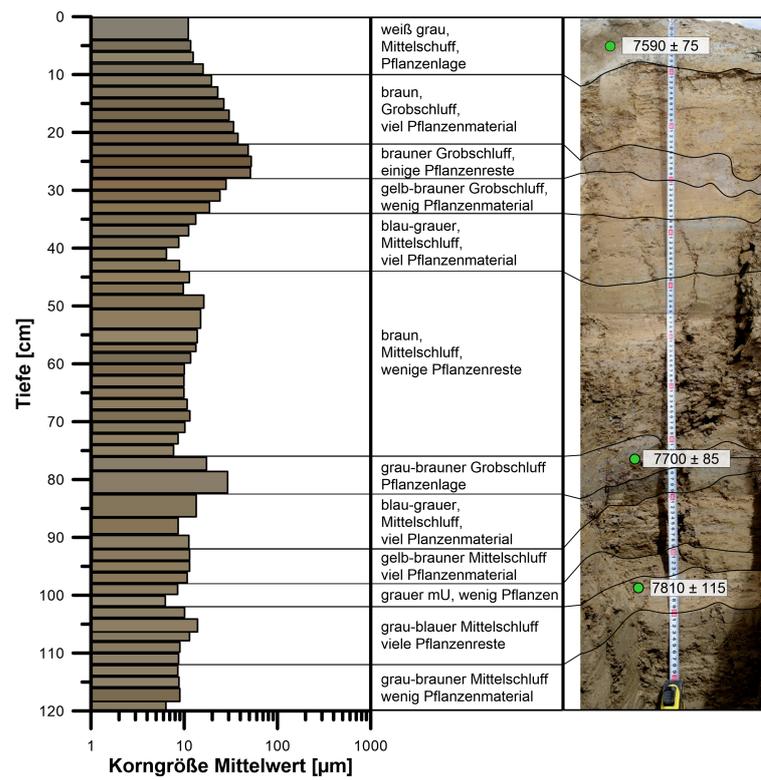
Profil P02 (0,72 cm o.a.S.) befindet sich ca. 500 m südlich des Auslasses des Heihai. Das Profil war durch Straßenarbeiten freigelegt worden und bietet so einen Einblick in die tieferliegenden Ablagerungen auf dem südlichen Schwemmfächer. Die obersten 21 cm des Profils bestehen aus grauen plattigen Sedimenten aus schluffigem Ton. Pflanzenreste sind nur vereinzelt vorhanden. In der anschließenden Sedimentschicht (21 – 34 cm Tiefe) wird die Korngröße gröber (Mittelschluff) und die Farbe der Sedimente geht in ein helles braun über. Die Ablagerungen im dritten Abschnitt (34 – 40 cm Tiefe) sind gekennzeichnet durch einen hohen Pflanzenanteil und eine grau-blaue Färbung des Sediments. Die Korngröße ist überwiegend aus Grobschluff aufgebaut. Im Anschluss (40 – 100 cm Tiefe) geht der Organikanteil deutlich zurück. Diese ca. 60 cm dicke Schicht beinhaltet größtenteils braunen Mittelschluff. Zwischen 100 – 130 cm sind die Ablagerungen hellbraun eingefärbt und zeigen eine Korngröße im Bereich von Mittelschluff. Pflanzenreste treten wieder gehäuft auf. Der unterste Abschnitt zeigt grau-blaue bis braune Sedimente im Mittelschluff mit einem mittleren Vorkommen an Pflanzenresten.



**Abb. 50:** Profilskizze P02. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die <sup>14</sup>C-Datierungen mit einem grünen Punkte markiert.

### **A.3.2. P03**

In Profil P03 wurde einer der Hügel auf dem südlichen Schwemmfächer aufgeschlossen. Das Profil liegt 2,45 m oberhalb des aktuellen Seespiegels und ist ca. 50 m vom heutigen See entfernt. Insgesamt sind die Übergänge zwischen den einzelnen Sedimentlagen verwaschen und nur undeutlich zu erkennen. Die obersten 10 cm bestehen aus hellem Mittelschluff und zeigen einen hohen Anteil an Pflanzenresten. Der Karbonatanteil der weiß-grauen Sedimente ist vergleichsweise hoch. Des Weiteren wurden Salzausblühungen an der Oberfläche des Profils gefunden. In der sich anschließenden Schicht (10 – 22 cm Tiefe) nimmt die Korngröße nach unten hin zu. In den gelb-braun bis braunen Sedimenten findet sich nach wie vor viel Pflanzenmaterial. Im folgenden Abschnitt (22 – 28 cm) nimmt der Sandanteil der Proben zu, die mittlere Korngröße liegt jedoch noch im Grobschluff. In dieser braun-grauen Schicht herrscht ein mittleres Aufkommen an organischen Makroresten vor. In den folgenden 6 cm (28 – 34 cm) nimmt der Sandanteil in der Korngröße kontinuierlich nach unten hin ab, bleibt jedoch im Mittel im Bereich von Grobschluff. Das Sediment hat eine gelb-bräunliche Farbe und einen geringen Anteil an organischem Material. Das blau-graue Sediment wird in der anschließenden Schicht (34 – 44 cm Tiefe) feiner und zeichnet sich durch einen zunehmenden Anteil an Pflanzenresten aus. Die folgenden 32 cm (44 – 76 cm Tiefe) sind homogen aus braunem Mittelschluff aufgebaut und zeigen einen mittleren bis geringen Anteil an Pflanzenresten. Zwischen 76 und 81 cm Tiefe schließt sich eine Schicht an, die größtenteils aus abgestorbenen Pflanzenreste besteht. Die Färbung des Sediments ist grau-braun und zeigt eine Korngröße im Mittel- bis Grobschluffbereich. Anschließend (81 – 92 cm) nimmt der Pflanzenanteil erneut ab bleibt jedoch erhöht. Das Sediment ist blau-grau und besteht überwiegend aus Mittelschluff. Die sich anschließende gelb-braune Sedimentschicht (92 – 98 cm Tiefe) umfasst 6 cm und ist aus Mittelschluff aufgebaut. Es finden sich weiterhin viele Pflanzenreste. Danach (98 – 102 cm Tiefe) nehmen Korngröße und Pflanzenanteil etwas ab. Die plattig gelagerten Sedimente zeigen eine graue Färbung. Zwischen 102 und 112 cm Tiefe erhöht sich der Anteil an Pflanzenresten erneut. Die grau-blauen Sedimente bestehen größtenteils aus Mittelschluff. Im unterste Profilabschnitt (112 – 119 cm Tiefe) verändert sich die Farbe der Sedimente und nimmt eine grau-braune Färbung an. Die mittlere Korngröße bleibt unverändert im Mittelschluff, wobei die Organik zum Profilboden hin abnimmt.



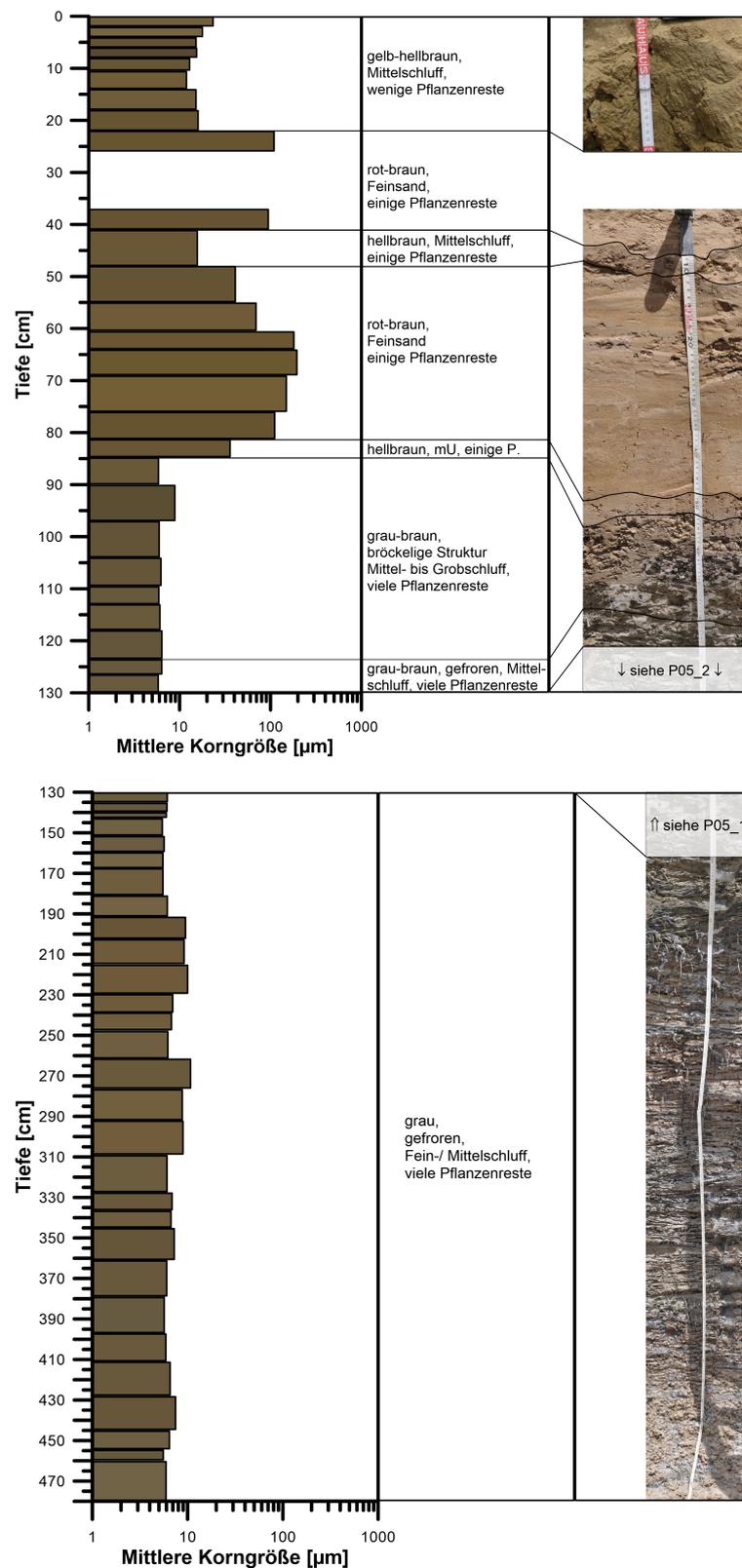
**Abb. 51:** Profilskizze P03. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die <sup>14</sup>C-Datierungen als grüne Punkte markiert.

### **A.3.3. P05**

Profil P05 liegt am Nordufer des Heihai, rund 8,5 m oberhalb des aktuellen Seespiegels. Es beschreibt den Aufbau eines Lithalass, der durch laterale Erosion aufgeschlossen wurde. Das Profil liegt rund 7,4 m von der aktuellen Uferlinie entfernt. Seine morphologische Situation wurde in Vermessungsprofil N-3 in Kapitel 7.1.4 beschrieben.

Die obersten 20 cm des Profils zeigen eine gelbe bis hellbraune Färbung. Die Sedimente sind größtenteils aus Mittelschluff aufgebaut und beinhalten nur wenig organisches Material. An der Oberfläche des Profils sind weißliche Kristallausblühungen zu erkennen. Zwischen 20 – 81 cm treten gröbere Sedimente auf, die eine mittlere Korngröße im Feinsand besitzen. Diese rot-braune Sandschicht wird zwischen 42 – 49 cm von einer hellbraunen feineren Ablagerung im Mittelschluff unterbrochen. In ihr ist ein durchschnittliches Aufkommen an Pflanzenresten erhalten. Der Bereich zwischen 81 – 86 cm Tiefe stellt den Übergang zwischen Feinsand (49 – 81 cm) und den darunter anschließenden Mittel-/Feinschluff (86 – 124 cm) dar. Die Sedimente sind als schluffiger Sand bzw. sandiger Schluff ausgeprägt und durch eine hellbraune Färbung charakterisiert. Das Pflanzenaufkommen bleibt auf einem mittleren Niveau. Der Sandgehalt der Ablagerungen nimmt zwischen 86 – 124 cm Tiefe ab und erreicht eine mittlere Korngröße im Mittel-/Feinschluff. Ab einer Tiefe von 124 cm beginnt das Sediment zu frieren. Während die darüberliegenden Sedimente eine (undeutliche) Schichtung besitzen und eine gleichmäßige Ablagerung zeigen, verändert sich daher auch die Sedimentstruktur ab 124 cm und wird nach unten zunehmend bröckelig, während eine Schichtung nun nicht mehr zu erkennen ist. Die Sedimente sind grau-braun gefärbt und beinhalten ein hohes Aufkommen an Pflanzenmaterial. Während der Bereich ab 124 cm Tiefe nur teilweise gefroren ist, nimmt der Eisgehalt ab 160 cm zu. Ab dieser Tiefe sind Sediment und Eis in Wechsellagerung geschichtet (vgl. Kap. 8.1.5). Das Profil wurde über eine Gesamtlänge von 463 cm aufgenommen.

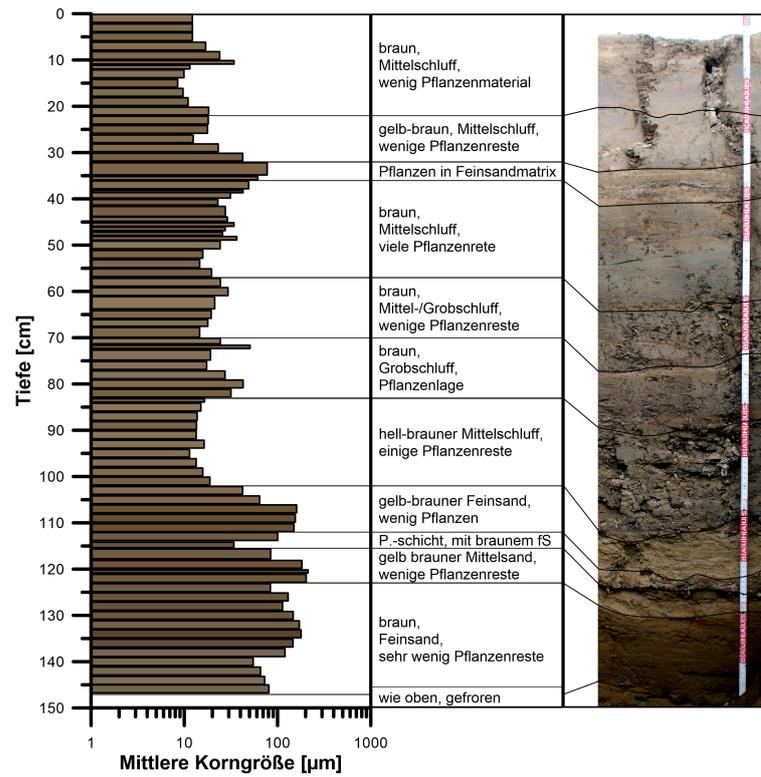
### A.3 Beschreibung der Sedimentprofile



**Abb. 52:** Oberer und unterer Abschnitt in Profil P05. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben.

#### **A.3.4. P06**

Profil P06 befindet sich am äußeren Rand der ehemaligen Seesedimente, rund 50 m nördlich von der aktuellen Uferlinie entfernt (4,4 m o.a.S.). Die obersten 32 cm des Profils bestehen größtenteils aus tonigem Schluff, in dem nur wenige Pflanzenreste erhalten sind. Die obersten cm des Profils haben eine hellbraune Färbung, die sich nach unten hin verdunkelt und bei 32 cm in eine gelb-braune Farbe übergeht. Zwischen 32 und 36 cm ist eine Organiklage ausgebildet in der das Sediment überwiegend aus Pflanzenresten aufgebaut ist. Diese sind in einer Matrix aus schluffigem Feinsand eingebettet, der eine gelb-braune Färbung besitzt. Im Bereich zwischen 36 – 57 cm Tiefe treten weitere Organiklagen auf, die durch braune Grobschluffeinlagerungen unterbrochen werden. Insgesamt nimmt in diesem Profilabschnitt die Korngröße nach unten hin ab. Es folgt eine Schicht (57 – 70 cm Tiefe), in der der Anteil der Pflanzenreste deutlich rückläufig ist und nur noch wenige Makrophyten in dem Sediment erhalten geblieben sind. Die umliegenden Sedimente bestehen aus braunem Grobschluff. In einer Tiefe von 70 – 83 cm schließt sich erneut eine Organiklage an. Die Korngröße liegt im Grob- bis Mittelschluffbereich. Die Sedimente in diesem Profilabschnitt zeigen eine braune Färbung. Zwischen 83 – 102 cm überwiegen hellbraune tonige Schluffe mit einem mittleren Aufkommen an Pflanzenresten. Darauf folgt ein ca. 20 cm mächtiges Band aus gelb-braunem Fein-/Mittelsand (102 – 123 cm Tiefe), das wenig Pflanzenmaterial beherbergt. Es wird von einer Pflanzenlage bei 112 – 116 cm unterbrochen, deren Matrix aus braunem Feinsand besteht. Der unterste Teil des Profils (123 – 147 cm) ist aus schluffigem Feinsand aufgebaut. Die Sedimente zeigen eine braune Färbung und beinhalten kein weiteres Pflanzenmaterial. Ab einer Tiefe von 147 cm ist das Sediment gefroren.

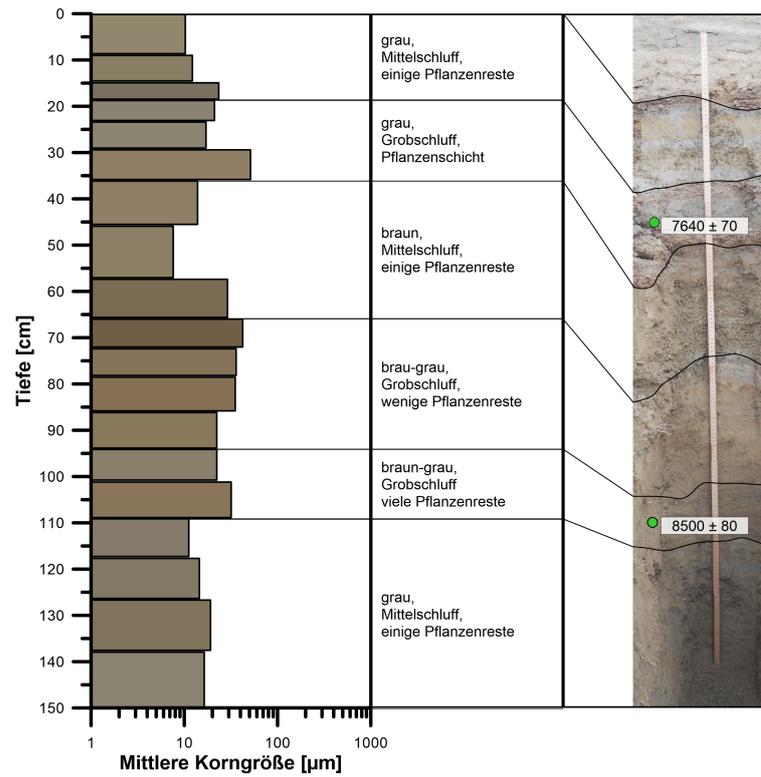


**Abb. 53:** Profilskizze P06. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben.

### **A.3.5. P08**

Profil P08 ist nördlich des Auslasses lokalisiert. Leider hatten die chinesischen Kollegen, die dieses Profil aufnahmen, kein differenzielles GPS dabei, so dass die Position nicht genau bestimmt werden konnte. Das Profiltop wurde jedoch auf ca. 5 m oberhalb des modernen Seespiegel geschätzt. Die Position wurde anhand von Satellitenaufnahmen im Nachhinein verortet. Das Profil weist Spuren vergangener Permafrostaktivität auf – daher sind die Schichtübergänge nur noch sehr undeutlich ausgeprägt.

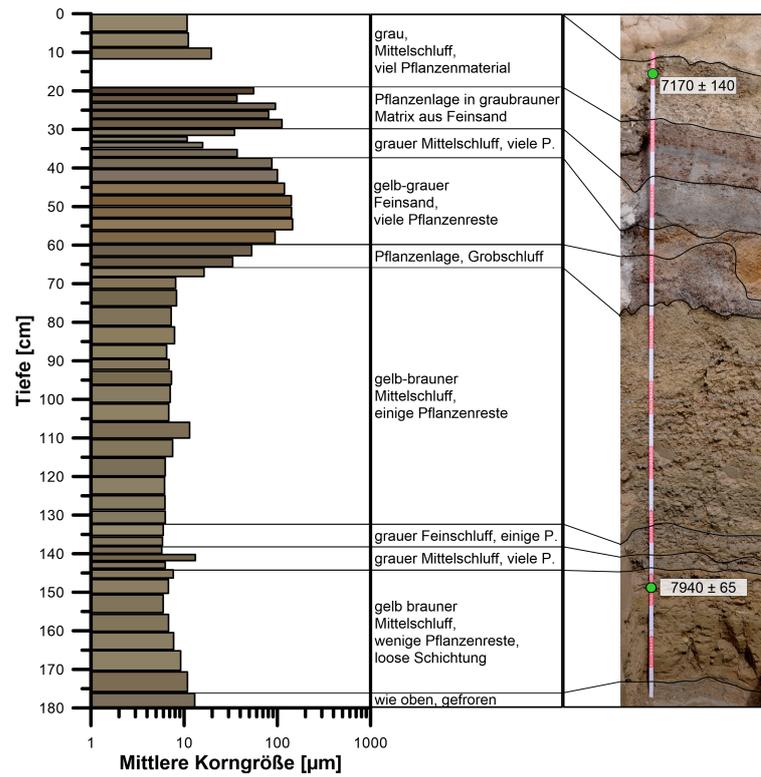
Das Sedimenttop ist aus 19 cm grau-gelben Mittel- bis Grobschluff aufgebaut und beinhaltet nur wenig organische Reste. Im Anschluss daran (19 – 37 cm Tiefe) befindet sich eine graue Schicht aus Mittelsand, die von zwei Organiklagen eingrahmt wird. Die Korngröße der Organikschichten zeigt einen höheren Sandanteil und kann dem Grobsand zugeordnet werden. Die nachfolgende Schicht umfasst die Tiefe zwischen 37 – 65 cm. Sie besteht aus braunem Mittelschluff und beinhaltet wenig Pflanzenreste. Darauf folgt eine Lage mit wenig Pflanzenmaterial (65 – 95 cm), die überwiegend aus grauem Grobschluff aufgebaut ist. Daran schließt sich eine erneute Organiklage (95 – 109 cm) an. Die grobschluffige Matrix zeigt eine grau-braune Färbung. Zwischen 109 – 150 cm bildet eine Schicht aus grauem Mittelschluff mit einem geringen Anteil an Pflanzenmaterial den Abschluss des Profils. Die Sedimente zeigen einen hohen Karbonatanteil und wurden in plattiger Schichtung abgelagert.



**Abb. 54:** Profilskizze P08. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die <sup>14</sup>C-Datierungen als grüne Punkte markiert.

### **A.3.6. P09**

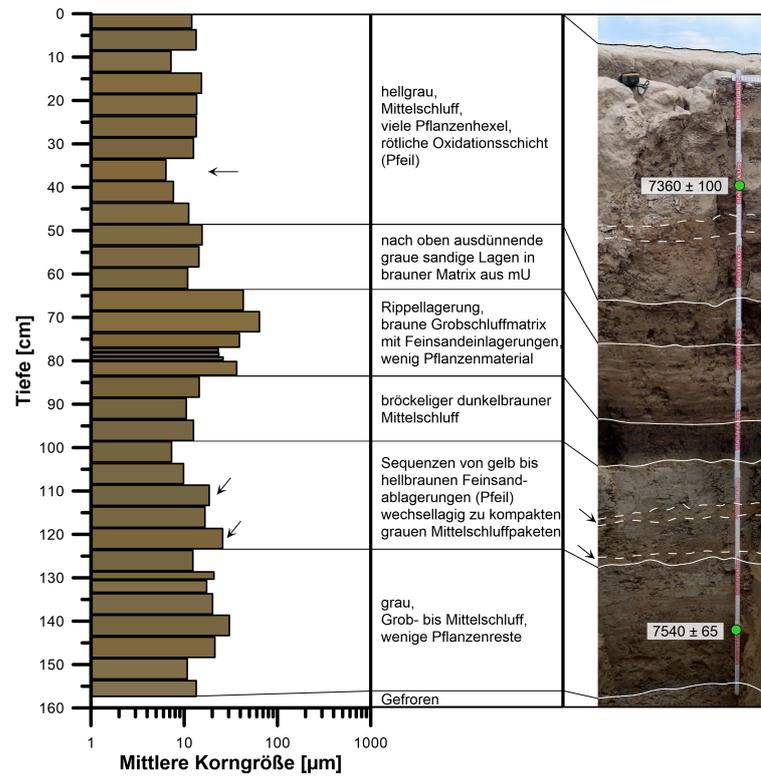
Profil P09 liegt am westlichen Ufer des Heihai (6,4 m o.a.S.) in einer hügeligen Landschaft, die durch periglaziale Prozesse charakterisiert ist. Einer dieser Hügel wurde aufgedigelt und beinhaltet das Profil P09. Auf der Oberfläche des Profils haften salzige, kristalline Ausblühungen an. Die obersten Sedimentlagen (bis ca. 65 cm Tiefe) sind zum Großteil aus Pflanzenmaterial aufgebaut, das sich nach unten hin ausdünnert. Die obersten 19 cm bestehen aus grau-braunem Mittel- bis Grobschluff mit einem sehr hohen Aufkommen an Pflanzenhexeln. Es schließt sich eine 10 cm mächtige Pflanzenschicht (19 – 30 cm) an, die von einer Matrix aus grauem Feinsand umgeben ist. In den folgenden 6 cm (30 – 37 cm) nimmt der Sandgehalt des Sediments weiter zu, und kann als hellgrauer Mittelschluff charakterisiert werden. Erneut ist ein erhöhter Anteil an Pflanzenmaterial zu beobachten. Die sich anschließenden grau-gelblichen Sedimente (37 – 60 cm) erreichen eine Mächtigkeit von ca. 20 cm. Sie sind überwiegend aus Feinsand aufgebaut und zeigen wiederholt einen Großteil an makroskopischen Pflanzenresten. Es folgt eine Pflanzenlage (60 – 66 cm) aus grauen Sedimenten, die größtenteils im Grobschluff liegen. Bei ca. 66 cm Tiefe geht der Anteil der Pflanzenreste merklich zurück. Verglichen mit anderen Profilen ist der Organikanteil jedoch weiterhin erhöht. Bis 132 cm findet sich hauptsächlich gelbbrauner Mittelschluff. Zwischen 132 und 136 cm Tiefe treten graue Sedimente mit hohem Pflanzengehalt auf. Die mittlere Korngröße liegt im Feinschluffbereich. Anschließend nimmt die Korngröße zwischen 139 und 144 cm wieder etwas zu (Mittelschluff). Die Sedimente besitzen eine dunkelgraue Färbung und beinhalten viele Pflanzenhexel. Ab 145 cm wird das Sediment deutlich fester und ist ab 180 cm komplett gefroren. Die vorherrschende Korngröße liegt im Mittelschluff. Die gelbbraunen Sedimente dieser Schicht zeigen deutlich geringeren Anteil an organischem Material.



**Abb. 55:** Profilskizze P09. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen als grüne Punkte markiert.

### **A.3.7. P12**

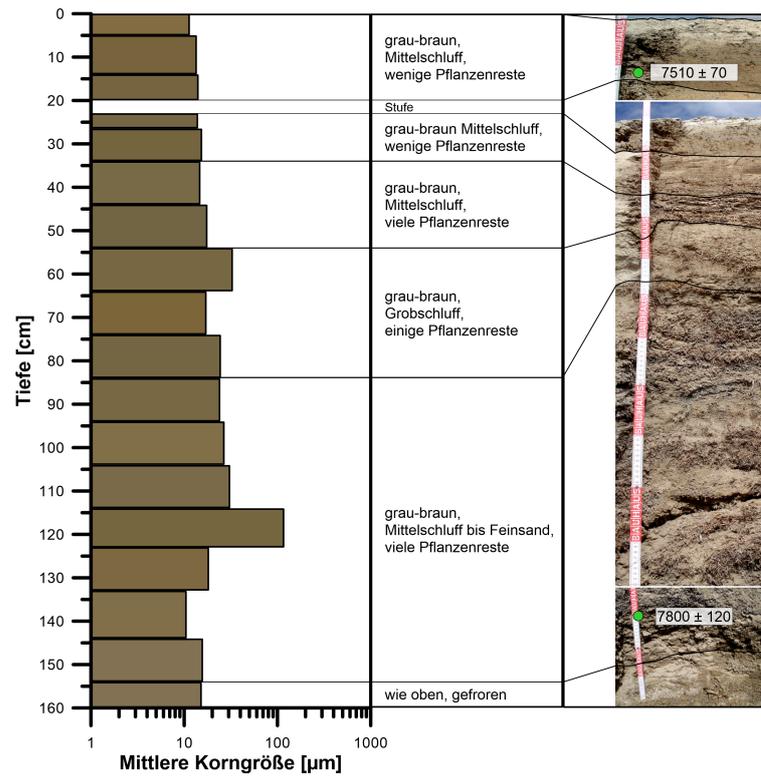
Profil P12 war am Südufer des Heihai auf 3,1 m o.a.S. aufgeschlossen, unweit des südlichen Hauptzuflusses zum See. Die obersten 49 cm sind aus hellgrauen Mittelschluff aufgebaut. Die Sedimente sind fein geschichtet und beinhalten bei 35 cm ein rötlich gefärbtes Oxidationsband. Der Anteil an Pflanzenresten ist in diesem Abschnitt sehr hoch. Zwischen 49 und 64 cm wechseln sich dunkelbraune siltige und hellbraune/graue sandige Lagen ab. Die Mächtigkeit der Sandlagen nimmt nach oben hin ab. In der sich anschließenden Sedimenteinheit (64 – 84 cm) wechseln sich weiterhin helle Sandschichten mit dunklen Schluffschichten ab. Hier dominieren jedoch die Sandlagen, welche eine deutliche Rippelschichtung aufweisen. Die sich anschließende braune Lage (84 – 99) ist ca. 15 cm mächtig und aus Ablagerungen aus Mittelschluff aufgebaut. Das Sediment weist eine eher körnige Struktur auf. Zwischen 99 und 124 cm ändert sich die Farbe der Sedimente deutlich. Mächtige Sedimentpakete aus grauem tonigem Schluff begrenzen hier einige dünnere Bänder aus hellbraunen/gelben gröberen Material (schluffiger Sand). Im untersten Bereich des Profils (124 – 159 cm) nimmt die durchschnittliche Korngröße etwas zu (Mittel-/Grobschluff) und wenige Pflanzenreste tauchen vereinzelt auf. Allgemein setzt sich jedoch die Wechsellagerung zwischen grobem und feinem Material auch in dieser Struktureinheit fort. Unterhalb einer Sedimenttiefe von 1,59 m ist das Sediment gefroren.



**Abb. 56:** Profilskizze P12. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die  $^{14}\text{C}$ -Datierungen als grüne Punkte markiert.

#### **A.3.8. P14**

P14 wurde nahe dem südlichen Zufluss aufgenommen und befindet sich ca. 2 m o.a.S. Es liegt in einer weiten hügeligen Permafrostlandschaft. Einer dieser Hügel wurde aufgedigelt und lässt sich grob in fünf Bereiche unterteilen. Die ersten 20 cm des Profils bestehen aus grau-braunem Mittelschluff mit einem eher geringen Aufkommen an Pflanzenmaterial. Eine Stufe von ca. 3 cm trennt den ersten Profilabschnitt von 11 weiteren Zentimetern mit denselben Sedimentationscharakteristika wie im oberen Bereich (23 – 34 cm Sedimenttiefe). Der folgende Profilabschnitt (34 – 54 cm) besteht aus grau-braunem Mittelschluff und zeigt einen relativ hohen Pflanzenanteil. Im Anschluss (54 – 84 cm) daran folgen 30 cm grau-braunes, gröberes Material, das größtenteils aus Grobschluff aufgebaut ist. Der Pflanzenbestand nimmt ab, bleibt jedoch vergleichsweise erhöht. Bis zum Ende des Profils in 154 cm Tiefe ist das Sediment durch eine dichte Pflanzenmatte charakterisiert. Die Matrix besteht anfangs aus Grobschluff/Feinsand; die Korngröße nimmt jedoch nach unten hin ab und ist in den letzten 25 cm eher aus Mittelschluff aufgebaut. Ab einer Tiefe von 155 cm ist das Sediment gefroren.



**Abb. 57:** Profilskizze P14. Die Farben des Balkendiagramms der mittleren Korngröße (links) entsprechen den RGB-Werten der fotografierten Proben. Im Foto (rechts) wurden die <sup>14</sup>C-Datierungen als grüne Punkte markiert.

## A.4. Analyseergebnisse der Sedimentprofile

### A.4.1. P02

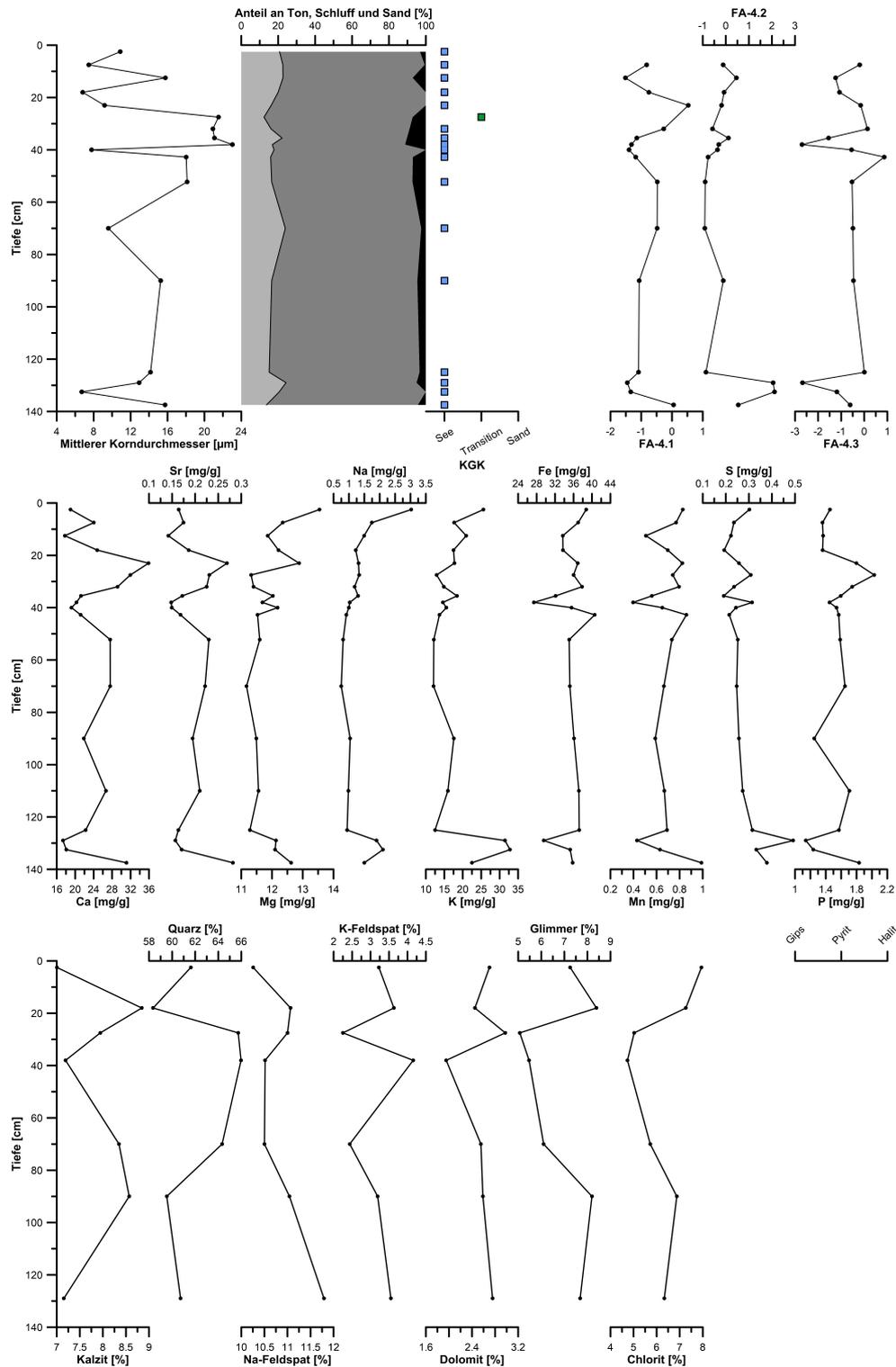


Abb. 58: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P02.

A.4.2. P03

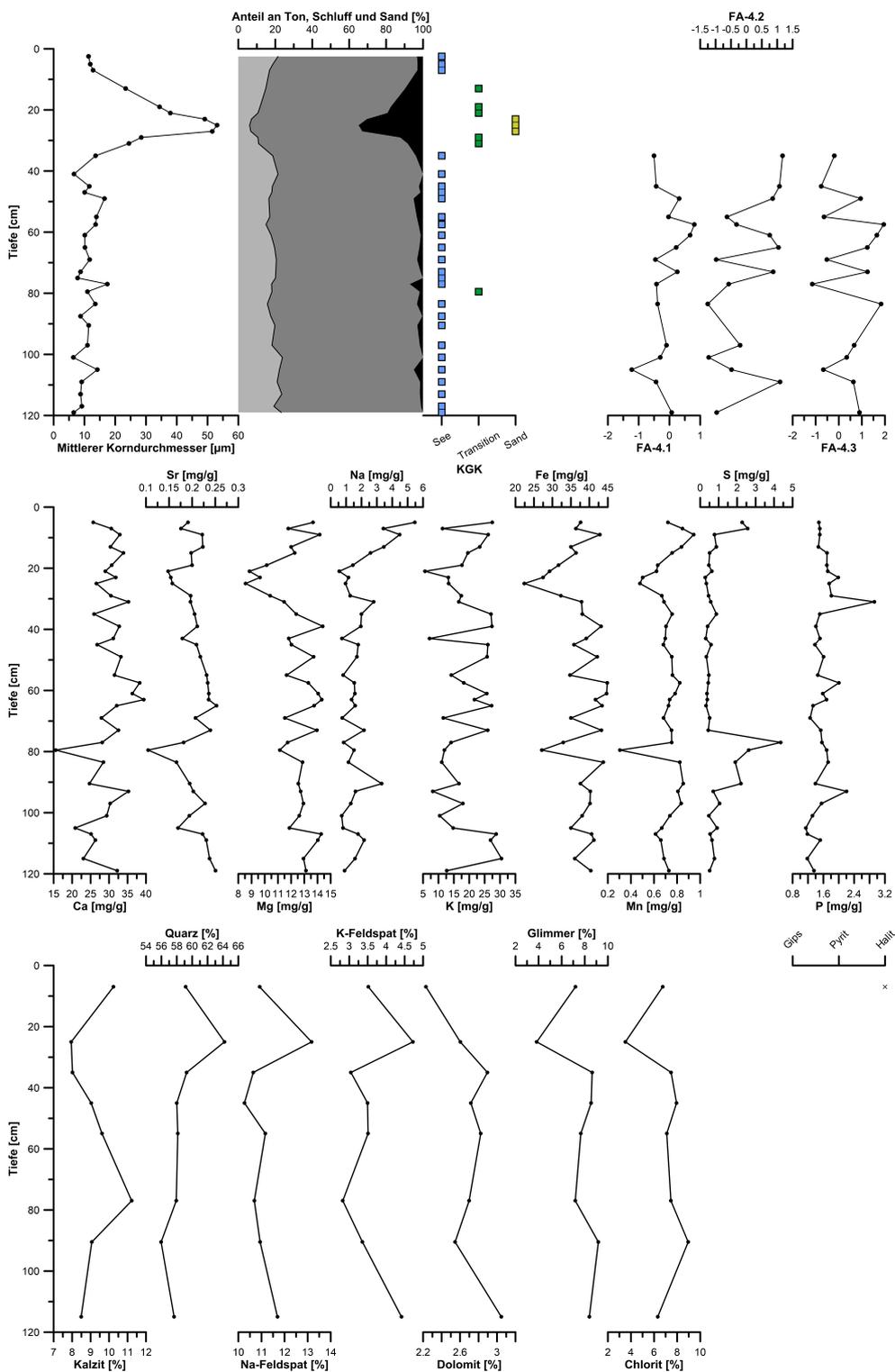


Abb. 59: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P03.

A.4.3. P05

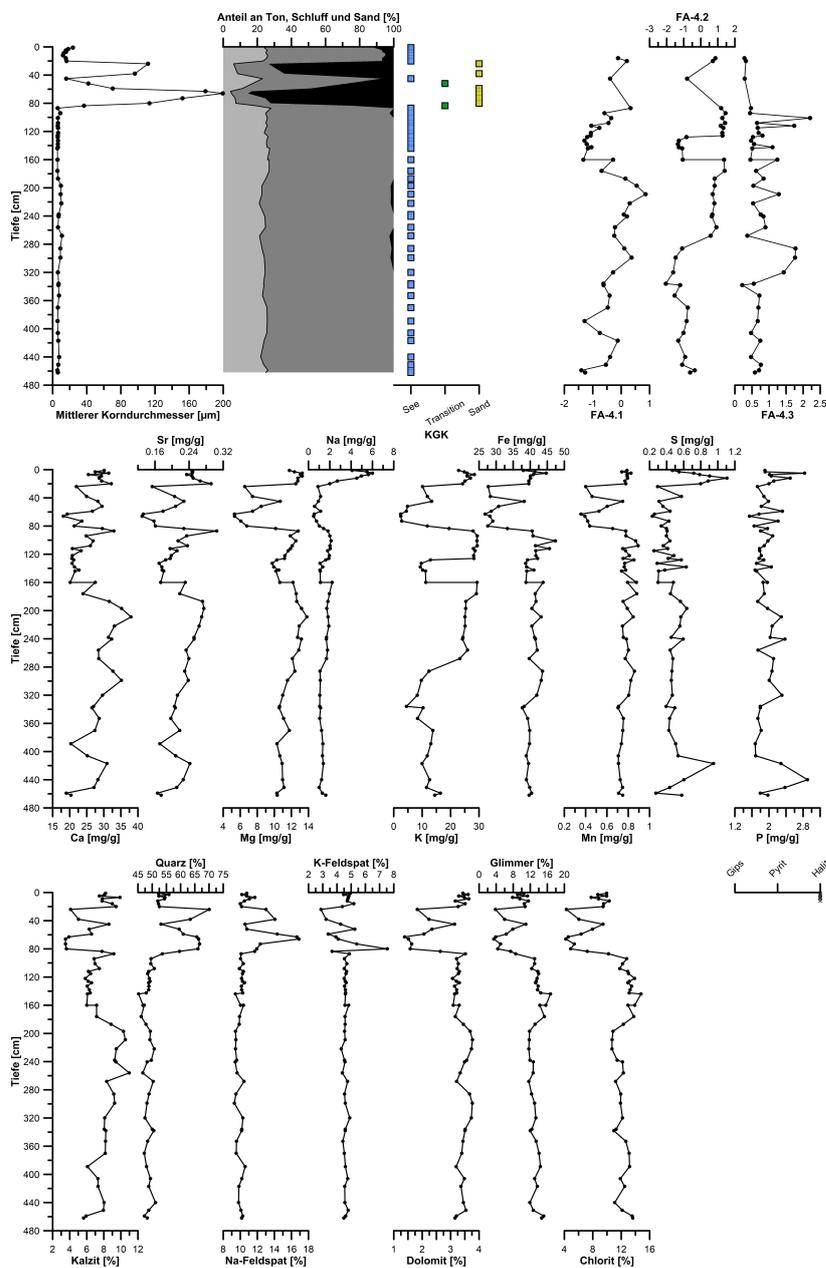


Abb. 60: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P05.

A.4.4. P06

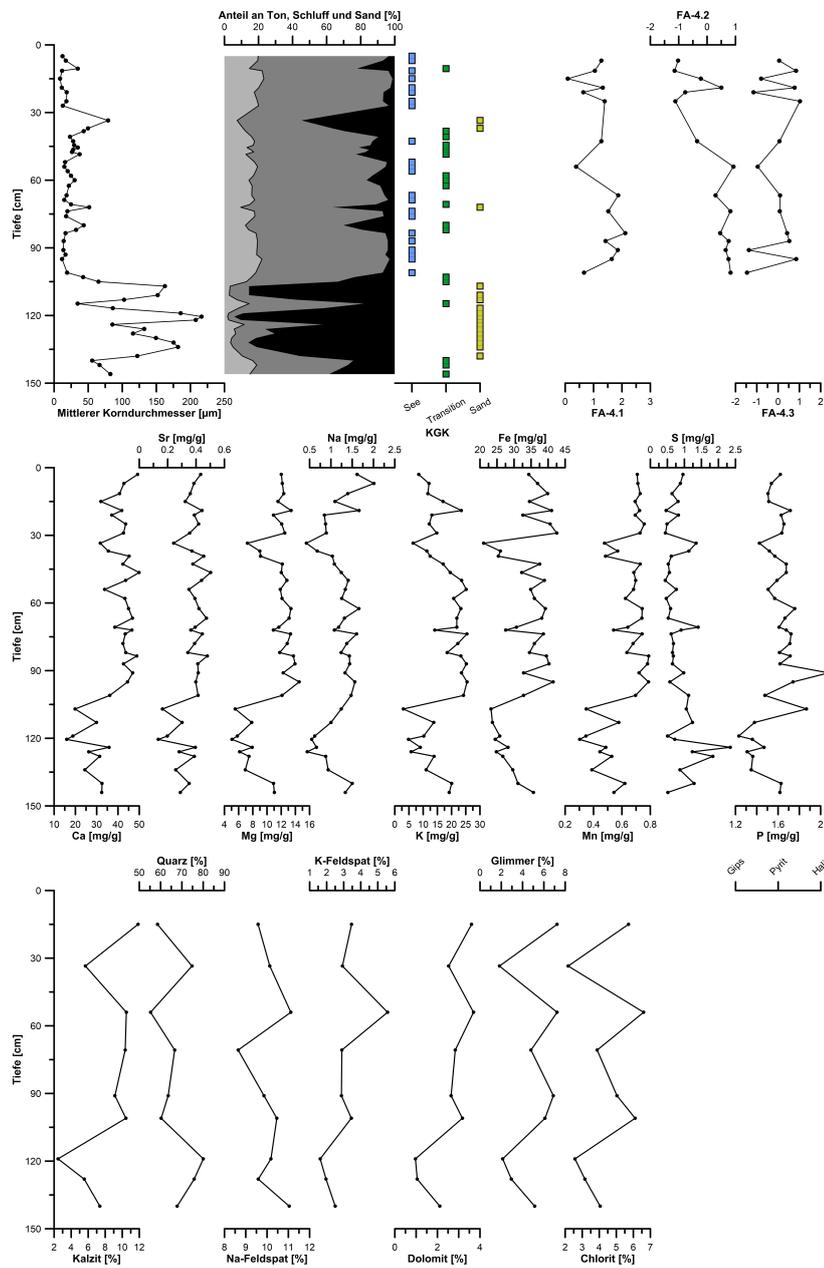


Abb. 61: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P06.

A.4.5. P08

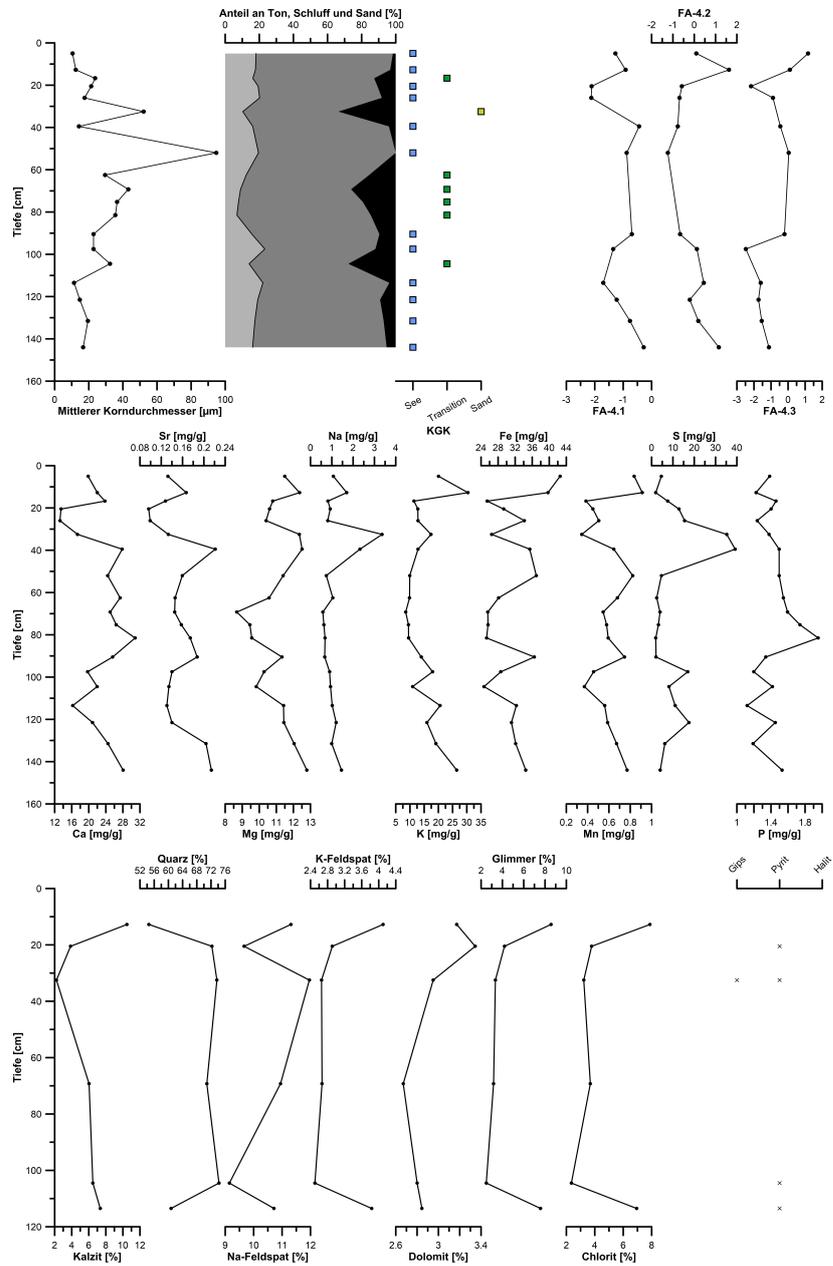


Abb. 62: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P08.

A.4.6. P09

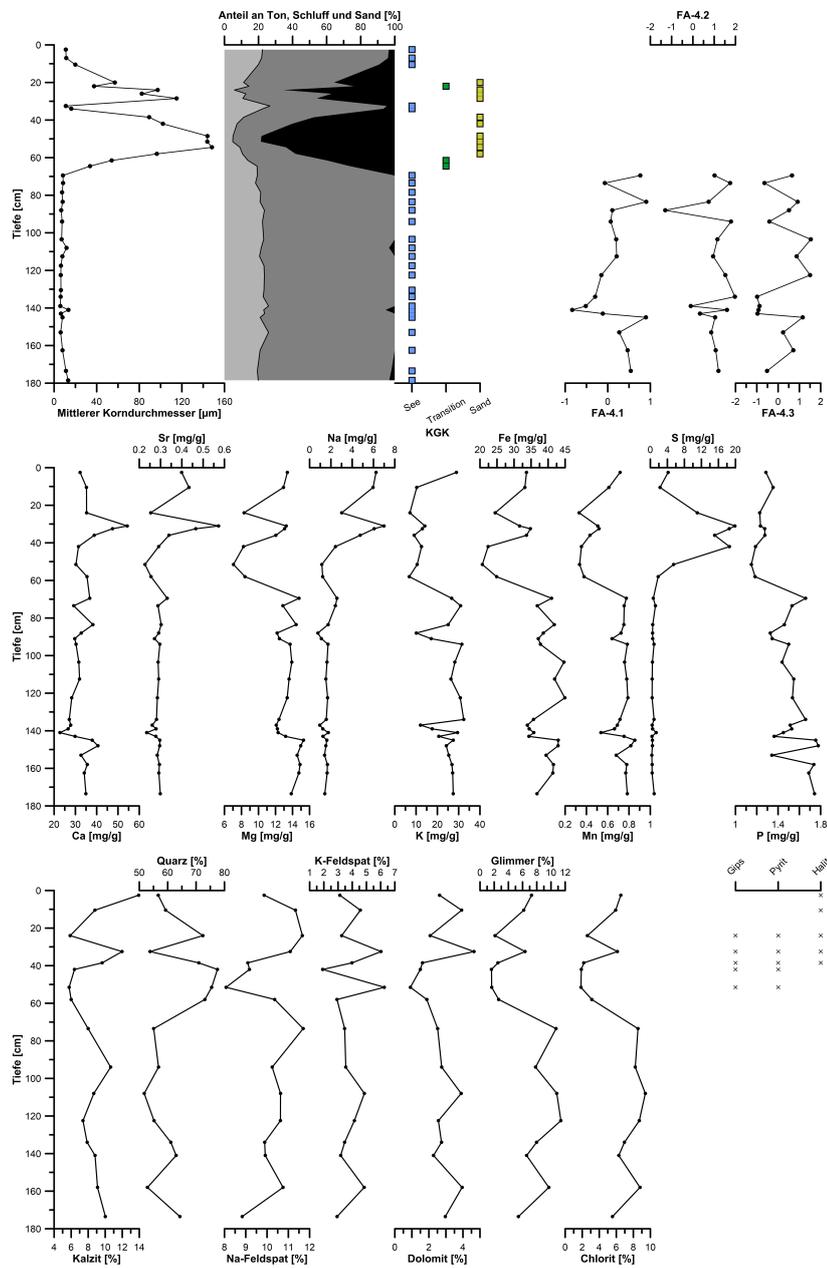


Abb. 63: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte, Elementkomposition und Mineralzusammensetzung von Profil P09.

A.4.7. P12

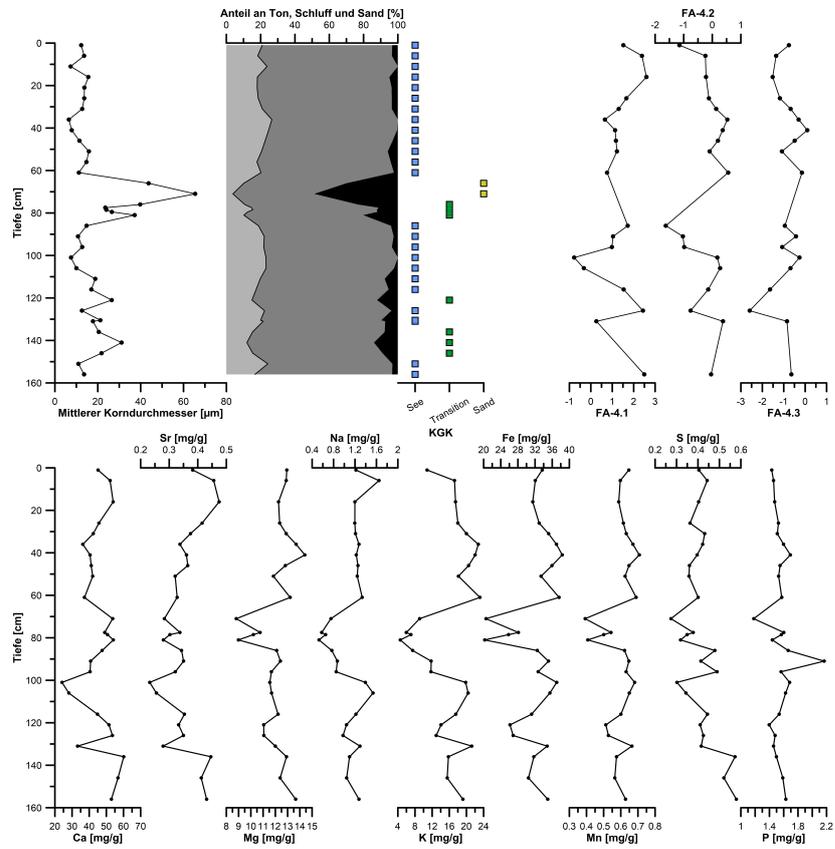


Abb. 64: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte und Elementkomposition von Profil P12.

A.4.8. P14

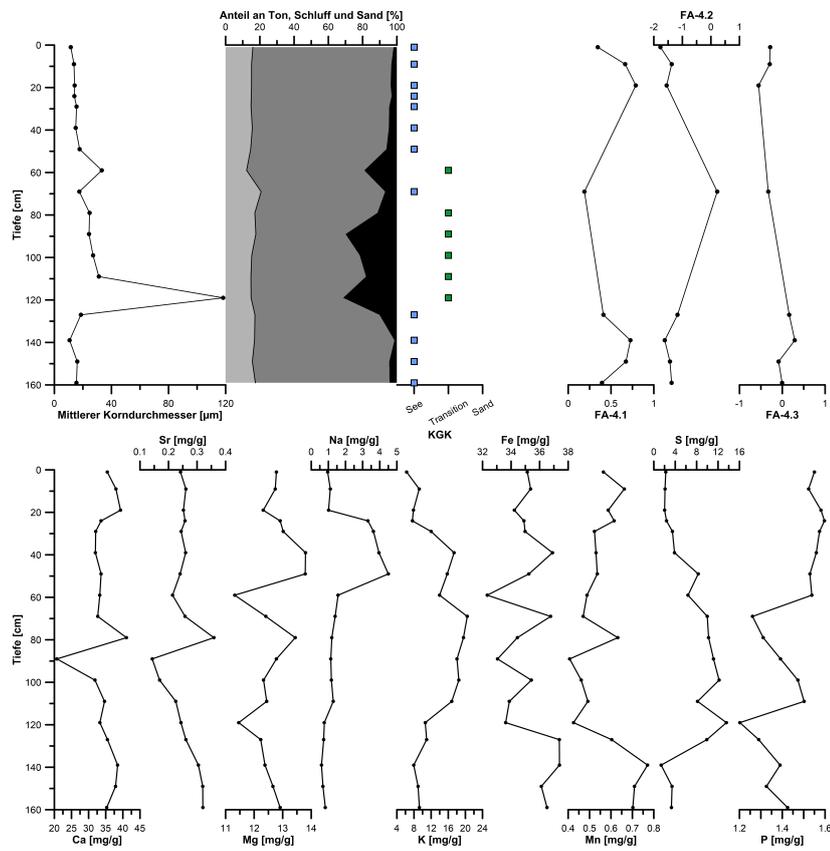
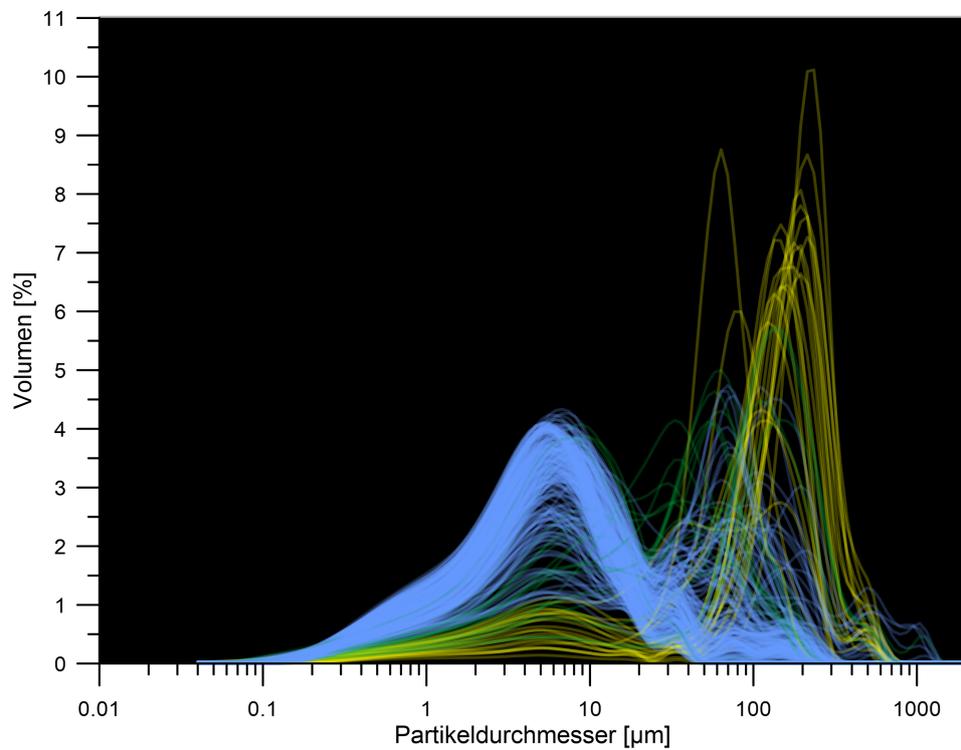
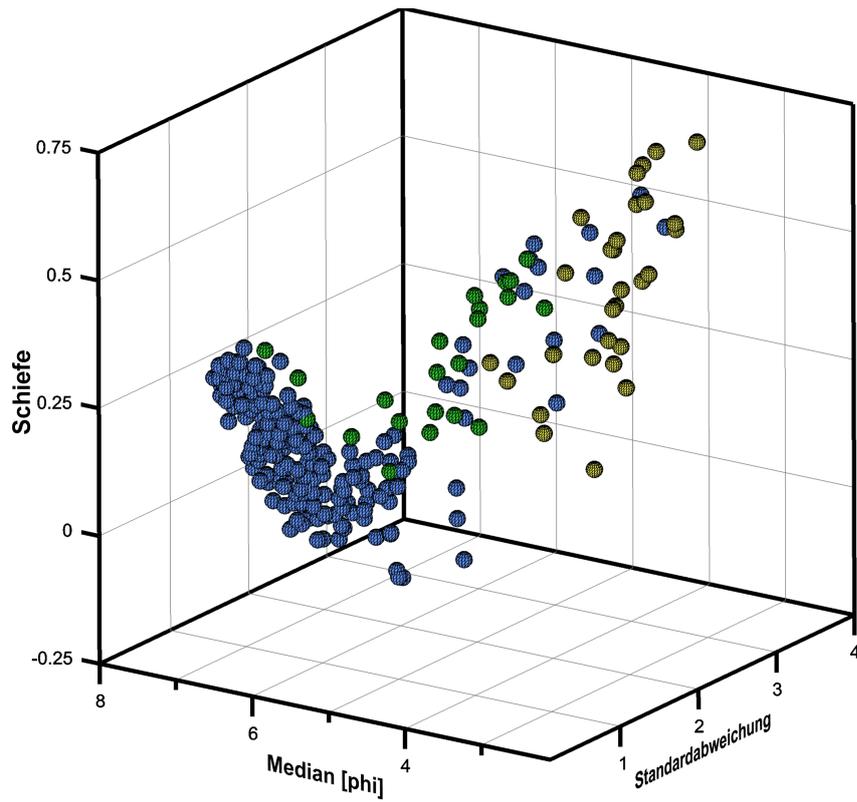


Abb. 65: Korngrößencharakteristik, Faktorwerte und Elementkomposition von Profil P14.

#### A.4.9. Einteilung der Korngrößenverteilungen nach EMMA



**Abb. 66:** Korngrößenverteilung der Hochstandssedimente mittels EMMA. Im Vergleich zur Clusteranalyse lassen sich die Proben schlechter in die drei Korngrößenklassen ("Sand" = gelb, "Transition" = grün und "See" = blau) trennen.



**Abb. 67:** Median, Standardabweichung und Schiefe der Korngrößenklassen nach Einteilung durch EMMA. Im Vergleich zur Clusteranalyse lassen sich die Proben schlechter in die drei Korngrößenklassen ("Sand" = gelb, "Transition" = grün und "See" = blau) trennen.

### A.4.10. Bestimmung der Anzahl der Faktoren

Scree-Plot der verschiedenen Faktorenanalysen (FA-1–FA-4). Graue Linien markieren zufällige Eigenwerte (Parallelanalyse), die rote Linie zeigt einen Eigenwert von eins (Kaiser-Kriterium). Die Zahlen an der schwarzen Hauptlinie repräsentieren die kumulierte erklärte Varianz.

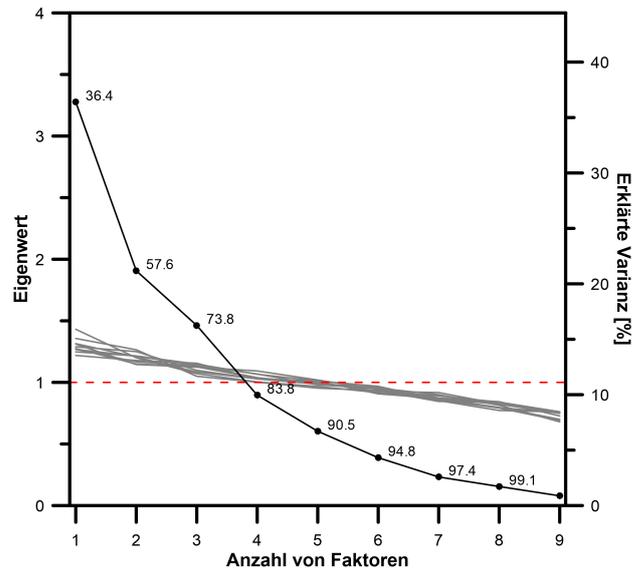


Abb. 68: Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-1.

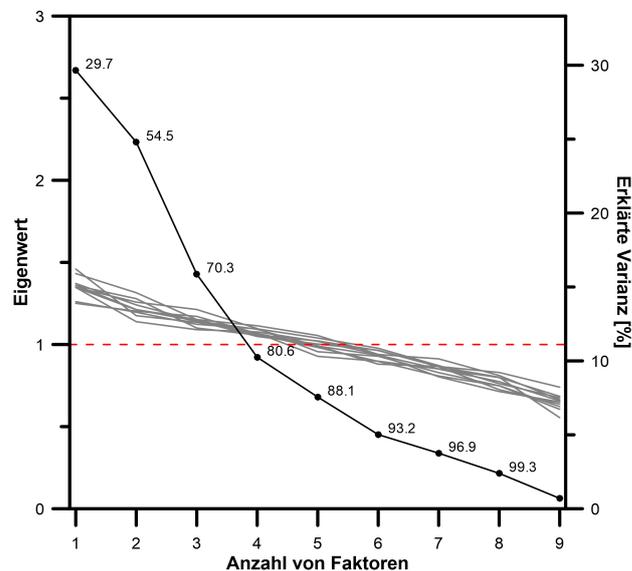


Abb. 69: Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-2.

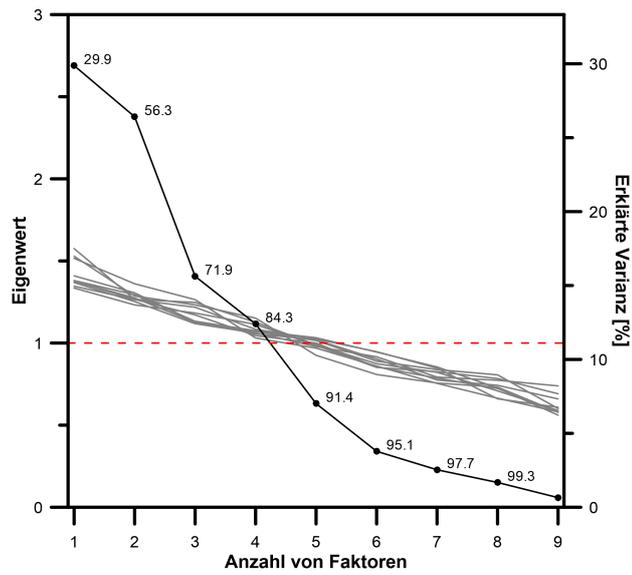


Abb. 70: Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-3.

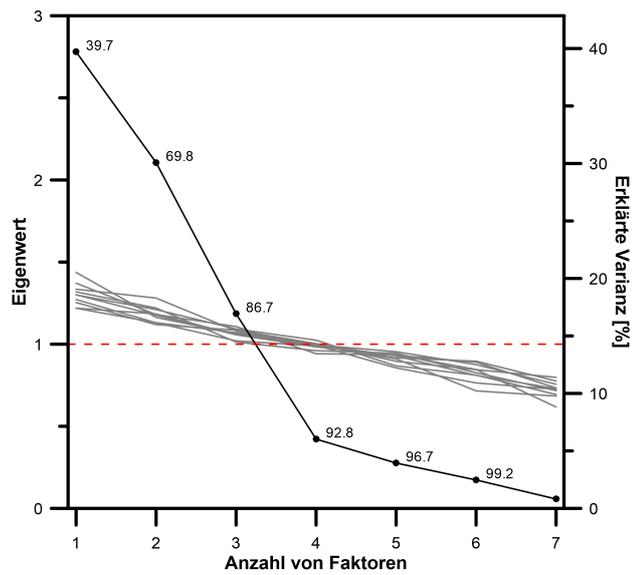


Abb. 71: Scree-Plot der Faktorenanalyse FA-4.

## A.5. Bohrkerne

### A.5.1. Profilskizze

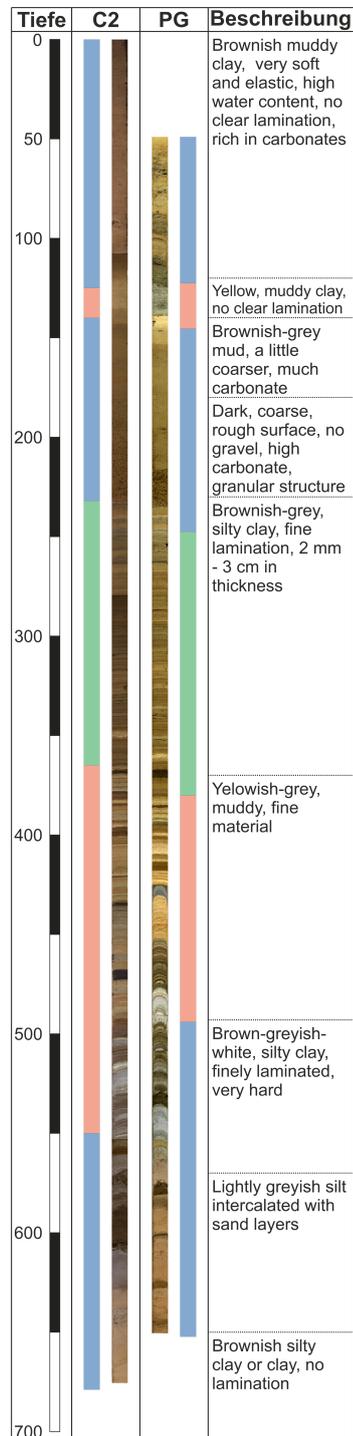
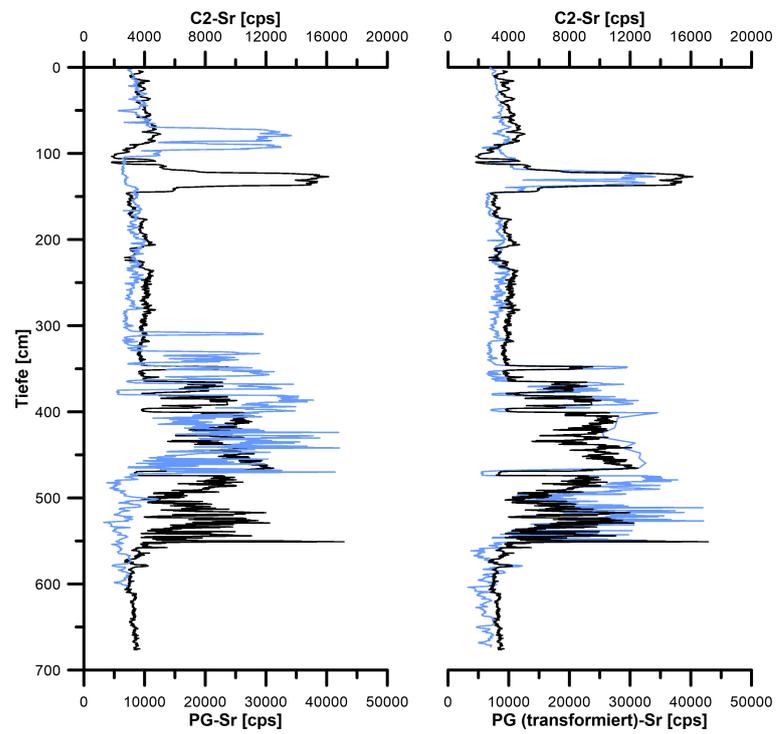


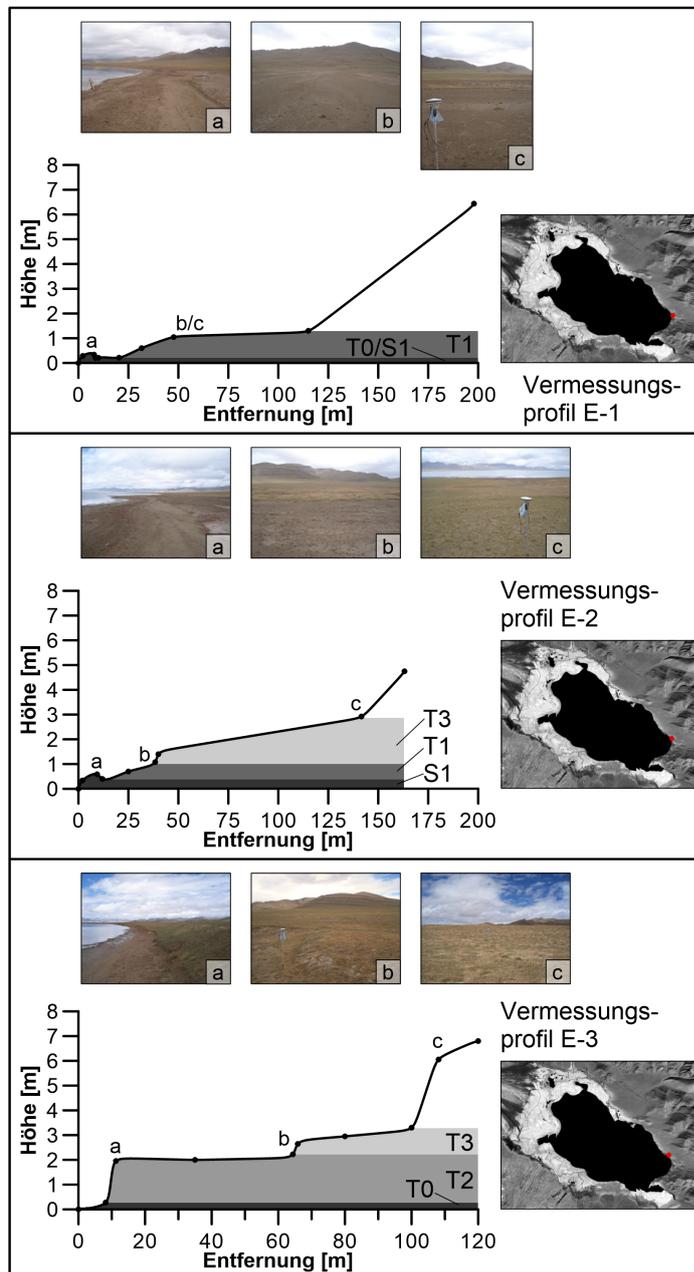
Abb. 72: Zusammengesetztes Übersichtsfoto der Bohrkerne C2 und PG. Kernbeschreibung leicht verändert nach Chen (2014). Die Farben repräsentieren die dominanten Karbonatfazies: blau = Kalzit, rot = Aragonit, grün = Monohydrokalzit.

## A.5.2. Anpassung der Bohrkerne C2 und PG



**Abb. 73:** Sr-Variation in den Bohrkerne PG (blau) und C2 (schwarz) vor (links) und nach (rechts) der Kernanpassung.

**A.6. Vermessungsprofile**



**Abb. 74:** Vermessungsprofile E-1, E-2 und E-3, mit Fotos der jeweiligen Lokalität.

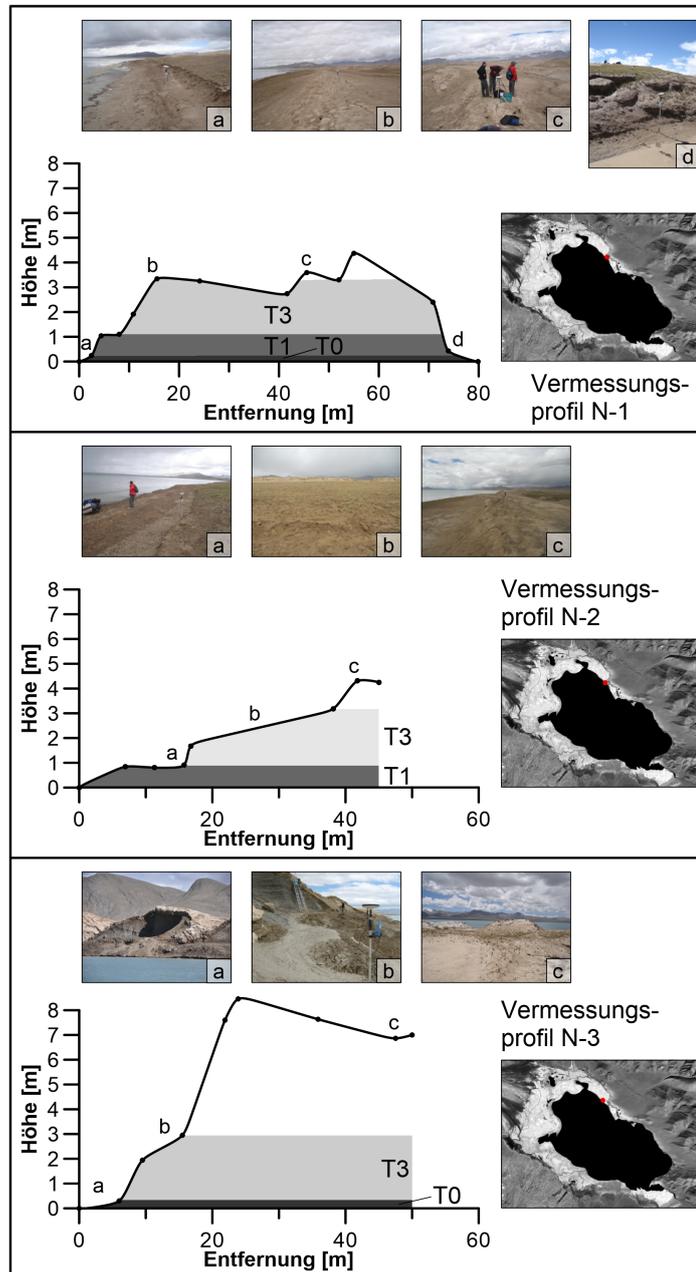
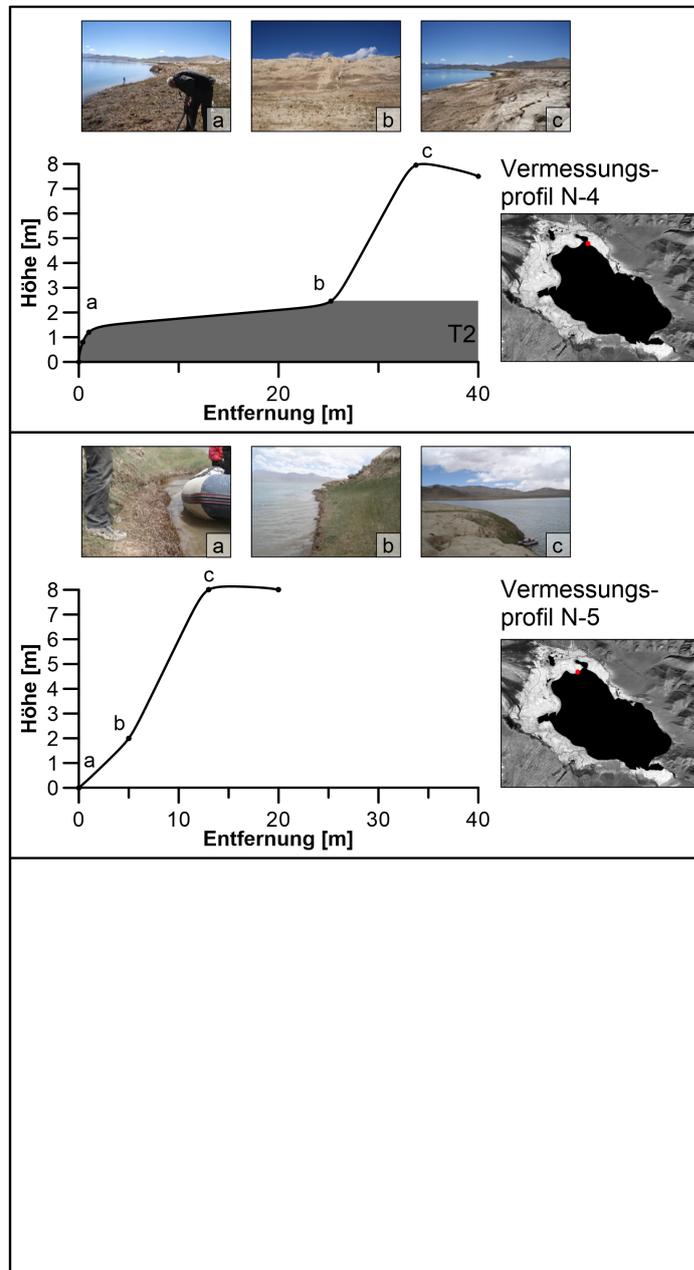


Abb. 75: Vermessungsprofile N-1, N-2 und N-3, mit Fotos der jeweiligen Lokalität.



**Abb. 76:** Vermessungsprofile N-4 und N-5, mit Fotos der jeweiligen Lokalität.

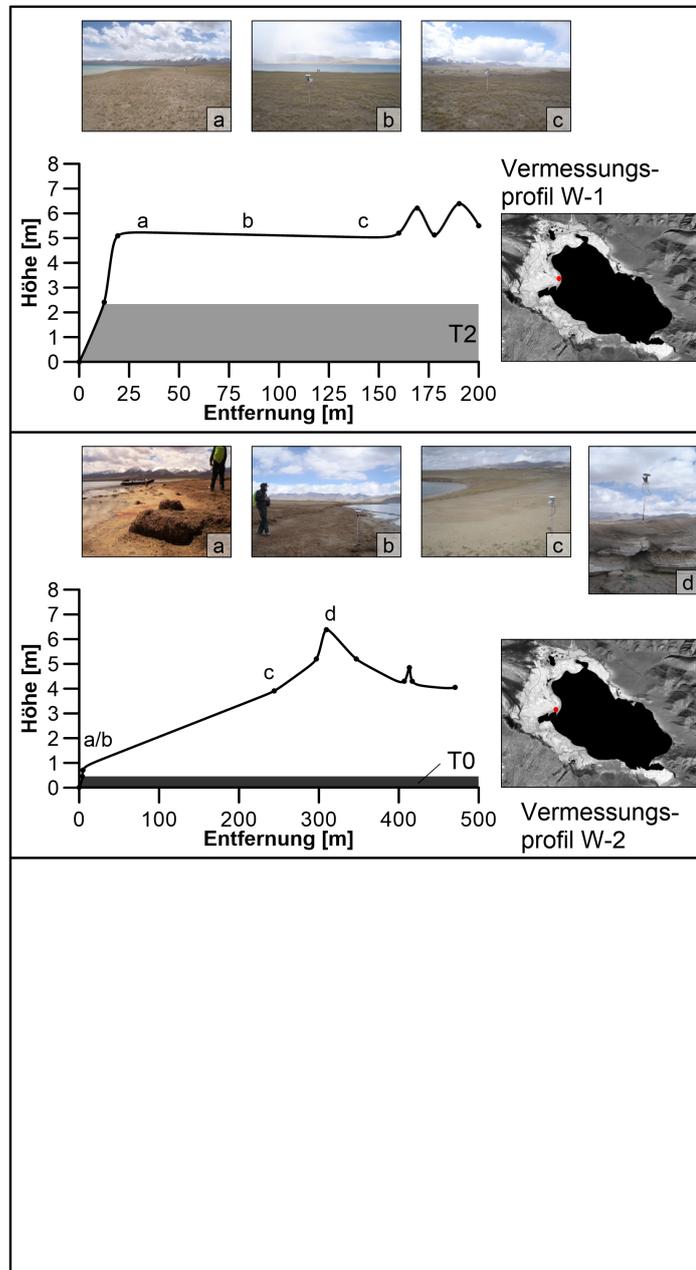


Abb. 77: Vermessungsprofile W-1, W-2 und W-3, mit Fotos der jeweiligen Lokalität.

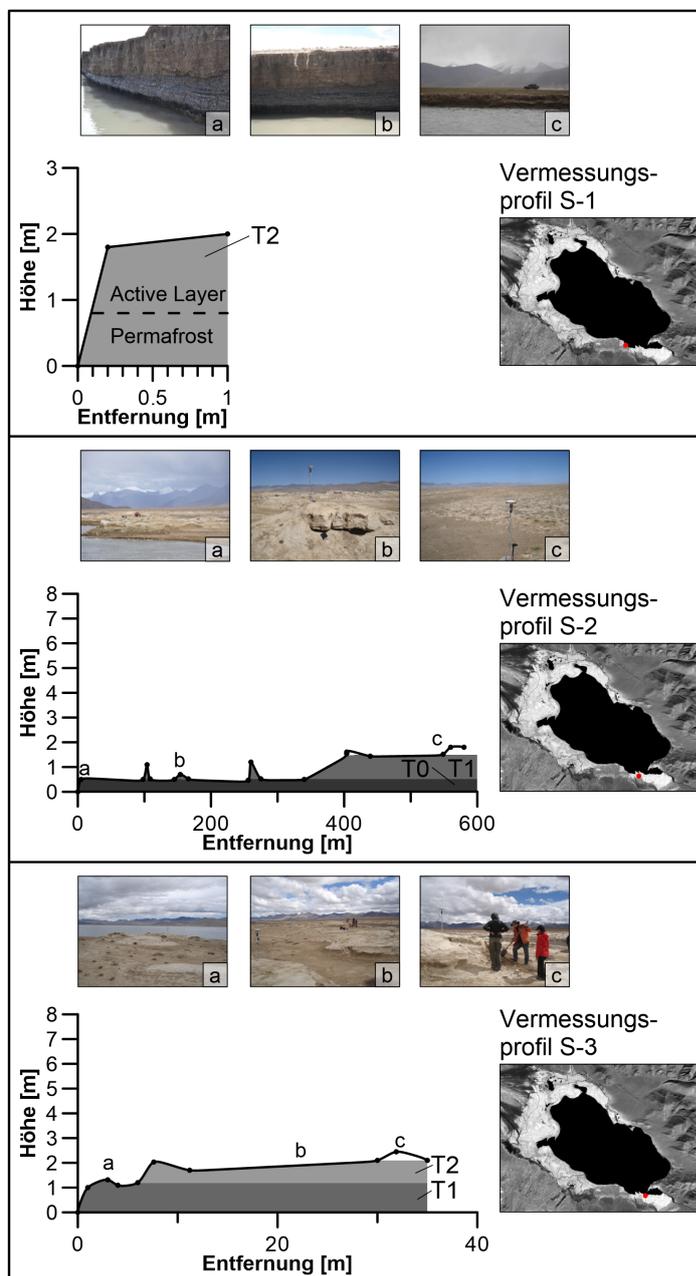


Abb. 78: Vermessungsprofile S-1, S-2 und S-3, mit Fotos der jeweiligen Lokalität.



### A.7. Fototafel: Permafrostspuren im Einzugsgebiet des Heihai



(a) Übersichtsaufnahme



(b) Detailansicht

**Abb. 79:** Übersichtsaufnahme (a) und Detailansicht (b) eines Lithalsa im Einzugsgebiet des Heihai.



(a) Frostmusterboden



(b) Thufure

**Abb. 80:** Mögliche Frostmusterböden und Thufure im Einzugsgebiet des Heihai.



(a) Permafrosthügel mit deutlichen Dehnungsrissen



(b) Dehnungsrisse in den Hochstandssedimenten am Heihai

**Abb. 81:** *Dehnungsrisse durch kryogen induzierte Hebung.*



**Abb. 82:** *Wassergefüllte Thermokarstdepression in den Hochstandssedimenten des Heihai.*

## A.8. Matlabskripte

### A.8.1. Auslesen der Korngrößen und Umrechnung nach DIN EN ISO 14688-1

```

%% Auslesen der Korngröße aus einzelnen Excel-Tabellen
clear
clc
files = dir; % Erfasst die Dateinamen der Einzelmessungen
names = {files.name}'; % Strukturiert die Dateinamen um
strf = strfind(names, '.xls'); % sucht alle Exeltabellen

for i=1:length(strf)
a=cell2mat(strf(i));
b(i,:)=~isempty(a);
end

names_a=names(b)'; % Extrahiert die Namen der Exeltabellen
clear a
for i=1:length(names_a)
a(i).str=(xlsread([names_a{i}])); %Liest alle Exeltabellen ein
end

clear b
for i=1:length(a)
Mean(:,i)=a(i).str(20,2); % Extrahiert den Median der Daten
median(:,i)=a(i).str(65,2); % Extrahiert den Median (F&W) der Daten
sd(:,i)=a(i).str(66,2); % Extrahiert die Standardabweichung (F&W) der Daten
skew(:,i)=a(i).str(67,2); % Extrahiert die Schiefe (F&W) der Daten
b(:,i)=a(i).str(74:end,2); % Extrahiert die Messwerte
name(:,i)=a(i).str(1,2);
end

%% Korngrößeneinteilung
% Einteilung in mm, Mikrometer und phi-Klassen
label(:,2)= a(1).str(74:end,1); % Werte in mm
label(:,1)=label(:,2)/1000; % Werte in Mikrometer
label(:,3)= -log2(label(:,2)); % Werte in phi

% Einteilung in Grob- (g), Mittel- (m) und Fein- (f) -sand (S), -schluff (U)
% und -ton (T) in %
gS=label(:,2)>630;
mS=label(:,2)>200&label(:,2)<630;
fS=label(:,2)>63&label(:,2)<200;

gU=label(:,2)>20&label(:,2)<63;
mU=label(:,2)>6.3&label(:,2)<20;
fU=label(:,2)>2&label(:,2)<6.3;

gT=label(:,2)>0.63&label(:,2)<2;
mT=label(:,2)>0.2&label(:,2)<0.63;
fT=label(:,2)<0.2;

gS=sum(b(gS,:));
mS=sum(b(mS,:));
fS=sum(b(fS,:));
gU=sum(b(gU,:));
mU=sum(b(mU,:));
fU=sum(b(fU,:));
gT=sum(b(gT,:));
mT=sum(b(mT,:));
fT=sum(b(fT,:));

SUT=[gS;mS;fS;gU;mU;fU;gT;mT;fT]; % Prozent an Sand, Schluff und Ton

[x,y]=find(ismember(SUT,max(SUT))); % Sucht dominante Korngröße

```

```
for i=1:length(x)
y=x(i)
switch y
case {1};
KG(i,1)={'gS'};
case {2};
KG(i,1)={'mS'};
case {3};
KG(i,1)={'fS'};
case {4};
KG(i,1)={'gU'};
case {5};
KG(i,1)={'mU'};
case {6};
KG(i,1)={'fU'};
case {7};
KG(i,1)={'gT'};
case {8};
KG(i,1)={'mT'};
case {9};
KG(i,1)={'fT'};
end
end

%% Darstellung
figure(1) % Einteilung in Fein-,Mittel- und Grob- -sand, -schluff und -ton
barh(SUT', 'stacked')
set(gca,'yTick',[1:10:length(name)])
set(gca,'yTickLabel',name(1,1:10:end))
set(gca, 'YDir', 'reverse')
ylim([0.5 length(name)+.5]);
xlim([0 100]);
legend('gS','mS','fS','gU','mU','fU','gT','mT','fT')
ylabel('Probennummer')
xlabel('Prozent')

figure(2) % Darstellung der Korngröße in mm
semilogx(label(:,2),b,'Color',[0.5,0.5,0.5])
ylabel('Volumen [%]')
xlabel('Korngröße [mm]')

figure(3) % Darstellung der Korngröße in mm
plot(label(:,3),b,'Color',[0.5,0.5,0.5])
xlabel('Korngröße [phi]')
ylabel('Volumen [%]')
```

## A.8.2. Anpassung der Kerne C2 und PG

```

%% Skript um Kern PG auf Kern C2 anzupassen
clear
clc
load('Core_tuning.mat'); % Lädt die Messwerte in das Programm
% interpoliert die beiden Datenreihen auf den gleichen Abstand von 0.1 cm
%% PG-Kern auf .1 interpolieren
x=PG_XRF(:,2:end);t=PG_XRF(:,1);n=.1;
t=round(t*(1/n))/(1/n);
t2=(min(t):n:max(t))'; %Zeitvektor mit Schrittweite n
[u,ind]=unique(t); % Alle Einzelwerte
l=histc(t,u); % Häufigkeit, wie oft die einzelnen Werte vorkommen
d=u(l>=2); % Mehrfach vorkommenden
for i=1:sum(l>=2)
% ersetzt mehrfach vorkommende Werte durch den Mittelwert
x(find(t==d(i)))=mean(x(find(t==d(i))));
end
% löscht die doppelt Vorkommenden Mittelwerte
x = x(ind,:);
t = t(ind,:);
for i=1:length(t2);
t_help(i,1)=(any (round(t2(i,1)*10)/10==t)); % Abfrage ob t in t2 enthalten
end
t2(t_help,2:size(x,2)+1)=x;
index=find(t_help);
% interpoliert die Daten
t2(~t_help,:) = interp1(index, t2(t_help,:), find(~t_help));
PG_XRF_t=t2(:,1);
PG_XRF_w=t2(:,2:end);

%% C2-Kern auf .1 interpolieren
x=C2_XRF(:,2:end);t=C2_XRF(:,1);n=.1;
t=round(t*(1/n))/(1/n);
t2=(min(t):n:max(t))'; %Zeitvektor mit Schrittweite n
[u,ind]=unique(t); % Alle Einzelwerte
l=histc(t,u); % Häufigkeit, wie oft die einzelnen Werte vorkommen
d=u(l>=2); % Mehrfach vorkommenden
for i=1:sum(l>=2)
% ersetzt mehrfach vorkommende Werte durch den Mittelwert
x(find(t==d(i)))=mean(x(find(t==d(i))));
end
% löscht die doppelt Vorkommenden Mittelwerte
x = x(ind,:);
t = t(ind,:);
for i=1:length(t2);
t_help(i,1)=(any (round(t2(i,1)*10)/10==t)); % Abfrage ob t in t2 enthalten
end
t2(t_help,2:size(x,2)+1)=x;
index=find(t_help);
% interpoliert die Daten
t2(~t_help,:) = interp1(index, t2(t_help,:), find(~t_help));
C2_XRF_t=t2(:,1);
C2_XRF_w=t2(:,2:end);

clear d ind index l n t t2 t_help x u

%% Vergleichsabbildung
% Übersicht über die gemessenen (rot) und die interpolierten (blau)
% Strontiumgehalte. Kerngrenzen sind als vertikale Striche eingezeichnet

figure(1)
subplot(2,1,1) % Kern PG
plot(PG_XRF_t,PG_XRF_w(:,9),'.-')
hold on ; plot(PG_XRF(:,1),PG_XRF(:,10),'r.')
title('PG')

% Kerngrenzen PG

```

```

line([69.25,69.25],[0 60000],'Color','k')
line([166.25,166.25],[0 60000],'Color',[.8,.8,.8])
line([301.75,301.75],[0 60000],'Color','k')
line([374.75,374.75],[0 60000],'Color','k')
line([459.75,459.75],[0 60000],'Color',[.8,.8,.8])

subplot(2,1,2) % Kern C2
plot(C2_XRF_t,C2_XRF_w(:,9),'-')
hold on
plot(C2_XRF(:,1),C2_XRF(:,10),'r.')
title('C2')

% Kerngrenzen C2
line([109.5,109.5],[0 20000],'Color',[.8,.8,.8])
line([235 235],[0 20000],'Color','k')
line([279.3 279.3],[0 20000],'Color',[.8,.8,.8])
line([390 390],[0 20000],'Color',[.8,.8,.8])
line([467.3 467.3],[0 20000],'Color','k')
line([553.5 553.5],[0 20000],'Color',[.8,.8,.8])

% Beide Kerne in einem Bild bei gleicher Tiefe. Blaue (PG) und grüne (C2)
% Punkte sind interpoliert, rote Punkte gemessen
figure(2)
[AX,H1,H2]=plotyy(PG_XRF_t(:,1),PG_XRF_w(:,9),C2_XRF_t,C2_XRF_w(:,9));
set(H1,'LineStyle','.');%interpolierte Punkte
set(H2,'LineStyle','.');%interpolierte Punkte
set(H1,'LineStyle','-');
set(H2,'LineStyle','-');
hold on
[AX,H1,H2]=plotyy(PG_XRF(:,1),PG_XRF(:,10),C2_XRF(:,1),C2_XRF(:,10));
set(H1,'LineStyle','.', 'Color','r');%gemessene Punkte
set(H2,'LineStyle','.', 'Color','r');%gemessene Punkte

%% Per Hand herausgesuchte Überlappungspunkte (=compare) werden eingetragen
% berechnet den Tiefenvektor für XRF
for i=1:length(compare)
a=find(PG_XRF_t(:,1)==compare(i,1));
PG_XRF_t(a,2)=compare(i,2); %ergänzt den Tiefenvektor von PG um eine Spalte
%mit den neu herausgefundenen Tiefen
end

t_help=PG_XRF_t(:,2)~=0;
%Indiziert den neuen Tiefenvektor nach neue Tiefen: vorhanden: ja/nein
index=find(t_help); %Index des neuen Tiefenvektors
%% PG Kern wird nach oben hin gestaucht
% Interpoliert die fehlenden Werte zwischen den Vergleichswerten
t_help=PG_XRF_t(:,2)~=0;
index=find(t_help);
if t_help(1,1)~=1
t_help(1,1)=1;
% eine 1 wird als erster hinzugefügt, damit das Modell bis zur Oberfläche extrapoliert
index=[1;index]; % 1 muss auch beim index hinzugefügt werden
end
PG_XRF_t(~t_help,2)= interp1(index, PG_XRF_t(t_help,2), find(~t_help));
%interpoliert die Fehlwerten
PG_XRF_t(find(PG_XRF_t(:,2)==max(PG_XRF_t(:,2)))+1:end,2)=...
(max(PG_XRF_t(:,2))+max(PG_XRF_t(:,2))-PG_XRF_t(find(PG_XRF_t(:,2))==...
max(PG_XRF_t(:,2))-1,2):max(PG_XRF_t(:,2))-PG_XRF_t(find(PG_XRF_t(:,2))==...
max(PG_XRF_t(:,2))-1,2):(length(PG_XRF_t(:,2))-find(PG_XRF_t(:,2))==...
max(PG_XRF_t(:,2))))*(max(PG_XRF_t(:,2))-PG_XRF_t(find(PG_XRF_t(:,2))==...
max(PG_XRF_t(:,2))-1,2))+max(PG_XRF_t(:,2))'; %extrapoliert die Werte zur Basis hin

clear m a t_help index

%% Abbildung der beiden gestutzten Kerne
figure(3)
[AX,H1,H2]=plotyy(PG_XRF_t(:,2),PG_XRF_w(:,9),C2_XRF_t,C2_XRF_w(:,9));

```

### A.8.3. Faktorenanalyse

```

%% Daten einladen
warning off
clear
clc
[num, txt, raw] = xlsread('Labor_HH_Zusammenfassung.xls');
% lädt die zusammenfassende Excel-Tabelle der Laborergebnisse
data=num(2:end,7:34);
X=data(~isnan(data(:,9)),9:17); % wählt nur die Elemente aus
number=num(2:end,1); % Nummerierung der Proben
number=number(~isnan(data(:,9)),:);
depth=num(2:end,3); % Tiefe der Proben
depth=depth(~isnan(data(:,9)),:);
Elements=txt(1,15:23); % Elementnamen
%% Beschneidung auf Seecluster und Eliminierung der Halit-Proben
index=strcmp(txt(2:end,41),'Lake'); % sucht alle Proben aus KG Cluster Lake
index=index(~isnan(data(:,9)),:);
X=X(index,:); % wählt nur die Elementdaten für Proben aus dem KG Cluster Lake aus
number=number(index,:);
depth=depth(index,:);
index=[953 503 504 502 302 505 506 501 951 941 1412 1413 341 1414 303 1415 201]';
% entfernt halithaltige Proben
index=~ismember(number,index);
X=X(index,:);
number=number(index,:);
depth=depth(index,:);

% Eliminiert Schwefel und Phosphor aus dem Datensatz
X=X(:,[1:6,9]);
Elements=Elements(:,[1:6,9]);

%% Z-Transformation
z=zscore(X);
%% Korrelationsmatrix
[Corr,p,RL0,RUP]=corrcoef(z);
% Korrelationskoeffizient, p-Wert, Grenzen des 95 % Konfidenzintervalls
[m,n]=size(Corr);
l=1;
for i=1:m-1
% schreibt den Koeffizienten und die Konfidenzintervallsgrenzen in eine Matrix
for j=i+1:m
k95(1,1)=RL0(i,j);
k95(1,2)=Corr(i,j);
k95(1,3)=RUP(i,j);
p1(1,1)=p(i,j);
l=l+1;
end
end

A=k95(:,2)>0.7 | k95(:,2)<-0.7; % sucht Korrelationen mit R >0,7 heraus
k=k95(A,:);

p2=p1>0.05; % sucht P-werte >0,05 heraus -> Korrelation unwahrscheinlich
p1=p1(p2);

figure(1)
% Visualisiert alle Elemente, deren Korrelationen >0,7 ist (mit 95% Konfidenzintervall)
boxplot(k')
lab_all=nchoosek(Elements,2);
% stellt alle möglichen Linearkombinationen der Elemente dar
for i=1:length(lab_all)
labelling(i,1)=strcat(lab_all(i,1),'-',lab_all(i,2));
end

labelling_p=labelling(p2);
% wählt die Signifikanzniveaus aus, die keine Korellation anzeigen

```

```

labelling=labelling(A);
% wählt die Linearkombinationen aus, die gut miteinander korrelieren
hold on
for i=1:length(labelling)
text(i-.2,k(i,2),labelling(i))
end
clear k A k95 n m M lab_all i j labelling l p2
%% Eignung für Faktorenanalyse
% Anzahl der Elemente sollte >50 sein (Wirtz & Nachtigall, 2008)
if length (X)<50
disp(' ')
fprintf('Es sollten mehr als 50 Elementen bearbeitet werden\n')
else
disp(' ')
fprintf('Die Anzahl der Elemente ist ausreichend\n')
end
% Verhältnis zwischen Elementen und Variablen sollte bei 1:3 liegen
% (Wirtz & Nachtigall, 2008)
if length (X)/length (Elements)<3
disp(' ')
fprintf(['Das Verhältnis zwischen Elementen und Variablen sollte...'
'überprüft werden (Wirtz & Nachtigall, 2008)\n'])
else
disp(' ')
fprintf(['Das Verhältnis zwischen Elementen und Variablen ist ausreichend...'
'(Wirtz & Nachtigall, 2008)\n'])
end

% Mindestanzahl der Messungen im Verhältnis zur Anzahl der Variablen (Le Maitre, 1982)
if length (Elements)^2+3*length (Elements)+1>length (X)
disp(' ')
fprintf(['Das Verhältnis zwischen Elementen und Variablen sollte überprüft werden ...'
'(Le Maitre, 1982)\n'])
else
disp(' ')
fprintf(['Das Verhältnis zwischen Elementen und Variablen ist ausreichend ...'
'(Le Maitre, 1982)\n'])
end

% Daten sollten Normalverteilung zeigen
disp(' ')
fprintf('Bei folgenden Variablen liegt keine Normalverteilung vor:\n')
for i=1:size(X,2)
h = chi2gof(X(:,i));
fprintf('%-12s%',Elements{i});
disp(' ')
end

% Variablen sollten miteinander korrelieren -> Prüfung ob Signifikanzniveau <0,05 liegt
disp(' ')
fprintf('Bei %2.0f von %2.0f Elementen ist der p-Wert größer als 0.05 \n',...
sum(sum(triu(Corr,1)~=0))-length(p1), sum(sum(triu(Corr,1)~=0)))
fprintf('Bei folgenden Variablen liegt der p-Wert für Korrelation unter 0.05:\n')
disp('Korrelation    p')
for i=1:length(p1)
fprintf('%-12s%8.4f\n',labelling_p{i},p1(i));
end

% Prüfung der Determinante -> ob Variablen zu stark miteinander korrelieren
% (Field, 2009)
detCorr=det(Corr);

if detCorr > 0.00001
disp(' ')
fprintf(['Die Determinante der Korrelationsmatrix ist det(Corr) = ...'
'%8.6f und somit größer als 0,00001 \n'...
'-> keine Multikollinearität anzunehmen\n'], detCorr)

```

```

else
disp(' ')
fprintf(['Die Determinante der Korrelationsmatrix ist det(Corr) = ...'
' %8.6f und somit kleiner als 0,00001 \n'...
'-> Indikator für Multikollinearität\n'], detCorr)
end

% Kaiser-Meyer-Olkin-Test KMO (geändert nach Trujillo-Ortiz et al. (2006)
% http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/12736-kmo

inCorr = inv(Corr); % Inverse Korrelationsmatrix
inCorr_diag = diag(diag((inCorr.^-1)));% Diagonalmatrix der Inversen Korrelationsmatrix

AICov = inCorr_diag*inCorr*inCorr_diag; %Anti-Image Covariance Matrix
ICov = Corr+AICov-2*inCorr_diag; %Image Covariance Matrix

Dai = diag(diag(sqrt(AICov)));
ICorr = inv(Dai)*ICov*inv(Dai); %Image Korrelationsmatrix
AICor = inv(Dai)*AICov*inv(Dai); %Anti-Image Korrelationsmatrix

a = sum((AICor - diag(diag(AICor))).^2);
AA = sum(a);
b = sum((Corr - eye(size(Corr))).^2);
BB = sum(b);

MSA = b./(b+a); %Measures of sampling adequacy
AICor = AICor-eye(size(AICor))+diag(MSA);
%tauscht bei der Anti-Image Korrelationsmatrix die Diagonale aus
kmo = BB/(AA+BB);

disp(' ')
fprintf('Maß der Stichprobenbereinigung nach Kaiser-Meyer-Olkin: %3.4f\n', kmo);
if (kmo >= 0.00 && kmo < 0.50);
disp(['Der KMO Test liegt in einem inakzeptablen Wertebereich...'
'(nicht für Faktorenanalyse geeignet).'])
elseif (kmo >= 0.50 && kmo < 0.60);
disp('Der KMO Test liegt in einem schlechten Wertebereich')
elseif (kmo >= 0.60 && kmo < 0.70);
disp('Der KMO Test liegt in einem mäßigen Wertebereich.')
elseif (kmo >= 0.70 && kmo < 0.80);
disp('Der KMO Test liegt in einem mittelprächtigen Wertebereich.')
elseif (kmo >= 0.80 && kmo < 0.90);
disp('Der KMO Test liegt in einem guten Wertebereich.')
else (kmo >= 0.90 && kmo <= 1.00);
disp('Der KMO Test liegt in einem fabelhaften Wertebereich.')
end

%8. 25% der Nicht-diagonalen Elemente der Anti-Image-Covarianz > 0 (Dziuban & Shirkey, 1974)

AICov_d=AICov-diag(diag(AICov));
m=sum(sum(AICov_d>0.09));

if m/length(Corr)^2>0.25
disp(' ')
fprintf(['%u %% der nicht-Diagonalen Werte der Anti-Image-Covarianz sind größer als 0 \n'...
'-> Daten für Faktorenanalyse ungeeignet\n'], m/length(Corr)^2*100)
disp(' ')
elseif m/length(Corr)^2<0.25
disp(' ')
fprintf(['%u %% der nicht-Diagonalen Werte der Anti-Image-Covarianz sind größer als 0 \n'...
'-> Daten für Faktorenanalyse geeignet\n'], m/length(Corr)^2*100)
disp(' ')
end

%9. Bartlett-Test auf Sphärizität (Bartlett, 1950)
% geändert nach Trujillo-Ortiz & R. Hernandez-Walls (2003)
% http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/3694-sphertest

```

```

[n m] = size(z);
Chi2 = -1*[(n-1)-(1/6)*((2*m)+5)]*log(det(Corr)); %Berechnung von Chi^2
df = (1/2)*(m^2-m); %Freiheitsgrade
p = 1-chi2cdf(Chi2,df); %Wahrscheinlichkeit dass H0 wahr ist

disp(' ')
fprintf('Bartlett-Test auf Sphärizität\n')
fprintf('-----\n');
disp(' Probenanzahl      Variable      X2      df      P')
fprintf('-----\n');
fprintf('%8.i%13.i%16.2f%8i%8.2f\n',n,m,Chi2,df,p);
fprintf('-----\n');
fprintf('Mit einer Signifikanz von 0,05 ');
if p >= 0.05;
fprintf('ist die Annahme der Sphärizität haltbar.\n\n');
else
fprintf('ist die Annahme der Sphärizität nicht haltbar.\n\n');
end;
clear labelling p1 AA BB Chi2 AICov_d Corr_inv_diag Corr_inv_diag_mean...
Corr_inv_notdiag_mean Dai a b df i inCorr_diag m n ans labelling_p p
% graphische Interpretation der Zusammenhänge der Vektoren
WM_Z = acos(Corr); %Winkelmatrix in RAD
WM_ZG = acos(Corr)/pi*180;%Winkelmatrix in GRAD
r = 1; x = 0; y = 0;% r=Länge des Vektors (1 nur wenn Z-Transformiert), x,y = Ursprung
m=length(WM_Z);
figure(2)
for j=1:length(Corr)
subplot(ceil(length(Corr)/2), 2,j)
for i=1:m
u(1,i) = r * cos(WM_Z(j,i));
% Konvertiert polare (theta,r) in kartesische Koordinaten (x)
v(1,i) = r * sin(WM_Z(j,i));
% Konvertiert polare (theta,r) in kartesische Koordinaten (y)
h = quiver(x,y,u(i),v(i),'AutoScale','off');
axis([-1 1.2 -0.2 1.2])
hold on
end
end

legend(Elements,'Location','BestOutside')
hold off

clear r x y Chi2 df m u h v j i WM_Z
% Berechnung der Ladungen (Loadings) und der spezifischen Varianzen (specVar)
% Scree-Plot der Anfangslösung
figure(3)
E=sort(eig(Corr),'descend'); % Berechnet die Eigenwerte
hold on
plot(E,'-o');

% zeichnet zufällige Eigenwerte (Parallelanalyse)
for n=1:10
r1=rand(size(X));
Rand_Eigen=flipud(sort(eig(Corrcoef(r1))));
plot (Rand_Eigen,'Color',[0.8 0.8 0.8])
end

% Trägt die aufgeklärte Varianz ein
title('Screeplot/Parallel analysis','FontSize', 18);
legend('Eigenvalues','Random Eigenvalues')
axis([0.9 length(Corr) 0 ceil(max(E))])
line([1,length(Corr)],[1,1],'Color','r')
for i=1:length(E)
text(i+0.2,E(i)+.2,num2str(E(i)*100/length(E),'%.2f'));
end

```

```

hold off

% Berechnung der maximal möglichen Faktoren
V = size(X,2);
for i=1:V
df = .5*((V-i)^2 - (V+i));
if (i > V) || (df < 0)
break
end
end
K=i-1;
clear i df V r1 lambda Rand_Eigen
%% Faktorenanalyse
Rot= 'varimax';
clear Loadings F stats T
m=1;
% Berechnet Faktorenanalysen für jede mögliche Faktoranzahl
for i=1:K
[Loadings(:,m+1:m+i),specVar(:,i),T(1:i,m+1:m+i),stats,F(:,m+1:m+i)] =...
factoran(z,i, 'rotate', Rot);
eval(['stats_' num2str(i) '=stats;']);
m=size(Loadings)+1;
m=m(2);
end
%% Eigenwerte (Eigen), erklärte Varianz (eVarEig),
%% kummulierte erklärte Varianz (KeVarEig), Kommunalitäten (Komm)

[n,m]=size(Loadings);
for i=1:m
Eigen(1,i)=sum(Loadings(:,i).^2);
end
eVarEig=Eigen*100/n;

n=1;
for i=1:K;
KeVarEig(1,i)=sum(eVarEig(1,n+i:n+i+i-1));
n=i+n;
end

Komm=1-specVar;

%% Bestimmung der Anzahl der Faktoren & Darstellung

% Anzahl der Faktoren für Anfangslösung nach Kaiser-Kriterium.
% An sonstigen Faktorenanzahl per Hand eingeben
for i=1:length(E)
if E(i)<1
break;
end
end

i=i-1;
% Output
switch i
case 0
fprintf('\n Nicht Möglich');

case {2}
j = 2;
F2=F(:,4:5);
figure % Faktorwerte
scatter(F2(:,1),F2(:,2),'b')
hold on
line([-5,5],[0,0],'color','r')
line([0,0],[-5,5],'color','r')
globe=ceil(max(max(abs(F2))));
axis([-globe globe -globe globe])

```

```
xlabel('Faktor 1')
ylabel('Faktor 2')
text(F2(:,1),F2(:,2)+0.1,num2str(number),'fontsize',8);
title('Faktorwerte','FontSize', 20);
hold off
figure %Biplot
biplot(Loadings(:,4:5))
title('Biplot','FontSize', 20);
text(Loadings(:,4),Loadings(:,5)+0.1,Elements,'fontsize',8);
case {3}
j = 3;
F3=F(:,7:9);
% Faktorwerte
figure
scatter3(F3(:,1),F3(:,2),F3(:,3),'b')
hold on
line([-5,5],[0,0],'color','r')
line([0,0],[-5,5],'color','r')
line([0,0],[0,0],[-5,5],'color','r')
axis equal
globe=ceil(max(max(abs(F3))));
axis([-globe globe -globe globe -globe globe]);
xlabel('Faktor 1')
ylabel('Faktor 2')
zlabel('Faktor 3')
%text(F3(:,1)+0.1,F3(:,2)+0.1,F3(:,3)+0.1,num2str(depth),'fontsize',8);
title('Faktorwerte','FontSize', 20);
hold off
figure
biplot(Loadings(:,7:9))
text(Loadings(:,7)+0.1,Loadings(:,8)+0.1,Loadings(:,9),Elements,'fontsize',8);
title('Biplot','FontSize', 20);

otherwise
fprintf('\n Keine weitere geeignete Darstellung');
end

if j==1
fprintf('\n Nach dem Kaiser Kriterium ergibt sich %u Faktor\n',j);
else
fprintf('\n Nach dem Kaiser Kriterium ergeben sich %u Faktoren\n',j);
end
```

#### A.8.4. Erstellung der hypsometrischen Kurve und Berechnung der Bathymetrie

```
%% Erstellung der hypsometrischen Kurve
clear
clc
% Einladen des Tiefenmodells
[data]=importdata('t2r_plus_k.txt');
textdata=data.textdata;
data=data.data; % Extrahierung der Tiefeninformation

x=textdata(3,1); % Auslesen der X-Koordinate
x=x{1:end};
t=~isletter(x);
x=str2double(x(~isletter(x)));

y=textdata(4,1); % Auslesen der Y-Koordinate
y=y{1:end};
y=str2double(y(~isletter(y)));

index=data== -9999;
data(index)=NaN; % Tauscht -9999 gegen NaN

% Darsstellung des Tiefenmodells
h=imagesc(data);
set(h, 'AlphaData', ~isnan(data))
%colormap(col);
colorbar
clear t index

volume=nansum(nansum(data))*25*25;% Berechnet das Gesamtvolumen in m3;
depth(:,1)=0:0.25:floor(max(max(data))/ 0.25) * 0.25; %legt die Schrituntergrenze fest
depth(:,2)=depth(:,1)+.25; %legt die Schrittobergrenze fest

data=data(data>0);
for i=max(depth(:,1)):-.25:0
depth(4*i+1,3)=length(((data((data>i) & (data<i+.25)))))*625; %Flächenzunahme (absolut in m2)
depth(4*i+1,4)=length(data(data>i))*625; % Seefläche (kumulativ in m2)
depth(4*i+1,7)=sum(data((data>i))-i)*625; %Seevolumen (kumulativ in m3)
end

depth(:,5)=depth(:,3)/sum(depth(:,3))*100; %Flächenzunahme (in %)
depth(:,6)=depth(:,4)/max(depth(:,4))*100; %Seefläche, kumulativ (in %)
depth(:,8)=depth(:,7)/max(depth(:,7))*100; %Seevolumen, kumulativ (in %)

depth(1,[6,8])=100;
% letzter Wert muss manuell auf 100 gesetzt werden,
% da sich sonst der Plot durch einen Rundungsfehler verschiebt

% Hypsometrische Kurve
figure
[Ax]=plotyy(depth(:,1),depth(:,3),depth(:,1),depth(:,6));
% Seefläche (kumulativ in % und Flächenzunahme in m2)
```

### A.8.5. Berechnung der Wasserbilanz

```

%% Wasserbilanz
% Einladen der Daten
clear
clc
load('ent_0_har.mat', '-regexp','^prcp|^evapo|^lat|^lon');

%% für das geteilte Catchment (ohne den Kleinen Kusai)
% Flächenanteil jedes Pixels des Einzugsgebiets
catchment=NaN(17,18);
index=[
7,7 11577486.67;
7,8 16487888.25;
7,9 4025966.05;
8,7 51475825.93;
8 8 98931957.19;
8 9 97900018.04;
8 10 83585834.07;
8 11 219652.75;
9 7 18284058.45;
9 8 92699648.01;
9 9 98822161.94;
9 10 86798422.97;
10 7 8155.96;
10 8 68794200.05;
10 9 98822744.07;
10 10 71925842.24;
11 8 33307999.96;
11 9 88960107.4;
11 10 59560632.68;
12 8 112725.99;
12 9 188914.95;
12 10 1244595.94;
];

for i=1:length(index)
catchment(index(i,1),index(i,2))=index(i,3);
end

%% für das komplette Catchment (mit Kleinem Kusai)

%index=[
%6 7 8 9 10 6 7 8 9 10 11 12 5 6 7
%8 9 10 11 12 5 6 7 8 9 10 11 12 7 8
%7 7 7 7 7 8 8 8 8 8 8 8 8 9 9
%9 9 9 9 9 10 10 10 10 10 10 10 10 11 11]; %Ausschnitt Catchment

%area=[8590674.61 26665815.35 51475825.93 18284058.45 8155.96 32875664.4 98932381.25
%98931957.19 92699648.01 68794200.05 33307999.96 112725.99 82230.08 82980462.57
%98822521.74 98822099.11 98822161.94 98822744.07 88960107.4 188914.95 3682166.98
%71242434.79 94405388.29 91917665.96 86798422.97 71925842.24 59560632.68 1244595.94
%25614924.79 219652.75]; % Fläche Catchment in m2
%for i=1:length(index)
% catchment(index(1,i),index(2,i))=area(i);
%end
%%
% Umrechnung der Werte auf mm/a
for j=0:10
for i=1+j*12:12+j*12
switch i
case {1+j*12,3+j*12,5+j*12,7+j*12,8+j*12,10+j*12,12+j*12}
prcp3(:,i)=prcp(:,i)*31*24;
case {2+j*12}
prcp3(:,i)=prcp(:,i)*28*24;
case {4+j*12,6+j*12,9+j*12,11+j*12}
prcp3(:,i)=prcp(:,i)*30*24;
end
end

```

```
end
end
% Berechnung des Abflusses (Niederschlag - Verdunstung)
for j=0:10
for i=1+j*12:12+j*12
switch i
case {1+j*12,3+j*12,5+j*12,7+j*12,8+j*12,10+j*12,12+j*12}
ev(:, :, i)=evapo_prpc(:, :, i)*31*24;
case {2+j*12}
ev(:, :, i)=evapo_prpc(:, :, i)*28*24;
case {4+j*12,6+j*12,9+j*12,11+j*12}
ev(:, :, i)=evapo_prpc(:, :, i)*30*24;
end
end
end

% Eliminiert negative Werte
ev(ev<0)=0;
prcp3(prcp3<0)=0;

% Verschneidet das Catchment mit dem Niederschlags-/Evaporationsdaten
Q=(prcp3-ev).*repmat(catchment,[1,1,132]);
Q(Q<0)=0;
% Berechnet den Abfluss pro Jahr
for i=0:10
Q_i(i+1,:)=sum(sum(nansum(Q(:, :, 1+12*i:12+12*i))));
end

% Simuliert den mittleren Abfluss 10000 Mal mit Hilfe eines Bootstraps
q=bootstrp(10000,@mean,Q_i);
% Zieht aus den 10000 Simulationen Minimum, Quartile und Maximum
A1(1,1)=min(q);A1(1,2)=prctile(q,25);A1(1,3)=median(q);A1(1,4)=prctile(q,75);A1(1,5)=max(q);
% Illustriert die Spannweite des möglichen Abflusses
boxplot(q)
```



## Wissenschaftliche Beiträge im Rahmen der Dissertation:

### Aufsätze:

- Dietze, E., Maussion, F., Ahlborn, M., Diekmann, B., Hartmann, K., Henkel, K., Kasper, T., **Lockot, G.**, Opitz, S., Haberzettl, T. (2013). Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain size endmembers in lake sediments. *Climate of the Past* **9**. 4855-4892.
- Ijmker, J., Stauch, G., Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B., **Lockot, G.**, Opitz, S., Wünnemann, B., Lehmkuhl, F. (2012). Characterization of transport processes and sedimentary deposits by statistical end-member mixing analysis of terrestrial sediments in the Donggi Cona lake catchment, NE Tibetan Plateau. *Sedimentary Geology* **281**. 166-179.
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Ramisch, A., Diekmann, B., Haberzettl, T., Chen, H., Wünnemann, B. (2015). A process- and provenance-based attempt to unravel inconsistent radiocarbon chronologies in lake sediments - an example from Lake Heihai, Northern Tibetan Plateau (China). *Radiocarbon* **57** (5). 1003-1019
- Ramisch, A., **Lockot, G.**, Diekmann, B., Haberzettl, T., Hartmann, K., Lehmkuhl, F., Stauch, G., Wünnemann, B., Zhang, Y., Kuhn, G., Schimpf, S., Schulte, P., Wang, R. (in Vorbereitung). The persistent northern boundary of Indian Summer Monsoon precipitation over Central Asia in the Holocene.
- Schulte, P., Lehmkuhl, F., Steininger, F., Loibl, D. **Lockot, G.**, Protze, J., Fischer, P., Stauch, G. (eingereicht). Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess-paleosol-sequences. *Geoderma*.
- Stauch, G., Schulte, P., Lehmkuhl, F., Ramisch, A., **Lockot, G.**, Wünnemann, B., Hartmann, K., Diekmann, B. (in Vorbereitung). Landscape evolution on the northern Tibetan Plateau in relation to climate development during the late Quaternary.
- Zhang, W., **Lockot, G.**, Mischke, S., Zhang, C., Wang, R., Zhou, L., Chen, H., Wünnemann, B. (in Vorbereitung). Ostracod assemblages and the record of environmental changes at Heihai Lake on Tibetan Plateau since late glacial and Holocene.

### Vorträge und Posterpräsentationen (Auswahl):

- **Lockot, G.** (2014). Prozessdynamik und Datierungsunsicherheiten in Paläo-umweltarchiven am Beispiel des Lake Heihai, Qinghai-Tibet-Plateau (China). Institutsscolloquium der Freien Universität Berlin. 15.07.2014. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Wünnemann, B., Ramisch, A., Diekmann, B. (2014). Hard-water dynamics and their reservoir effects on radiocarbon dating of Lake Heihai sediments (NE Tibetan Plateau, Qinghai, China). *Geophysical*

*Research Abstracts*. **16**. EGU General Assembly, EGU2014-11439-3. Wien (Österreich). 27.04.-02.05.2014. \*Posterpräsentation\*

- **Lockot, G.** (2013). Variability of the reservoir effect at lake Heihai. TiP-QuaSi-Workshop 2013. Aachen. 19.12.2013. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Wünnemann, B. (2013). Quantifying disturbances of lake terraces at two lakes on the NE Tibetan Plateau. 8<sup>th</sup> International Conference on Geomorphology, Paris (Frankreich). 27-31.08.2013. \*Posterpräsentation\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Wünnemann, B. (2013). Influence of permafrost on lake terraces of Lake Heihai (NE Tibetan Plateau). *Geophysical Research Abstracts*. **15**. EGU2013-10922. EGU General Assembly, Vienna (Österreich). 07.-12.04.2013. \*Posterpräsentation\*
- **Lockot, G.** (2012). Investigation of lake terraces at two lakes on the northeastern Tibetan Plateau. TiP-QuaSi-Workshop 2012. Potsdam. 20.12.2012. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.** & Dietze, E. (2012). Landscape and Lake-System Response to Late Quaternary Monsoon Dynamics on the Tibetan Plateau. TiP-BMBF PhD Workshop. Oberjoch. 18.01.2012. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.**, Paprotzki, M., Hartmann, K., Ramisch, A., Diekmann, B., Schulte, P., Stauch, G., Lehmkuhl, F., Zhang, Y., Wünnemann, B. (2012). Geomorphological analysis of palaeoshorelines at lake Heihai, NE Tibetan Plateau. 8<sup>th</sup> workshop for Tibetan Plateau Research, Chengdu (China). 16.-18.11.2012. \*Posterpräsentation\*
- **Lockot, G.** (2011). Evidences for higher and lower lake levels at Lake Heihai. TiP-QuaSi-Workshop 2011. Aachen. 19.12.2011. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.** (2011). Litorale Morphodynamik am Donggi Cona. Projekttreffen des nördlichen und südlichen Transekts des DFG SPP 1372. Jena. 19.11.2011. \*Vortrag\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Wünnemann, B., Dietze, E. (2011). The evolution of littoral terraces at lake Donggi Cona (NE Tibetan Plateau) in the interplay of tectonic and climatic influences. TIP/TPE Summerschool. Kathmandu (Nepal). 28.10-16.11.2011. \*Posterpräsentation\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Dietze, E., Wünnemann, B., Diekmann, B., Opitz, S., Lehmkuhl, F., IJmker, J., Stauch, G. (2011). Holocene littoral dynamics of lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau. Workshop of the TiP project bundle. Hamburg (Deutschland). 02.-06.03.2011. \*Posterpräsentation\*
- **Lockot, G.**, Hartmann, K., Dietze, E., Wünnemann, B. (2011). Litoral Morphodynamic at lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau. AK Wüstenränder. Rauschholzhausen (Deutschland). 04.-05.02.2011. \*Posterpräsentation\*

## Danksagung

Zu aller erst möchte ich Prof. Bernd Wünnemann und Dr. Kai Hartmann danken, dass sie es mir ermöglichten Teil eines spannenden Projekts zu werden, in dessen Rahmen ich meinen wissenschaftlichen und kulturellen Horizont nachhaltig erweitern konnte. Auch der DFG sei für die umfangreiche finanzielle und organisatorische Förderung des SPP 1372 gedankt.

Besonderer Dank gebührt Professor Wünnemann dafür, dass er mir einen Aufenthalt in Nanjing ermöglichte, während dem ein Kernstück dieser Arbeit entstand. Kai Hartmann möchte ich meine Dankbarkeit für seine fördernde und (wenn nötig) fordernde Unterstützung während der Projektzeit aussprechen. Auch Professor Margot Böse gilt mein Dank für ihre Bereitschaft diese Arbeit zu begutachten.

Im Laufe der vergangenen Jahre habe ich mit viele Kollegen zusammengearbeitet, die mir auch in schwierigen Zeiten fachlich und menschlich zur Seite standen und von denen ich einige mittlerweile zu meinen Freunden zählen darf. Besonders möchte ich dabei Arne Ramisch hervorheben, der mich mit seiner Begeisterung für die Forschung stets neu motivieren konnte und der mich mit seinen kreativen Ideen immer aufs neue inspiriert. Des Weiteren schulde ich meinem engeren Kollegenkreis um Hanna Haedke, Shuping Zhang, Philipp Schulte, Stefan Schimpf und Judith Bölscher meine Dankbarkeit dafür, dass sie mit mir zusammen ein Stück des Weges gegangen sind, so dass ich gerne und mit positiven Gefühlen auf die erlebnisreichen Jahre zurückblicken kann.

Für die Mithilfe bei der Publikation in Radiocarbon seien die Co-Autoren noch einmal besonders erwähnt. Bernhard Diekmann, Bernd Wünnemann und Kai Hartmann haben durch inhaltliche und sprachliche Korrekturen und ihre redaktionelle Unterstützung bei der Erstellung des Manuskriptes zur endgültigen Form der Veröffentlichung beigetragen. Zudem stellten Arne Ramisch und Hao Chen ihre gemessenen XRD-Daten zur Verfügung, ohne die die Interpretation der  $^{14}\text{C}$ -Alter nur schwer möglich gewesen wäre. Torsten Haberzettl trug durch seine umfangreichen Kommentare und die Messung der Paläomagnetik maßgeblich zum Qualitätsgewinn der Studie bei. Des Weiteren möchte ich mich bei Arne Ramisch, Elisabeth Dietze, Janneke Ijmker, Georg Stauch, Wanyi Zhang und Philipp Schulte für die kooperative Zusammenarbeit bei den abgeschlossenen und laufenden Studien bedanken, in die sie mich als Co-Autor einbezogen haben.

Um die diversen Analysemethoden durchzuführen und damit den umfangreichen Datensatz zu erstellen, auf dem diese Arbeit aufbaut, war ich auf die Hilfe verschiedener Experten angewiesen, bei denen ich mich für ihre freundliche und kompetente Zuarbeit bedanken möchte. Im einzelnen seien dabei Dieter Demske (für die Bestimmung des Pflanzenmaterials), Manuela Scholz (für die ICP-Messungen und

technische Unterstützung im Labor), Jan Evers (für den Zugang zum Rasterelektronenmikroskop und seine Unterstützung bei der Bedienung), Fabien Maussion (für die Bereitstellung der HAR-Daten und deren Interpretation) sowie Xia Weilan (für die  $^{137}\text{Cs}$ -Messungen) gedankt.

Auch möchte ich an dieser Stelle all meinen Freunden und vor allem meiner Freundin Adeline Matzner für ihr grenzenloses Verständnis danken, dass sie auch in Zeiten der größten Vernachlässigung immer zu mir standen und mir so den Rückhalt boten, den ich brauchte.

Zuletzt möchte ich mich schließlich noch bei meiner Mutter, Regine Lockot, für ihre umfassende Unterstützung während des gesamten Studiums bedanken. Sie war mir fachlich und persönlich vom ersten Studientag bis zum wiederholten Korrekturlesen der Arbeit immer eine große Hilfe und auch in stressigen Zeiten wichtiger und verständnisvoller Ansprechpartner.



## **Eidesstattliche Erklärung**

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig angefertigt und keine als die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe. Die Beiträge der Co-Autoren der wissenschaftlichen Veröffentlichungen und technische Hilfe anderer Personen sind im Rahmen der Danksagung dargelegt. Ich erkläre, dass ich die Dissertation erstmalig und nur am Fachbereich Geowissenschaften der Freien Universität Berlin eingereicht habe und keinen entsprechenden Doktorgrad besitze. Der Inhalt der dem Verfahren zugrunde liegenden Promotionsordnung ist mir bekannt.

---

Berlin, den 25.06.2015

*Gregori Lockot*