

Lumineszenzdatierung von Sedimenten zur Rekonstruktion der jungquartären Landschaftsentwicklung in der Mongolei



Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von

Daniela Hülle
aus Nachrodt-Wiblingwerde

Köln, 2011

Berichtersteller/in:

Prof. Dr. Ulrich Radtke

Prof. Dr. Jörg Grunert

Tag der letzten mündlichen Prüfung:

20. Juni 2011

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis.....	5
Tabellenverzeichnis.....	11
Abkürzungen.....	13
Kleines Mongolisches Wörterbuch der Landschaftsnamen.....	14
1 Einleitung und Fragestellung.....	15
2 Einführung in das Untersuchungsgebiet.....	18
2.1 Lage des Untersuchungsgebiets.....	18
2.2 Die Geomorphologie der Mongolei.....	19
2.3 Die geologische Entwicklung der Mongolei.....	22
2.4 Das Klima der Mongolei.....	24
2.5 Die Vegetation in der Mongolei.....	28
2.6 Die Böden der Mongolei.....	29
2.7 Die Beziehung zwischen Mensch und Umwelt in der Mongolei.....	31
2.8 Paläoumweltbedingungen in der Mongolei – Forschungsstand.....	34
2.8.1 Faktoren für die Heterogenität mongolischer Paläoklimadaten.....	34
2.8.2 Rekonstruktion des Paläoklimas der Mongolei.....	36
2.8.2.1 Umweltbedingungen im Pleistozän.....	37
2.8.2.2 Umweltbedingungen im Holozän.....	42
3 Das Prozessverständnis als Schlüssel für die Interpretation von Altersdaten.....	44
4 Methodische Grundlagen.....	49
4.1 Das Grundprinzip der Lumineszenz-Datierung.....	50
4.2 Die physikalischen Grundlagen der Lumineszenz.....	50
4.2.1 Das Bändermodell.....	50
4.2.2 Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters.....	53
4.3 Die historische und aktuelle Entwicklung der Lumineszenz-Datierung.....	55
4.4 Grundlagen der Äquivalenzdosisbestimmung.....	57
4.5 Grundlagen der Dosisleistungsbestimmung.....	60
4.5.1 Die Strahlungsarten der Sedimentdosisleistung und ihre Reichweite.....	60
4.5.2 Die kosmische Dosisrate.....	61

5 Die Datierung mongolischer Sedimente mittels optisch stimulierter Lumineszenz.....	62
5.1 Die Probennahme und -aufbereitung.....	62
5.2 Das Problem der Feldspat-Kontamination der Quarze.....	63
5.2.1 Identifikation der Feldspat-Kontamination.....	63
5.2.2 Untersuchung der Element- und Mineralzusammensetzung der Quarze....	65
5.2.3 Die Geologie der Mongolei als Ursache für die Kontamination.....	68
5.2.4 Lösungsansätze zur Beseitigung der Feldspat-Kontamination.....	70
5.2.4.1 Variation der Probenaufbereitung.....	70
5.2.4.2 Variation der Messmethodik.....	72
5.2.4.2.1 Das Doppel-SAR-Protokoll.....	72
5.2.4.2.2 Pulsed OSL.....	74
5.3 Die Datierung von Kalifeldspäten als geeignete Alternative.....	78
5.4 Die Messparameter.....	80
5.4.1 Wahl der Stimulationsparameter.....	80
5.4.2 Emissionseigenschaften und Wahl der Detektionsparameter.....	81
5.4.3 Vorheiz-Tests.....	82
5.5 Dose Recovery Tests.....	85
5.6 Fehler der Einzel-Äquivalenzdosis.....	87
5.7 Streuung der Äquivalenzdosiswerte.....	88
5.8 Statistische Modelle zur Äquivalenzdosisbestimmung.....	89
5.9 Die Bestimmung des Äquivalenzdosis-Fehlers.....	90
5.10 Identifikation von unvollständiger Bleichung und statistische Modelle zur Alterskorrektur.....	91
5.11 Graphische Darstellung der Äquivalenzdosis-Datensätze.....	93
5.12 „Anomalous fading“ von Feldspäten aus der Mongolei.....	97
5.12.1 Die Messung und Korrektur von Fading.....	97
5.12.2 Minimierung des korrigierten Anteils an der Feldspat-Äquivalenzdosis..	102
5.12.2.1 Wahl der optimalen Signal-Integrale.....	102
5.12.2.2 Das Post-IR-IR _{290°C} -Protokoll.....	104
5.12.2.3 Das Post IR-YOSL _{260°C} -Protokoll.....	109
5.12.2.4 Isochron dating.....	111
5.12.2.5 IR-RF Infrarote Radiofluoreszenz.....	112
5.13 Das Problem des „optical cross-talk“ als Unsicherheitsfaktor der D _c -Bestimmung.....	113

5.13.1 Technische Ursachen von optical cross-talk.....	113
5.13.2 Identifizierung von optical cross-talk bei den untersuchten Proben.....	115
5.13.3 Experimente zur Quantifizierung von optical cross-talk.....	116
5.13.4 Einbeziehung von Korrekturfaktoren in die Messergebnisse.....	118
5.14 Die Bestimmung der Dosisleistung.....	120
5.14.1 Bestimmung der Radionuklidgehalte.....	120
5.14.2 Der Einfluss radioaktiver Ungleichgewichte auf die Dosisleistungsbestimmung.....	121
5.14.3 Parameter zur Berechnung der Dosisleistung.....	123
5.15 Zusammenfassung der Methodik zur Datierung mongolischer Sedimente.....	127
6 Probennahmestrategie und Auswahl der Arbeitsgebiete.....	129
7 Ergebnisse: Punktueller Chronostratigraphien.....	131
7.1 Das Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“.....	134
7.1.1 Profil Bayan Tochom „Fußfläche“ (BT-F).....	135
7.1.2 Profil Bayan Tochom (BT).....	136
7.1.3 Profil Bayan Tochom Südufer (BT-S).....	138
7.1.4 Profil Ujim Sair (US).....	139
7.1.5 Profil „Aufsitzende Düne“ (AD).....	141
7.1.6 Profil Khongoryn Gol (KG).....	142
7.1.7 Profil Khongoryn Gol Endpfanne (KG-E).....	143
7.2 Das Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“.....	145
7.2.1 Profil Oroog Nuur (ON, 16m-Niveau).....	146
7.2.2 Profil Oroog Nuur Nordseite I (ON-N-I, 10m-Niveau).....	147
7.2.3 Profil Oroog Nuur Nordseite II (ON-N-II, 16m-Niveau).....	149
7.2.4 Profil Strandwall (SW, 23m-Niveau).....	149
7.2.5 Profil Strandwall II (SW II, 23m-Niveau).....	151
7.2.6 Profil Adagin Tsagaan Nuur (ATSW).....	151
7.3 Das Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“.....	154
7.3.1 Profil Mongol Els Dünenrand (ME-D).....	157
7.3.2 Profil Mongol Els Rinne (ME-R).....	158
7.3.3 Profil Mongol Els Senke (ME-S).....	159
7.3.4 Profil Mongol Els Top (ME-T).....	160
7.3.5 Profil Savhan Gol I (SG-I).....	162

7.3.6 Profil Savhan Gol II (SG-II).....	163
7.4 Das Teilarbeitsgebiet "Orchon-Tal" (Kharkhorin).....	166
7.4.1 Profil HAR-Ia.....	168
7.4.2 Profil HAR-Ib.....	169
7.4.3 Profil HAR-II.....	171
7.4.4 Profile HAR-III, -IV und -V.....	172
8 Diskussion: Lokale und regionale Umweltrekonstruktion.....	176
8.1 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“.....	176
8.2 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi- Seen“.....	183
8.3 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“.....	187
8.4 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Orchon-Tal“.....	193
9 Synthese: Flächenhafte Chronologie der Phasen klimatischen Wandels.....	198
10 Fazit und zukünftige Forschungsansätze.....	204
Zusammenfassung.....	207
Abstract.....	211
Literaturverzeichnis.....	215
Anhang	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1.1:	Das Wirkungsgefüge Klima-Mensch-Landschaft.....	16
Abb. 1.2:	Geomorphologisch wirksame Prozesse in Abhängigkeit von Klima und Vegetation.....	17
Abb. 2.1:	Übersichtskarte der Mongolei.....	18
Abb. 2.2:	Landschaftseinheiten der Mongolei.....	20
Abb. 2.3:	Formungsregionen in den hyperariden Beckenregionen der südlichen Mongolei.....	21
Abb. 2.4:	Idealisiertes Diagramm der geomorphologischen Formen und Sedimente in einem endorheischen Becken (Playa) in der ariden Klimazone.....	22
Abb. 2.5:	Tektonostratigraphische Karte der Terrane der Mongolei.....	23
Abb. 2.6:	Tektonische Strukturen in der Mongolei.....	23
Abb. 2.7:	Niederschlagskarte der Mongolei.....	25
Abb. 2.8:	Luftdruck-Verhältnisse in Asien im Januar und Juli.....	26
Abb. 2.9:	Cumulonimbus im Teilarbeitsgebiet Khongoryn Els im Juli 2006.....	26
Abb. 2.10:	Karte der Vegetationszonen der Mongolei.....	28
Abb. 2.11:	Bodenkarte der Mongolei.....	30
Abb. 2.12:	Die Windsysteme Asiens unter heutigen Bedingungen.....	34
Abb. 2.13:	Formungs- und Prozessregionen für ein Nord-Süd-Transekt durch Zentralasien unter heutigen und eiszeitlichen Klimabedingungen in Abhängigkeit von der Höhenlage.....	39
Abb. 2.14:	Synthese des Forschungsstandes zum Paläoklima Zentralasiens während des Pleistozäns zwischen 100 ka und 10 ka.....	41
Abb. 2.15:	Synthese des Forschungsstandes zum Paläoklima Zentralasiens während des Holozäns.....	43
Abb. 3.1:	Modell der Systemzusammenhänge äolischer Sedimentation.....	45
Abb. 3.2:	Seespiegelstände in Abhängigkeit von Klimabedingungen.....	47
Abb. 3.3:	Modell des pleistozänen und holozänen horizontalen und vertikalen Sedimenttransports in der Westmongolei.....	48
Abb. 4.1:	Grundprinzip der OSL-Datierungsmethode.....	49
Abb. 4.2:	Prozesse des „one-trap-one-centre“-Modells innerhalb des Elektronenbändermodells.....	51

Abb. 4.3:	Prozesse innerhalb des Quarz-Kristallgitters, die optisch stimulierte Lumineszenz induzieren.....	52
Abb. 4.4:	Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters, die für die Feldspat-Datierung relevant sind.....	53
Abb. 4.5:	Quantenmechanische Prozesse, die zu Tunnelübergängen führen.....	54
Abb. 4.6:	Exemplarische Darstellung der Ausleuchtcurve der Probe BT-F-3 und der zugehörigen Wachstumskurve.....	57
Abb. 4.7:	SAR-Prinzip der Sensitivitätskorrektur.....	58
Abb. 5.1:	IRSL-Ausleuchtcurve der Probe US-J „Quarz“ im Vergleich zu einer Quarz-Referenz-Probe.....	64
Abb. 5.2:	Exemplarische OSL-Ausleuchtcurve eines Kalibrationsquarzes im Vergleich zur Probe US-J „Quarz“.....	64
Abb. 5.3:	TL-Kurve der Probe US-E „Quarz“ im Vergleich mit einer TL-Kurve einer Quarz-Referenz-Probe.....	65
Abb. 5.4:	Röntgenpulverdiffraktogramme der „Quarz“-Proben KG-E-2, ME-S-2 und HAR-I-a-6 sowie zugeordnete Reflexe der Minerale Quarz (rot) und Albit (orange).....	66
Abb. 5.5:	ICPMS-Ergebnisse der Elemente Na, Ca, K, Th und U dreier aufbereiteter Quarz-Proben aus dem Arbeitsgebiet.....	67
Abb. 5.6:	Lage der Spätpaläozoischen und Mesozoischen Granitgürtel innerhalb des zentralasiatischen Orogens.....	68
Abb. 5.7:	Granitfelsen nördlich von Dalanzadgad, südliche Mongolei.....	69
Abb. 5.8:	IRSL-Ausleuchtcurve der Probe US-E nach zweimaligem Ätzen.....	70
Abb. 5.9:	IR-stimulierte und blau-stimulierte Ausleuchtcurven der Feinkorn-„Quarz“-Proben BT-F-3 und HAR-III-2 der Fraktion 40-63µm.....	71
Abb. 5.10:	Ausleuchtcurve des blau stimulierten OSL-Signals nach der Detektion des IRSL-Signals (= post-IR-OSL) bei erhöhten Messtemperaturen.....	73
Abb. 5.11:	OSL-Signal (330 ± 40 nm) von Quarz und Feldspat während und nach dem LED-Stimulationspuls der Wellenlänge 470 ± 20 nm.....	74
Abb. 5.12:	Das Prinzip des „gating“ während Pulsed-OSL-Messungen zur Separation von Quarz- und Feldspat-Signalanteilen.....	75
Abb. 5.13:	Vergleich der Ausleuchtcurven von Pulsed OSL und CW-OSL der („Quarz“-)Probe US-G.....	75

Abb. 5.14: Feldspatdreieck und Kristallstruktur eines Kalifeldspats (KAlSi_3O_8).....	78
Abb. 5.15: OSL-Emissions-Spektren eines natürlichen Kali-Feldspats nach vollständiger Bleichung und Applizierung verschieden hoher Dosen.....	81
Abb. 5.16: Verwendete Stimulations- und Detektionswellenlängen.....	82
Abb. 5.17: Graphische Auswertung des Preheat-Tests der Probe ON-N-3.....	84
Abb. 5.18: Graphische Auswertung des DRT-Preheat-Tests der Probe ON-N-3.....	84
Abb. 5.19: Graphische Auswertung der Dose Recovery Tests.....	86
Abb. 5.20: Einfluss eines nichtlinearen Kurvenfittings auf den Fehlerbereich einer gemessenen Äquivalenzdosis.....	88
Abb. 5.21: Vergleich dreier graphischer Darstellungsweisen identischer Äquivalenzdosisverteilungen.....	94
Abb. 5.22: Theoretischer Verlust des natürlichen Signals bzw. Altersunterschätzung in Korrelation zu fading-Raten.....	98
Abb. 5.23: Exemplarischer fading-test der Probe HAR-I-a-8.....	99
Abb. 5.24: Darstellung von g-value und D_e der Probe US-H in Abhängigkeit von den Ausleuchtintegralen.....	102
Abb. 5.25: Exemplarische Ausleuchtcurven der 50° C-Stimulation und der post $\text{IR}_{290^\circ\text{C}}$ - Stimulation des natürlichen Signals der Probe ME-T-3.....	106
Abb. 5.26: Exemplarischer Vergleich der Signalverluste mit zunehmenden Pausen t^* für das 50°C-Signal mit dem des 290 °C post-IR-Signals.....	108
Abb. 5.27: Stimulations- und Detektionswellenlängen der post-IR-YOSL.....	109
Abb. 5.28: Vergleich der Ergebnisse des Dose Recovery Tests der Probe ME-S-1 der IRSL- und der Y-OSL-Messung.....	110
Abb. 5.29: Optical cross-talk.....	113
Abb. 5.30: Ausleuchtcurven der natürlichen IRSL-Signale der Proben BT-F-1, BT-3, ON-4, ME-S-1 und US-B.....	115
Abb. 5.31: Graphische Auswertung der Experimente zum optical cross-talk der Probe US-C auf Gerät TL/OSL-DA 20.....	117
Abb. 5.32: Uran-, Thorium- und Actinium-Zerfallsreihen.....	120
Abb. 6.1: Aus dem Probennahmekonzept resultierende Maßstabsebenen der Interpretation.....	129
Abb. 6.2: Karte des Untersuchungsgebietes mit den vier Teilarbeitsgebieten.....	130
Abb. 6.3: Zusammenfassung der IRSL-Alter der bearbeiteten Proben.....	132

Abb. 7.1:	Karte des Teilarbeitsgebiets Khongoryn Els mit den Probenahmestandorten „Bayan Tochom“ (BT), „Ujim Sair“ (US) und „Khongoryn Gol“ (KG).....	134
Abb. 7.2:	Das Profil BT-F, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation	135
Abb. 7.3:	Lage des Profils BT.....	136
Abb. 7.4:	Das Profil BT, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation	137
Abb. 7.5:	Lage des Profils BT-S.....	138
Abb. 7.6:	Das Profil BT-S, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation	138
Abb. 7.7:	Das Dünenfeld Khongoryn Els mit dem Dünendurchbruch am Profil Ujim Sair...	139
Abb. 7.8:	Das Profil US.....	140
Abb. 7.9:	Das Profil AD, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation	141
Abb. 7.10:	Das Profil KG, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation.....	142
Abb. 7.11:	Das Profil KG-E und die erzielten IRSL-Alter.....	143
Abb. 7.12:	Karte des Teilarbeitsgebiets „Tal der Gobi-Seen“.....	145
Abb. 7.13:	Blick nach Süden auf den Oroog Nuur im Sommer 2007.....	146
Abb. 7.14:	Das Profil ON, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation.....	147
Abb. 7.15:	Umgebungssituation des Profils ON-N-I.....	147
Abb. 7.16:	Das Profil ON-N-I, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen.....	148
Abb. 7.17:	Das Profil ON-N-II, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation.....	149
Abb. 7.18:	Blick nach Norden auf den Oroog Nuur.....	150
Abb. 7.19:	Der Strandwall des Oroog Nuur mit dem Profil SW.....	150
Abb. 7.20:	Das Profil SW, das erzielte IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation.....	150
Abb. 7.21:	Übersicht Profil ATSW.....	152
Abb. 7.22:	Das Profil ATSW und die erzielten IRSL-Alter.....	152
Abb. 7.23:	Karte des Teilarbeitsgebiets „Mongol Els“.....	154
Abb. 7.24:	Satellitenbild Mongol Els.....	155
Abb. 7.25:	Kontaktzone Dünenfeld Mongol Els und Shurgiyn Gol.....	156
Abb. 7.26:	Transekt am südöstlichen Rand des Dünenfeldes Mongol Els.....	156
Abb. 7.27:	Das Profil ME-D, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen.....	157
Abb. 7.28:	Umgebungssituation des Profils ME-R.....	158
Abb. 7.29:	Das Profil ME-R, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen.....	158

Abb. 7.30: Das Profil ME-S, die erzielten IRSL-Alter sowie Umgebungssituation.....	159
Abb. 7.31: Das Profil ME-T, die erzielten post-IR-IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen.....	160
Abb. 7.32: Umgebungssituation des Profils SG-I.....	162
Abb. 7.33: Das Profil SG I.....	163
Abb. 7.34: Übersicht Profil SG II.....	164
Abb. 7.35: Profil SG II mit den ermittelten post-IR-IRSL-Altern.....	165
Abb. 7.36: Karte des Teilarbeitsgebiets „Orchon-Tal“.....	166
Abb. 7.37: Blick nach SW ins Orchontal.....	167
Abb. 7.38: Das Profil HAR-I-a, die ermittelten IRSL-Alter, die Umgebungssituation sowie geochemische Parameter.....	168
Abb. 7.39: Das Profil HAR-I-b, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation.....	169
Abb. 7.40: Das Profil HAR-II, die ermittelten IRSL-Alter, die Umgebungssituation sowie geochemische Parameter.....	171
Abb. 7.41: Die Profile HAR-II, HAR-IV und HAR-V mit den ermittelten IRSL-Altern.....	172
Abb. 7.42: Repräsentative Korngrößenanalysen der oberflächennahen Sedimente und der Sedimente an der Basis der Terrassenprofile.....	173
Abb. 7.43: Äquivalenzdosisverteilungen der Proben HAR-IV-1 und HAR-IV-2 als Histogramme und radial plots.....	174
Abb. 8.1: IRSL-Alter der Proben aus dem Becken Bayan Tochom.....	176
Abb. 8.2: IRSL-Alter der Proben aus dem nordöstlichen Teil des Khongoryn Els.....	179
Abb. 8.3: Kartenausschnitt des Teilarbeitsgebietes Khongoryn Els.....	182
Abb. 8.4: IRSL-Alter der Proben aus dem Tal der Gobi-Seen.....	183
Abb. 8.5: IRSL-Alter der Proben aus dem Dünenfeld Mongol Els.....	187
Abb. 8.6: Rekonstruktion des mittelholozänen (~5ka) Seespiegels am Mongol Els.....	189
Abb. 8.7: Rekonstruktion des eemzeitlichen Seespiegels am Mongol Els.....	190
Abb. 8.8: IRSL-Alter der Sedimente des Savhan Gol.....	191
Abb. 8.9: IRSL-Alter der Proben aus dem Orchon-Tal.....	193
Abb. 8.10: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Alter aus dem Arbeitsgebiet Karakorum.....	197
Abb. 8.11: Spätglaziale Alter, die klimatische Indikatoren darstellen.....	203

Abb. A1:	Beugung eines Röntgenstrahlbündels an einer Netzebenenschar und Interferenz der an der Netzebenenschar reflektierten Röntgenwellen.....	239
Abb. A2:	Röntgenpulverdiffraktogramme der vollständig aufbereiteten und geätzten „Quarz“-Proben US-E und AD-3 und der unbehandelten Probe US-E sowie zugeordnete Reflexe.....	240
Abb. B1:	Hallimond-Zelle	241
Abb. C1:	Schematische Skizze des Messgeräts.....	243
Abb. D1:	Graphische Auswertung des DRT-Preheat-Tests der Probe BT-F-1.....	244
Abb. D2:	Graphische Auswertung des Preheat-Tests der Probe HAR-I-a-6.....	246
Abb. F1:	Legende der Horizontcharakterisierung in den Profilabbildungen.....	247
Abb. G1:	Korngrößenspektrum der Probe HAR-II-1.....	248
Abb. G2:	Korngrößenspektrum der Probe HAR-III-1.....	249
Abb. G3:	Korngrößenspektrum der Probe direkt über der Basis von HAR-III.....	250

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1:	Das verwendete SAR-Protokoll an Feldspäten.....	59
Tab. 5.1:	Das „Doppel-SAR“-Protokoll.....	72
Tab. 5.2:	Vergleich der mit unterschiedlichen Messmethoden ermittelten Alter der Proben des Profils US.....	76
Tab. 5.3:	Ergebnisse der Auswertung der DRT.....	87
Tab. 5.4:	Messprotokoll zur Bestimmung von fading-Raten.....	99
Tab. 5.5:	Äquivalenzdosis und g-value für verschiedene Integrationsintervalle mehrerer Proben aus dem Profil US.....	103
Tab. 5.6:	Messprotokoll des post-IR-IR _{290°C} -Verfahrens.....	105
Tab. 5.7:	Vergleich der fading-korrigierten SAR _{50°C} -Alter mit Post-IR-IR _{290°C} -Altern.....	107
Tab. 5.8:	Messprotokoll des post-IR-YOSL _{260°C} -Verfahrens.....	109
Tab. 5.9:	Vergleich der mit verschiedenen Messprotokollen in Freiberg und Köln ermittelten Feldspat-Alter.....	111
Tab. 5.10:	Auswertung des Experiments zum optical cross-talk der Probe US-C auf Gerät TL/OSL-DA 20.....	117
Tab. 5.11:	Mittelwerte, Minimal- und Maximalwerte der U-, Th- und K-Gehalte aller untersuchten Proben.....	121
Tab. 5.12:	Konvertierungsfaktoren zur Berechnung der Dosisleistung.....	124
Tab. 7.1:	Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“.....	144
Tab. 7.2:	Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“.....	153
Tab. 7.3:	Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“.....	165
Tab. 7.4:	Ergebnisse der Anwendung des Finite Mixture Models auf die Äquivalenzdosisverteilung der oberflächennahen Proben der Profile HAR-III-V.....	174
Tab. 7.5:	Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Orchon-Tal“.....	175

Tab. H1:	Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“	251
Tab. H2:	Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“	252
Tab. H3:	Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“	253
Tab. H4:	Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Orchon Tal (Kharhorin)“	254

Abkürzungen

a.s.l.	Höhe über dem Meeresspiegel (orthometrische Höhe, „above sea level“)
cal BP	kalibriertes Alter vor heute (calibrated age before present)
CT	(optical) cross talk
D _e	Äquivalenzdosis (equivalent dose)
DRT	Dose Recovery Test
IRSL	infrarot stimulierte Lumineszenz
ka	1000 Jahre (lat. kilos annos)
LED	Leuchtdiode (Light emitting diode)
LGM	Letztes Glaziales Maximum
MARCC	Mongolia Assessment Report on Climate Change
MIS	Sauerstoff Isotopenstufe (Marine Isotopic Stage)
NorthGRIP	North Greenland Ice Core Project
OSL	optisch stimulierte Lumineszenz
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
RSD	Relative Standardabweichung (relative standard deviation)
SAR	Single Aliquot Regenerative Dose
TL	Thermolumineszenz

Kleines Mongolisches Wörterbuch der Landschaftsnamen (Hilbig 1995)

Als nomadische Gesellschaft besitzt das mongolische Volk eine ausgeprägte Natur- und Heimatverbundenheit, welche sich außer in Bräuchen oder Liedern auch in der sehr bildhaften Sprache äußert. Viele der heute offiziellen Namen für Seen, Berge oder Orte haben ihren Ursprung in traditionellen Überlieferungen. Einige zentrale, sich wiederholende Landschaftsnamen sollen hier Erwähnung finden:

Altan	Golden
Aimak	Provinz
Baga	klein
Bayan	reich, mächtig
Bogd	Gott
Els	Sand
Erdene	Juwel
Gol	Fluss
Gurvan	drei
Ih	groß
Nuruu	Gebirgszug
Nuur	See
Sayhan	schön
Sair	Periodisches Flussbett
Sum	Distrikt
Tsagaan	weiß
Ulaan	rot
Us	Wasser
Uul	Berg

1 Einleitung und Fragestellung

Trockengebiete nehmen fast 40 % der Erdoberfläche ein und sind Lebensraum für über 30 % der Weltbevölkerung (Eitel 2007). Jedoch sind es gerade diese Räume, die extrem sensitiv auf Veränderungen von Klimabedingungen und Landnutzung reagieren. Ein solcher Wandel wird gegenwärtig von der globalen Erwärmung und von tiefgreifenden Eingriffen des Menschen in die Ökosysteme geprägt. Phasen des Wandels von Umweltbedingungen hat es jedoch auch im Verlauf der jüngeren Erdgeschichte gegeben – die Rekonstruktion dieser Phasen in den Trockenräumen der Mongolei ist das Anliegen dieser Arbeit.

Die Mongolei stellt einen hochreaktiven Raum am Wüstenrand dar, der zum gegenwärtigen Zeitpunkt noch zu wenig erforscht ist, um Ökosystemveränderungen in der Vergangenheit eindeutig identifizieren und rekonstruieren zu können. Durch die in der vorliegenden Arbeit angestrebte Generierung von Sedimentaltern – und die Korrelierung mit Befunden aus anderen Teilräumen des ariden Zentralasiens – sollen grundlegende Aussagen zu den Paläo-Umweltbedingungen im Jungquartär in der zentralen und südlichen Mongolei ermöglicht werden. Eine solche Rekonstruktion trägt zu einem fundierten geomorphologischen Prozessverständnis bei; darüber hinaus sind Erkenntnisse über die Klimabedingungen der Vergangenheit aber auch essentiell, um zukünftige Klimaschwankungen prognostizieren zu können. Solche Prognosen sind für die Mongolei besonders relevant, da das Land in hohem Maße vom globalen Klimawandel betroffen ist: Temperaturänderungen, die die globalen Mittelwerte weit übertreffen und sich zudem jahreszeitlich besonders ungünstig auswirken, haben zur Folge, dass langfristig mehr als drei Viertel der mongolischen Staatsfläche von Desertifikation und Degradation bedroht sind (Ministry of Environment, Nature and Tourism, Mongolia 2009). Die sandbedeckten Flächen vergrößern sich stetig (Batkhisig & Lehmkuhl 2003), zudem betrifft Erosion der Böden weite Flächen und Staubstürme nehmen zu.

Diese Entwicklung ist dramatisch, da die Bevölkerung in der Mongolei aufgrund der traditionellen nomadischen Wirtschaftsweise in ausgesprochen hohem Maße von ihrer Umwelt abhängig ist. In umgekehrter Wirkungsrichtung greift jedoch der Mensch seit Jahrtausenden auch in die Landschaftsentwicklung ein: Die Intensivierung der mobilen Viehhaltung – z.B. nach dem Zusammenbruch der Sowjetunion – hat zunehmend Folgen für Böden und Vegetation.

Die Beziehung zwischen Klima, Mensch und Landschaft ist in der Mongolei demnach in besonderem Maße wechselseitig; kommt es zu Veränderungen eines Systemelements, hat dies stets auch Auswirkung auf die beiden anderen Beteiligten (Abb. 1.1).

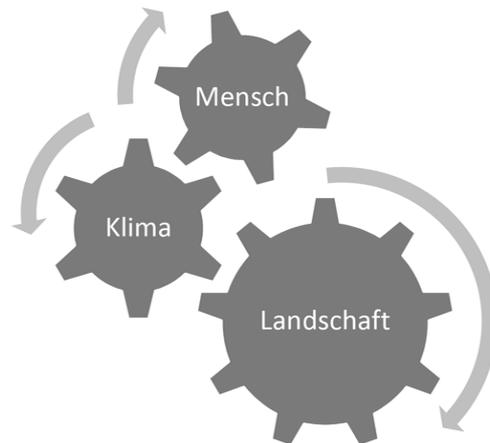


Abb. 1.1: Das Wirkungsgefüge Klima-Mensch-Landschaft.

Die Untersuchung globaler Klimaschwankungen anhand von Eisbohrkernen und Tiefseesedimenten hat zwar in den vergangenen Jahrzehnten wichtige Erkenntnisse erbracht, jedoch sind deren regionale Auswirkungen noch weitgehend unklar. Dies gilt umso mehr für das in der vorliegenden Arbeit untersuchte Gebiet, da die Mongolei der meerfernste Staat der Erde ist. Erkenntnisse aus marinen Archiven und Eisbohrkernen sind dort nur bedingt übertragbar. Bisherige Untersuchungen terrestrischer und limnischer Archive konzentrieren sich auf die nördliche Mongolei und das angrenzende Südsibirien, sowie auf das nordwestliche China. Detaillierte Untersuchungen, die in großem Umfang für das chinesische Lößplateau verfügbar sind, eignen sich nicht für einen Vergleich, da dieses Gebiet monsunalem Einfluss unterliegt, und somit gänzlich anders als die westwindbeeinflusste Mongolei auf globale Klimaoszillationen reagiert. Nicht zuletzt aufgrund der geringen Anzahl geeigneter Archive für vergleichbare Untersuchungen (Pollenanalysen, ^{14}C -Datierung) in der zentralen und südlichen Mongolei sind die Kenntnisse über das dortige Paläoklima bisher unzureichend.

Die in der vorliegenden Arbeit angewandte Datierungsmethode der optisch stimulierten Lumineszenz (OSL) erlaubt es, aus Sediment-Archiven wie Dünensand, Strandwällen, kolluvialen und spülaquatischen Sedimenten den Zeitpunkt der Ablagerung zu bestimmen. Die Untersuchung von 25 Profilen in vier Teilarbeitsgebieten stellt die erste systematische Datierungsstudie auf dem Gebiet der Mongolei dar. Da bisher kaum Erkenntnisse zu den Lumineszenzcharakteristika mongolischer Sedimente und zur Altersstellung der zu untersuchenden Geoarchive verfügbar sind, wurde ein makroskopischer Ansatz gewählt, der geeignet ist, ein chronostratigraphisches Gerüst für zukünftige Untersuchungen zu liefern.

Abbildung 1.2 fasst zusammen, welche Annahmen den geomorphologisch wirksamen Prozessen in der Mongolei in Abhängigkeit von Klima und Vegetation zugrunde liegen. Im Umkehrschluss lässt die Datierung der Phasen, in denen bestimmte Sedimente gebildet wurden, Aussagen über die Umweltbedingungen der Vergangenheit zu.

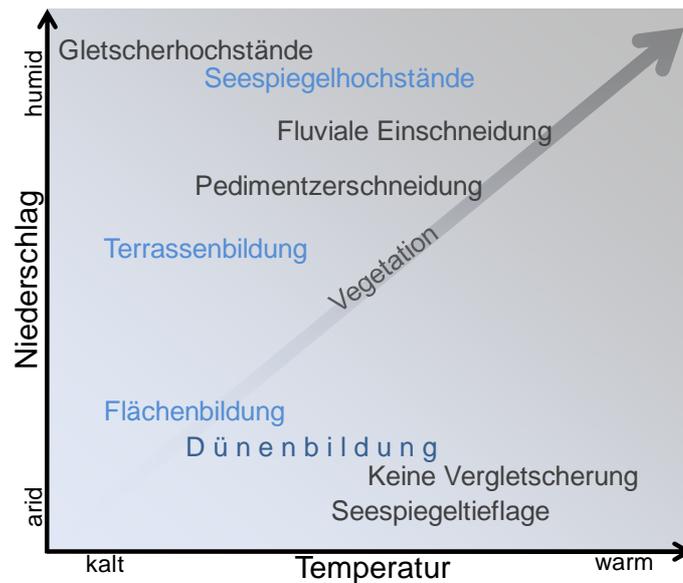


Abb. 1.2: Geomorphologisch wirksame Prozesse in Abhängigkeit von Klima und Vegetation (verändert nach Walthers 1998). Blau markiert sind Prozesse, die in dieser Arbeit mit optisch stimulierter Lumineszenz direkt oder indirekt datiert werden.

Zusammenfassend lassen sich die in der vorliegenden Untersuchung bearbeiteten Fragestellungen wie folgt umreißen:

1. Welche Ansätze innerhalb des Methodenspektrums der optisch stimulierten Lumineszenz sind geeignet, zuverlässige Chronostratigraphien für die südliche Mongolei zu generieren?
2. Welche Rückschlüsse lassen sich aus der Datierung der Sedimentdeposition auf die lokale Geomorphodynamik und Landschaftsentwicklung ziehen?
3. Inwiefern können die Erkenntnisse auf lokaler Ebene zu einer großräumigeren Paläoklimainterpretation verknüpft werden?

Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des von der DFG geförderten Forschungsprojekts „Spatpleistozäne, holozäne und aktuelle Geomorphodynamik in abflusslosen Becken der Gobi (Südmongolei)“ angefertigt. Hierbei handelt es sich um ein Kooperationsprojekt der Geographischen Institute der Universitäten Aachen, Köln, Mainz und des Geographischen Instituts der Mongolischen Akademie der Wissenschaften, Ulan Bator. Übergeordnetes Ziel der Untersuchungen ist die erstmalige Rekonstruktion der jungquartären Landschaftsgeschichte der Südmongolei. Die Entschlüsselung von Paläoumweltinformationen aus sedimentären Geo-Archiven stellt dabei ein wesentliches Bindeglied zwischen den sowohl räumlich, als auch inhaltlich unterschiedlich ausgerichteten Projektpartnern dar.

2 Einführung in das Untersuchungsgebiet

Mit einer Fläche von 1,56 Mio km² bei 2,7 Mio Einwohnern ist die Mongolei das am dünnsten besiedelte Land der Erde (National Statistical Office of Mongolia 2005). Sie besitzt den am südlichsten gelegenen Permafrostboden und mit der Gobi die am nördlichsten gelegene Trockenwüste der Erde. Etwa ein Drittel des Landes wird von Hochgebirgen über 1500 m eingenommen.

Mit diesen wenigen Daten sind schon einige wesentliche Charakteristika dieses fern jeglicher Ballungsräume liegenden Landes genannt. Die folgenden Erläuterungen haben zum Ziel, die naturräumlichen Rahmenbedingungen der Mongolei im Allgemeinen, sowie des Arbeitsgebietes im Speziellen, genauer darzustellen. Einige Ausführungen zur Geomorphologie, zur Geologie, zu den Böden und der Vegetation vermitteln grundlegende Kenntnisse der untersuchten Landschaft. Auch auf die bereits erwähnte Rolle des Menschen, zum Einen als die Umwelt beeinflussender Akteur, zum Anderen als in hohem Maße von der Umwelt abhängig, wird näher eingegangen.

Eine Darstellung des rezenten Klimas dient als wesentlicher Ausgangspunkt für die Rekonstruktion der Umweltbedingungen der Vergangenheit. Inwiefern paläoklimatische Daten zu einer „Chronik“ verknüpft werden können, soll eine Literaturlauswertung am Ende dieses Kapitels beleuchten.

2.1 Lage des Untersuchungsgebietes

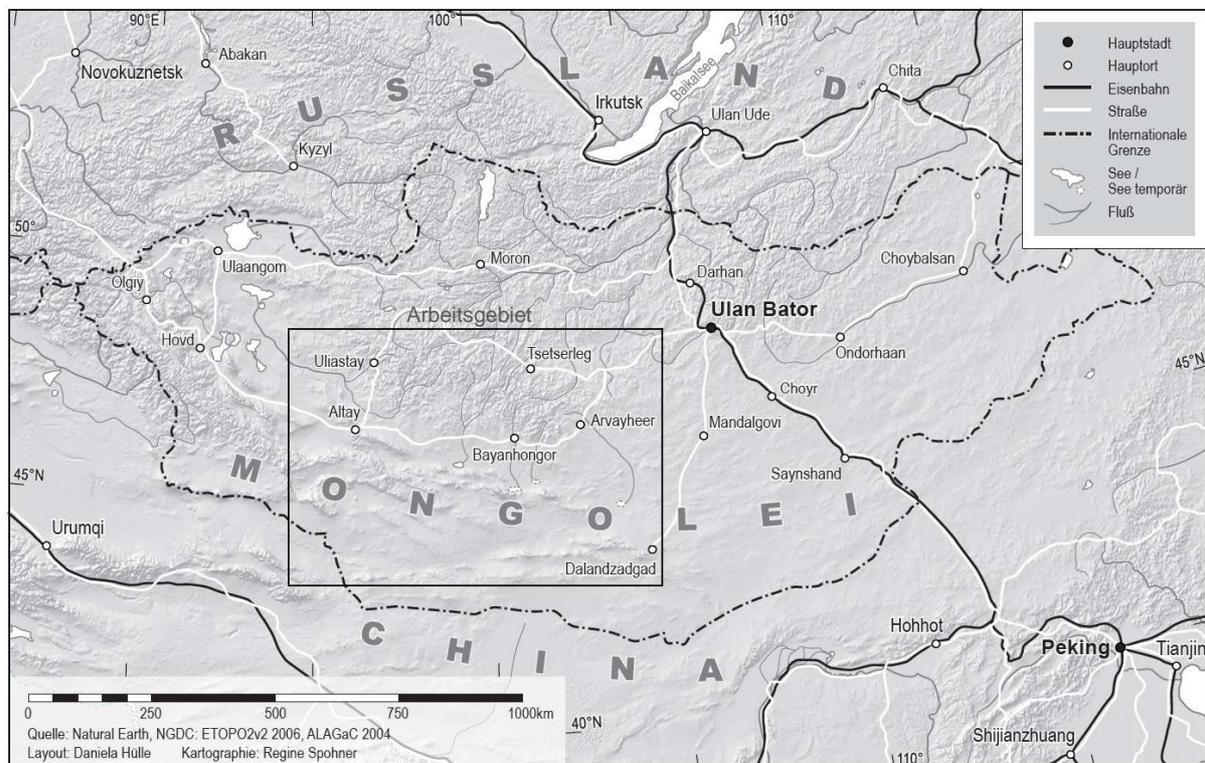


Abb. 2.1: Übersichtskarte der Mongolei.

Der Staat Mongolei erstreckt sich etwa vom 88. bis 120. östlichen Längengrad und vom 52. bis 42. nördlichen Breitengrad, zwischen Russland im Norden und China im Süden. Das untersuchte Arbeitsgebiet liegt im zentralen und südlichen Teil der Mongolei, zwischen dem 95. und 104. östlichen Längengrad und dem 47. bis 43. nördlichen Breitengrad. In diesem Raum wurden vier Teilarbeitsgebiete untersucht: Das Dünenfeld „Khongoryn Els“, das „Tal der Gobi-Seen“, das Dünenfeld „Mongol Els“ und das „Orchon-Tal“ in der Nähe der ehemaligen Hauptstadt Karakorum (Kap. 6).

2.2 Die Geomorphologie der Mongolei

Wesentliche Charakteristika der mongolischen Landschaft sind ihre Höhenlage und in weiten Teilen hohe Reliefenergie. Große Flächen des Landes sind durch Gebirge geprägt, und zwar nicht nur direkt, sondern auch indirekt dadurch, dass die Verwitterungsprodukte der Erhebungen sich weit bis in die Vorländer ausbreiten. Die höchsten Gipfel befinden sich im westlichen Altai (Huyten Uul 4375 m), nach Osten hin nimmt die maximale Höhenlage ab (Hoh Nuur 560 m). Die mittlere Höhe der Mongolei liegt bei 1580 m (Administration of Land Affairs, Geodesy and Cartography 2004).

In Anlehnung an Murzaev (1954) lässt sich die Mongolei in folgende geomorphologische Landschaftseinheiten (Abb. 2.2) gliedern.

1. Das Khangay-Gebirge im zentralen Teil
2. Das Khentey(Chentü)-Gebirge im Nordosten
3. Der Ostsajan und das Mittelgebirgsland im Becken der Selenga und des Orchon im Norden
4. Das Ostmongolische Hügelland
5. Die Senke der Großen Seen (Tal der Großen Seen und Tal der Gobi Seen) zwischen Khangay und Altai
6. Das Altai Gebirge, bestehend aus Mongolischem Altai im Westen und Südwesten und dem Gobi-Altai im Süden
7. Die Wüste Gobi im Süden

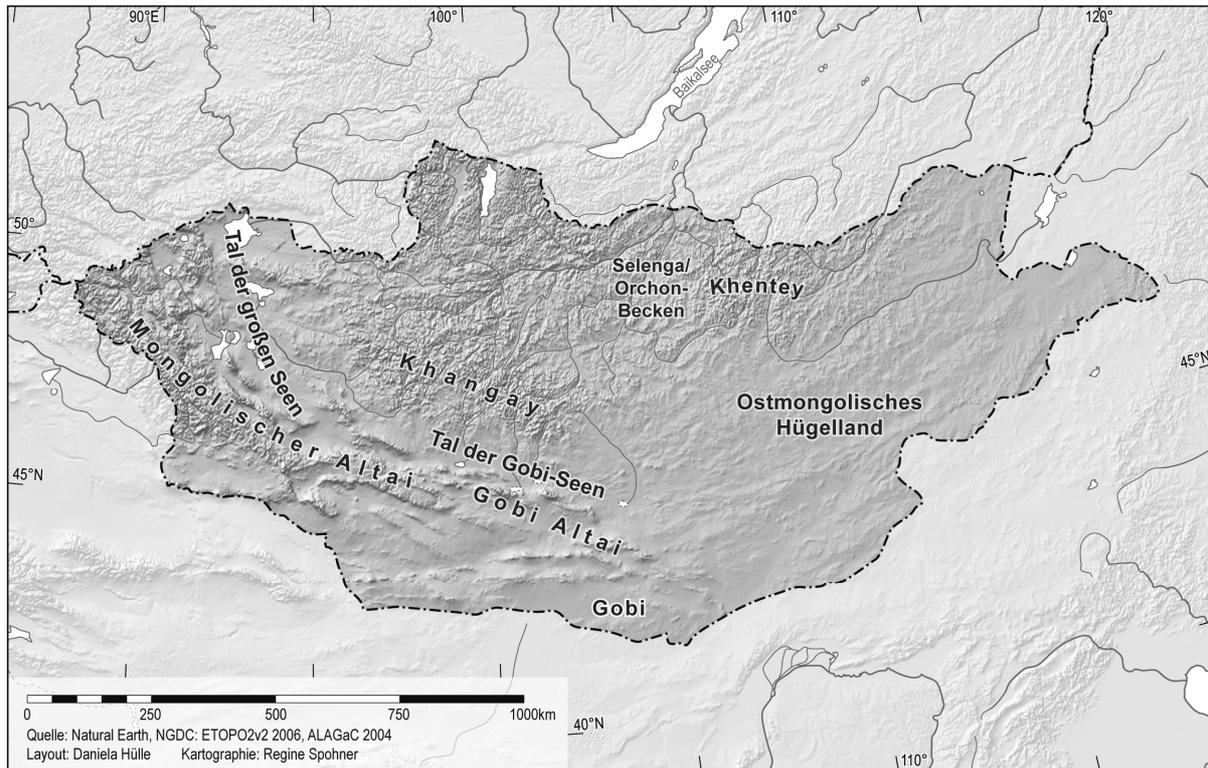


Abb. 2.2: Landschaftseinheiten der Mongolei.

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Teilarbeitsgebiete liegen im Wesentlichen in den Beckenbereichen der Senke der Großen Seen und in der Wüste Gobi. Für diese hyperariden Beckenregionen weisen Hövermann (1998) und Lehmkuhl et al. (2003) vier hygrisch determinierte Formungsregionen aus:

1. Fußflächenlandschaft (150-350 mm/a): Im Zuge der quartären Vergletscherungen führten glaziale und periglaziale Prozesse (z.B. Frostverwitterung, Solifluktion, Abspülung) zur Akkumulation großer Schuttmengen am Fuß der Gebirge (Lehmkuhl et al. 2003). Diese werden rezent zerschnitten und in sekundären, kleineren Schuttkegeln abgelagert. Das Feinmaterial wird ausgeblasen, so dass Steinpflaster die Oberflächen überziehen. Über weite Strecken gehen die Schuttdecken parallel streichender Gebirgszüge/Erhebungen („Basin-and-range-structure“) ineinander über. Eine treffende Beschreibung dieser Oberflächenstruktur liefert Schwanghart (2008, S. 35): „The vastness of these debris covers ... leaves a mark of a landscape drowning in its own sediments“
2. Wüstenschluchtenlandschaft (50-150 mm/a): Periodisch-Episodische Starkregen bewirken eine Zerschneidung der Fußflächen mit steilwandigen Erosionsformen.
3. Sandschwemmebene (30-50 mm/a): Die Fußflächen werden von äolischen Sanden überlagert. Episodische Niederschläge führen jedoch zu starker fluvialer Umformung und Verlagerung des Sandes.
4. Aerodynamisches Relief (<30 mm/a): Äolische Formungsprozesse sind dominant. Dies führt zur Ausbildung von Dünenfeldern, Yardangs, Windgassen etc. In der Senke der

Großen Seen sind die hauptsächlichen Herkunftsgebiete des Sandes die Flussbetten, die Seen bzw. Playas in den tiefsten Beckenbereichen sowie alluviale Bereiche (Murzaev 1954).



a) Fußflächenlandschaft bei Dalanzadgad
(Foto: Hülle)



b) Wüstenschluchtenlandschaft bei Gurvantes
(Foto: Hempelmann)



c) Sandschwemmebene östlich des Mongol Eis
(Foto: Hülle)



d) Aerodynamisches Relief des Khongoryn Eis
(Foto: Hülle)

Abb. 2.3: Formungsregionen in den hyperariden Beckenregionen der südlichen Mongolei

Ein Schwerpunkt der vorliegenden Untersuchung liegt auf den endorheischen Becken (auch „Playas“ genannt, nach Briere (2000, S.1) definiert als „intrakontinentales Becken mit negativer Wasserbilanz, das 75 % des Jahres trockenliegt, oft verbunden mit dem Auftreten von Evaporiten“) der südlichen Mongolei. Wesentliche Prämissen für dessen Entstehung sind in der Mongolei tektonische Aktivität, die zur Bildung von Senken führt, sowie aride Klimabedingungen, die eine hydrologische Verbindung zu anderen Seen, Vorflutern oder dem Meer verhindern (Currey 1993, Cooke et al. 1993).

In diesen abflusslosen Becken kommen Formen und Sedimente unterschiedlicher Genese (z.B. Schwemmfächer, Dünen, Playasedimente) nebeneinander auf kleinem Raum vor. Die zeitliche und räumliche Beziehung zwischen diesen gilt es zu identifizieren. Ein idealisiertes Schema der Geomorphologie und Stratigraphie in solch einem endorheischen Becken in ariden Gebieten zeigt Abb. 2.4. Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Becken des Bayan Tochom, Oroog Nuur und Adagin Tsagaan Nuur weisen einen vergleichbaren Aufbau auf.

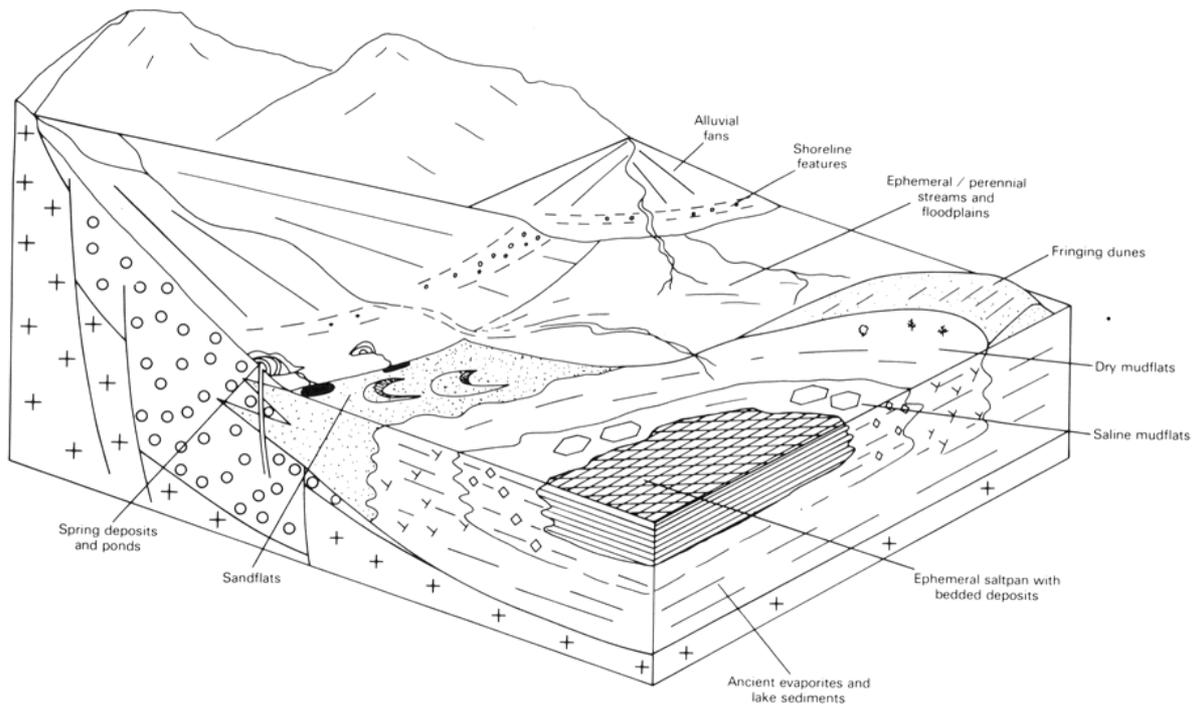


Abb. 2.4: Idealisiertes Diagramm der geomorphologischen Formen und Sedimente in einem endorbeischen Becken (Playa) in der ariden Klimazone (aus: Thomas 1997, S. 298, nach Hardie et al. 1978).

2.3 Die geologische Entwicklung der Mongolei

Die Mongolei ist Teil des Zentralasiatischen Orogens. Sie liegt eingeklemt zwischen dem Sibirischen Kraton im Norden und dem Tarim- sowie Sino-Koreanischen Kraton im Süden und ist durch eine ausgesprochene geologische Vielfalt des Untergrundes geprägt.

Diese Komplexität rührt daher, dass Terrane unterschiedlichen Ursprungs (Kratone, Passive Kontinentränder, Ophiolite, Akkretionskeile und Inselbögen) während des Paläozoikums (542-251 Ma) sukzessive im Süden und Westen an den Sibirischen Schild „angeschweißt“ wurden (Badarch et al. 2002, Traynor & Sladen 1995) (Abb. 2.5).

Dies bedingt eine Vielzahl unterschiedlicher anstehender Gesteine, die vorwiegend zum Typ der Metasedimente, Metamorphite und magmatischen Gesteine zählen. Die unterschiedlich intensive Metamorphose des Grundgebirges erfolgte bereits im Paläozoikum, da die Gesteinsschichten von zahlreichen Plutonen (s. Kap. 5.2.3) durchschlagen wurden. Der Grad der Metamorphose nimmt allgemein zum Inneren der Gebirge zu.

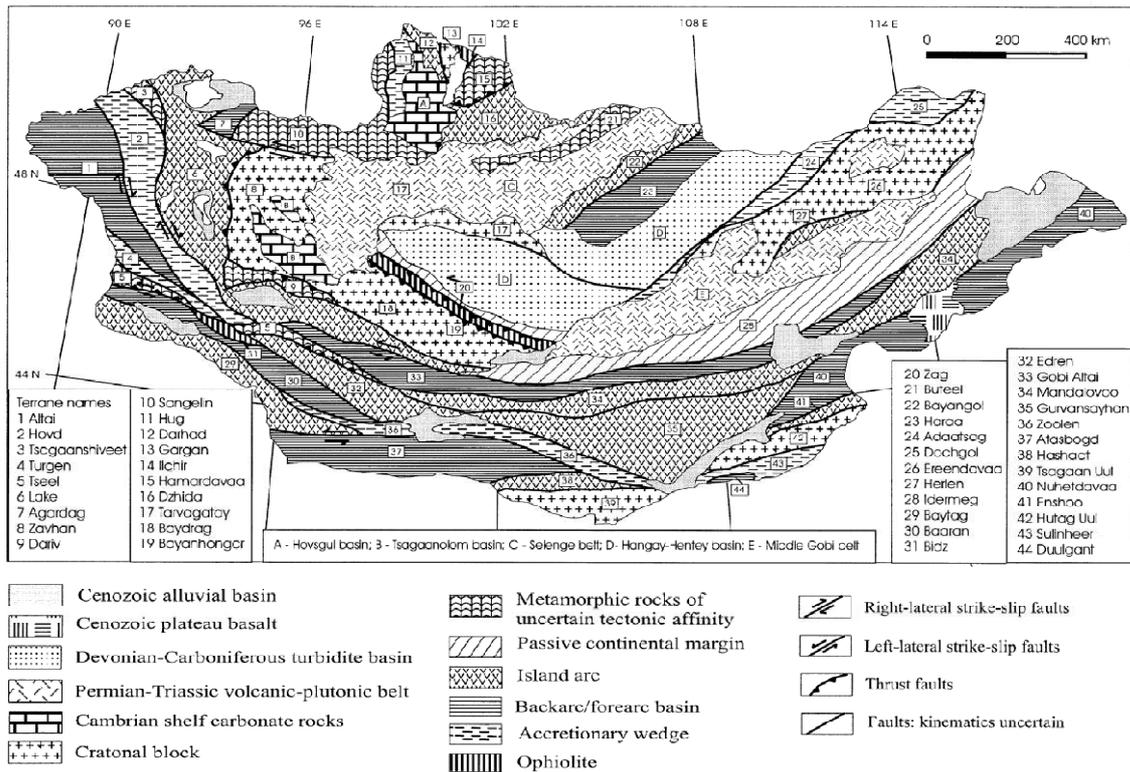


Abb. 2.5: Tektonostratigraphische Karte der Terrane der Mongolei (aus: Badarch et al. 2002, S. 89).

Eine wesentliche Überprägung erfuhren diese Strukturen durch Kollision der Indischen Platte mit der Asiatischen Kontinentalplatte im Paläogen (66-23 Ma). Ein erheblicher, nordöstlich gerichteter Druck auf die einzelnen Terrane führte zur Entstehung von Überschiebungen, Blattverschiebungen und Abschiebungen (Cunningham 2005, Molnar & Taponnier 1975) (Abb. 2.6).

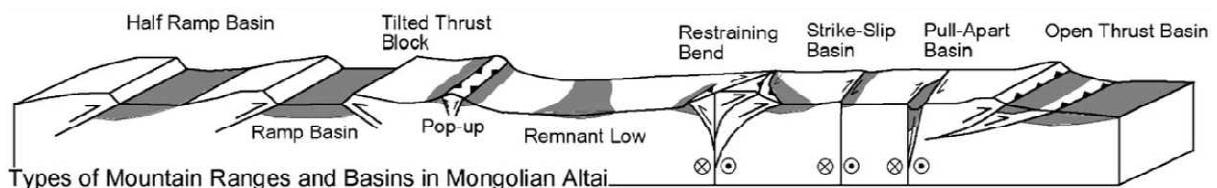


Abb. 2.6: Tektonische Strukturen in der Mongolei (aus: Cunningham 2005, S. 438).

Als Folge der tektonischen Bewegungen bildeten sich „transpressive Gebirgsbereiche“ und Senkungsbereiche (Cunningham 2005). Zu den herausgehobenen Gebirgen zählt der Khangay, der Mongolische Altai und der Gobi Altai, eine absinkende Tendenz weist die Ostmongolische Senke, das Tal der Großen Seen und das Tal der Gobi Seen auf.

Auf diesen Beckenregionen liegt ein Fokus der Untersuchung. Sie sind mit quartären Ablagerungen verfüllt: An den Gebirgsrändern finden sich ausgedehnte alluviale Schwemmfächer

bzw. Fußflächen, die zu äolischen Sedimenten und schließlich zu den Playasedimenten im Beckeninneren übergehen.

Der herzynisch streichende Khangay ist überwiegend aus Graniten und kristallinen Schiefen aufgebaut. Durch känozoischen Vulkanismus bildeten sich Basaltintrusionen, so dass einige Regionen des Changai durch Basaltströme und -kegel geprägt sind. Die Khangay-Scholle wird nach Norden durch die Bulnay/Tsetserleg-Verwerfung abgegrenzt (Baljinnyam et al. 1993).

Bis in die heutige Zeit ist die südliche und westliche Mongolei tektonisch aktiv. So wurden z.B. die Hebungsraten des Gobi Altai im Spätquartär von Cunningham et al. (1997) als 0,1-1 m/ka rekonstruiert. Zudem ist als Folge der Kompression der Platten eine starke seismische Aktivität zu verzeichnen, die zu erheblichen Horizontal- und Vertikalversätzen (z.B. 2-5 m entlang der Gurvan Bulag Verwerfung, Prentice et al. 2002, bis zu 10 m entlang der Bogd Verwerfung im Jahre 1957, Baljinnyam et al. 1993) führen. Dieser Aspekt ist für die vorliegende Arbeit relevant, da u.a. Seespiegelstände in den endorheischen Becken der südlichen Mongolei anhand der Datierung von Strandwällen und lakustrinen Sedimenten rekonstruiert werden. Erfolgt jedoch eine nachträgliche Hebung des Seespiegelindikators, suggeriert dies einen falschen, höheren Wasserstand zum datierten Zeitpunkt.

2.4 Das Klima der Mongolei

Drei Aspekte zählen zu den wesentlichen Charakteristika des Klimas der Mongolei: Die Nord-Süd-Zonierung der Klimatelemente, die ausgeprägte Kontinentalität sowie eine große zeitliche und räumliche Variabilität der Niederschlagsereignisse und der Temperatur.

Die Mongolei bildet das Übergangsgebiet zwischen der sibirischen Taiga im Norden und den Wüsten Zentralasiens im Süden. Dieser Übergangscharakter zeigt sich auch in den großräumigen Gradienten der Niederschläge von ca. 400 mm im Norden und ca. 100 mm im untersuchten Arbeitsgebiet im Süden (Abb. 2.7) sowie der Durchschnittstemperaturen von z.B. -4,9 °C im nördlichen Khatgal und 4,3 °C im südlichen Dalandzadgad. Letztere sind, nicht zuletzt aufgrund der durchschnittlichen Höhenlage von 1580 m a.s.l. (Murzaev 1954) insgesamt niedriger als in den meisten anderen Trocken- bzw. Wüstengebieten der Erde.

Gemäß der Klimaklassifikation nach Köppen & Geiger (1961, zit. in Kottek et al. 2006) sind die Bereiche nördlich des Khangay und des Khentey in die Schneeklimare (Dwc) mit weniger als vier Monaten über 10 °C, und unter 3 °C während der kältesten Monate bei Trockenzeit im Winter einzuordnen. Nach Süden schließen sich daran die Regionen mit trockenkaltem Steppenklimate (Bsk) mit Jahresmitteltemperaturen unter 18 °C an. Südlich und östlich des Mongolischen Altai ist das Klimate als trockenkaltes Wüstenklimate (BWk) klassifiziert. Diese Zonierung wird durch Gebirge modifiziert. Insgesamt ordnen Chen et al. (2010) die Mongolei dem Gebiet „Arid Central Asia“ zu.

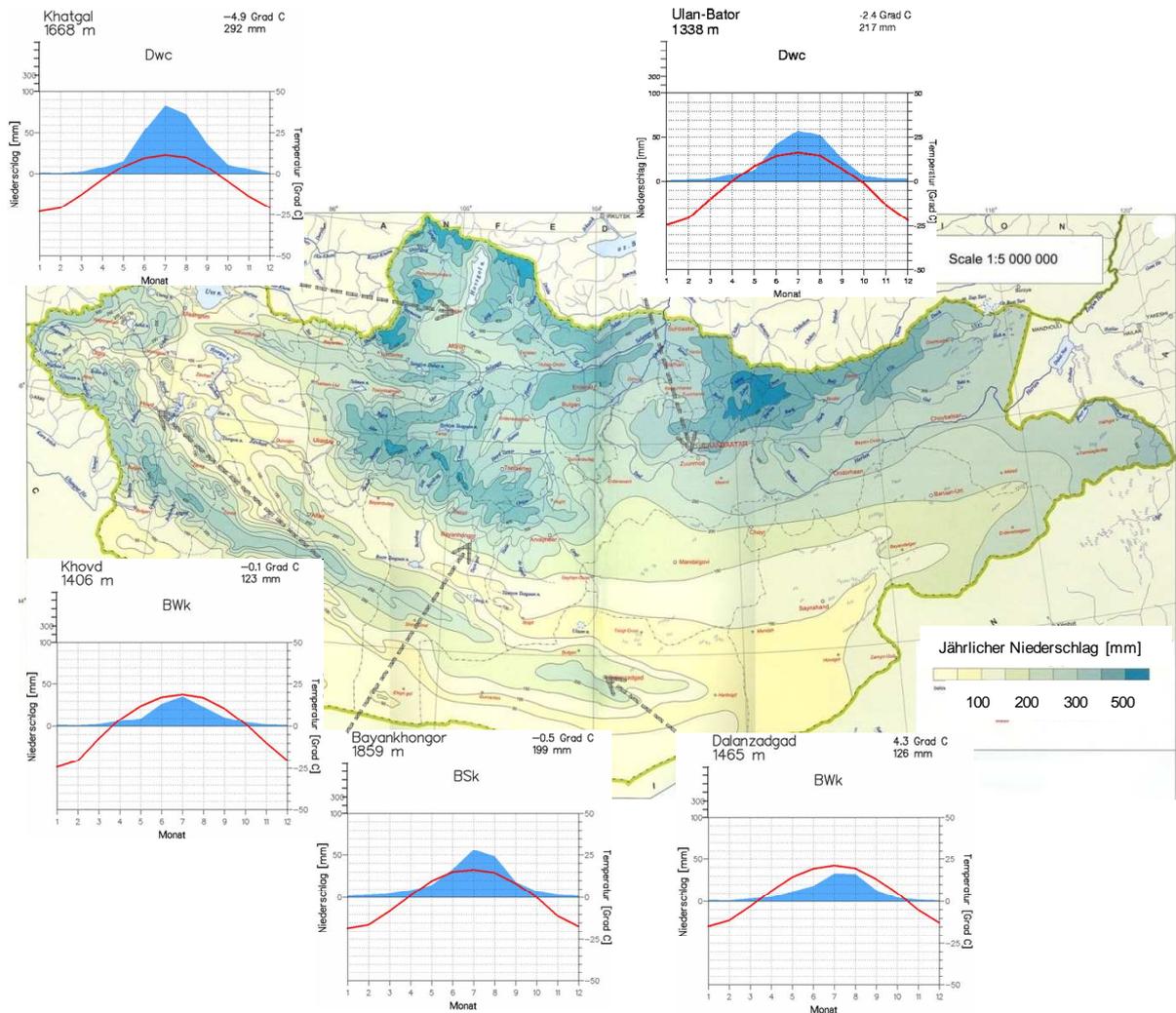


Abb. 2.7: Niederschlagskarte der Mongolei. Das Klimadiagramm Dalanzadgad ist repräsentativ für das Arbeitsgebiet (verändert nach ALAGaC 2004 sowie www.klimadiagramme.de).

Bedingt durch die große Entfernung zu den Weltmeeren ist eine erhebliche Kontinentalität das entscheidende Charakteristikum des mongolischen Klimas. Diese spiegelt sich wider in enormen jahreszeitlichen Temperaturunterschieden (die Extremtemperaturen im Januar und im Juli weisen Amplituden um 80 °C auf, ALAGaC 2004) und allgemein geringen Niederschlagsmengen (Abb. 2.7). Feuchte Luftmassen erreichen die Mongolei kaum, da das Land nahezu vollständig von Gebirgen umgeben ist: Nach Süden und Südosten verhindern der Himalaja und die nördlich angrenzenden Gebirge sowie das nordchinesische Bergland, nach Osten das Große Hinggan-Gebirge weitgehend, dass monsunale Luftmassen die Mongolei erreichen. Im Westen bewirkt der russische und der nördliche Teil des Mongolischen Altai den Verlust des Wasserdampfes aus den mit westlicher Strömung das Gebirge überquerenden Luftmassen. Durch einen Föhneffekt wird diesen vor dem Erreichen des westmongolischen Beckens der Großen Seen noch zusätzlich Feuchtigkeit entzogen. Nach Norden hin wirken das Tonnu-Ola-, das Sayan- und das Hentey-

Gebirge als Sperre. Allein im Bereich des Selenga-Durchbruchs zur Baikalsee-Senke befindet sich eine topographische Depression im Gebirgsrand.

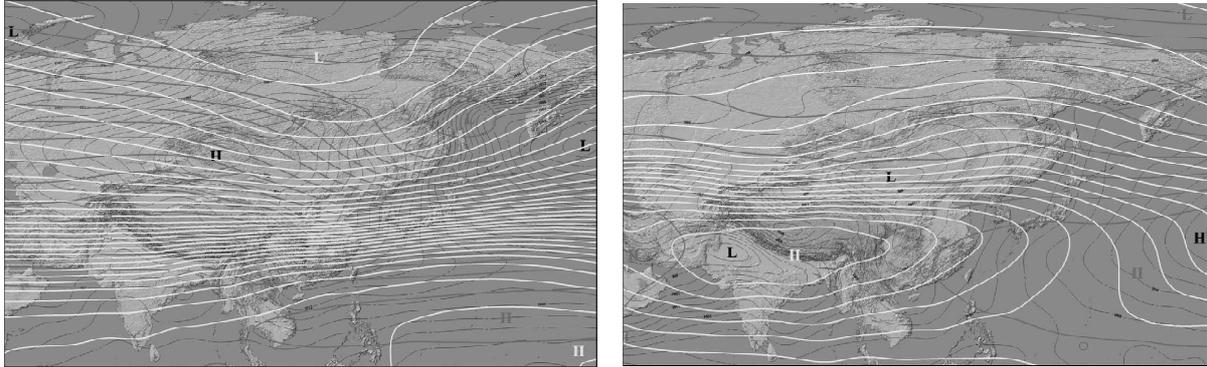


Abb. 2.8: Luftdruck-Verhältnisse in Asien im Januar (a) und Juli (b). Die schwarze gepunktete Linie gibt den Luftdruck auf Meeressniveau (hPa) an, die graue Linie die Höhenlage des 500hPa-Niveaus (gpm) und die weiße Linie die Mächtigkeit der 500-200hPa-Schicht (gpm) (aus: Böhner 2006).

Die jahreszeitlichen Extreme der Witterung in der Mongolei sind bedingt durch die Druck- und Windverhältnisse der Allgemeinen Atmosphärische Zirkulation (Abb. 2.8). Im Sommer liegt die Mongolei im Einflussbereich der – wenn auch schon stark abgetrockneten – zyklonalen Westwinde, somit fällt zu dieser Jahreszeit (Maximum im Juli) der größte Teil des Jahresniederschlags. Die Durchschnittstemperaturen im Sommer liegen bei 20-25 °C (in den Gebirgsregionen weniger), die Maximaltemperaturen können 40 °C und mehr erreichen (Batima et al. 2006). Um in insgesamt wasserdampfarmer Luft Niederschläge zu erzeugen, ist eine starke Konvergenz in bodennahen Luftschichten und ein besonders großer vertikaler Aufstieg erforderlich. Im Sommer sind mächtige Cumulonimben und sehr ausgeprägte Wetterphänomene für Hochasien aus Satellitenaufnahmen bekannt (Weischet & Endlicher 2000), Abb. 2.9 zeigt das Aufziehen eines solchen Konvektionssystems in der Südmongolei im Sommer 2006. Daraus resultieren Starkregenereignisse, die aufgrund des geringen Bedeckungsgrads der Oberfläche eine erhebliche erodierende Wirkung besitzen. Zudem weisen die Niederschläge dadurch eine erhebliche zeitliche und örtliche Variabilität auf.



Abb. 2.9: Cumulonimbus im Teilarbeitsgebiet Khongoryn Els im Juli 2006 (Foto: Hülle).

Im Winter hingegen sorgt die Lage im Einflussbereich des stark ausgeprägten und stabilen Sibirischen Hochs für eine extreme Wasserdampfarmut der Atmosphäre, ausbleibende Niederschläge und starke Ausstrahlung mit tiefen Temperaturen (-15 bis -35 °C

Durchschnittstemperatur, Batima et al. 2006) (Weischet & Endlicher 2000). Klare, kalte Tage mit strahlend blauem Himmel dominieren die winterliche Witterung. Schnee fällt selten und trägt nur zu 20 % zum Gesamtniederschlag bei (Batima 2006).

Die Grenze des mit geringen Durchschnittstemperaturen einhergehenden kontinuierlichen Permafrosts verläuft bei ca. 47 °N und löst sich nach Süden hin in einzelne, meist orographisch bedingte Permafrostinseln auf (ALAGaC 2004). Bemerkenswert ist, dass bis in die Gobi einzelne Inseln mit Bodenfrost über mehrere Jahre überdauern können (Barthel 1983).

Die Jahreszeiten Frühjahr und Herbst sind kurz und geprägt durch starken Anstieg bzw. Abfall der Temperaturen, zudem herrschen im Frühjahr starke Winde aus westlichen und nordwestlichen Richtungen. In den Wüsten und Wüstensteppen ist die Winderosion zu dieser Zeit am stärksten.

Untersuchungen zum Einfluss des Klimawandels auf die Mongolei zeigen, dass sich die Jahresdurchschnittstemperatur innerhalb der letzten 70 Jahre um ca. 2 °C erhöht hat (Batima 2006: 1,8 °C, Ministry of Environment, Nature and Tourism, Mongolia 2009: 2,14 °C) – dies ist mehr als das Doppelte des globalen Mittelwerts (Bohannon 2008). Eine signifikante Erwärmung lässt sich vor allem ab Ende der 1970er Jahre feststellen, eine erhebliche Beschleunigung erfolgte ab Ende der 1980er Jahre. Der markanteste Anstieg der Temperatur betrifft die Wintermonate mit 3,6 °C, im Sommer sind es 0,5 °C. Besonders betroffen sind die Gebirgsregionen, weniger die Gobi-Gebiete.

Die Veränderung der Niederschläge im Zuge des globalen Klimawandels lässt sich weniger generalisieren, sondern hat eher lokalen Charakter (Lioubimtseva et al. 2005). Dies verstärkt die ohnehin stark ausgeprägte räumliche und zeitliche Variabilität der Niederschläge in der Mongolei umso mehr. Insgesamt wird für die Zukunft eine Tendenz zur Niederschlagsabnahme im Sommer und Niederschlagszunahme im Winter prognostiziert (Batima 2006, Ministry of Environment, Nature and Tourism, Mongolia 2009). Diese Entwicklung führt zu einer Zunahme von Dürreperioden im Sommer und einer größeren Häufigkeit von Schneefällen im Winter – eine Kombination, die sich auf die Viehhaltung in der Mongolei vermutlich verheerend auswirken wird.

2.5 Die Vegetation in der Mongolei

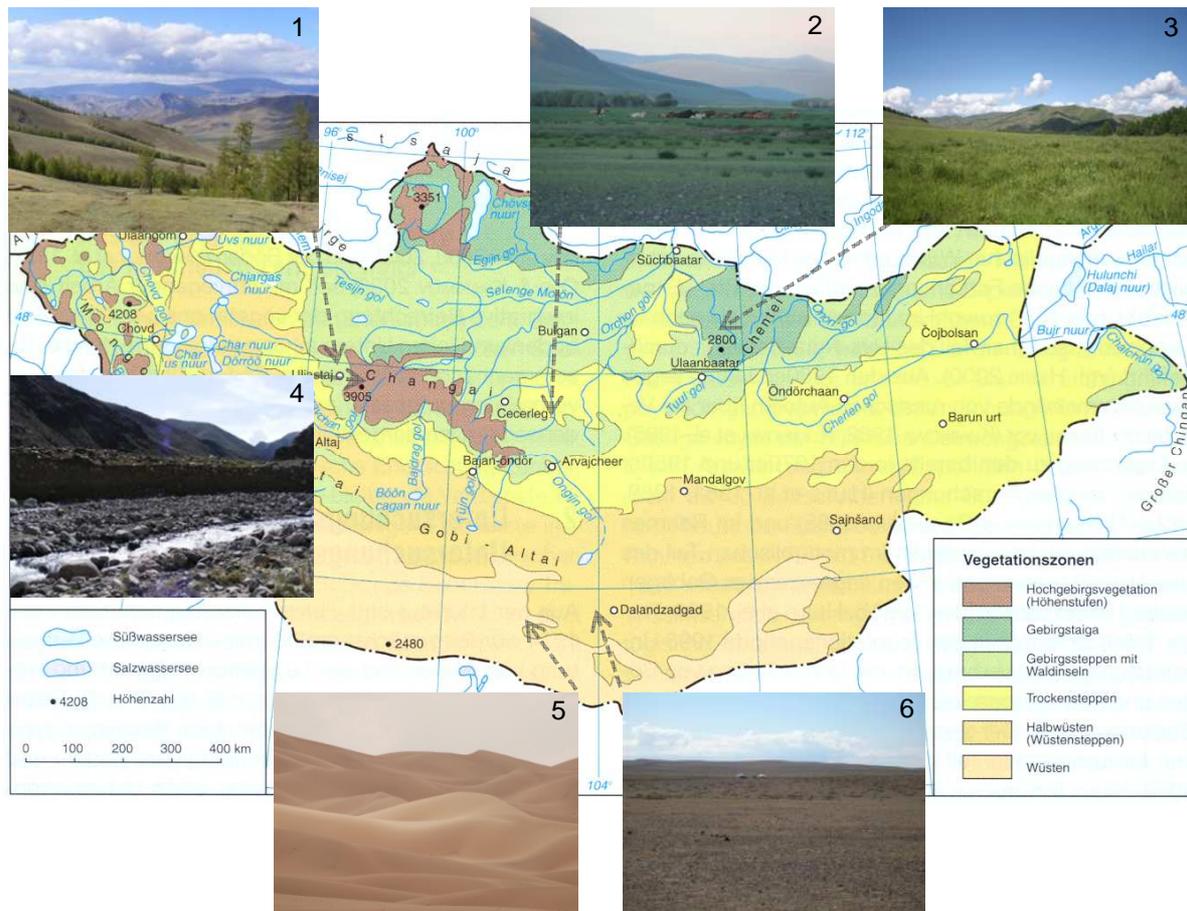


Abb. 2.10: Karte der Vegetationszonen der Mongolei (verändert nach Opp & Hilbig 2003). Die Fotos zeigen das typische Erscheinungsbild der Vegetation in den verschiedenen Zonen. 1: Waldinseln auf den Nordhängen des Khangay-Gebirges (Foto: Hilgers), 2: Orchon-Aue bei Kharkhorin (Foto: Hülle), 3: Gebirgssteppe/-taiga im Terelj Nationalpark nördlich von Ulan Bator (Foto: Hülle), 4: Hochgebirgsbach am Otgon-Tenger im Khangay-Gebirge (Foto: Hilgers), 5: Dünenzug Khongoryn Els (Foto: Hempelmann), 6: Wüstensteppe westlich von Dalandzadgad (Foto: Hülle).

In Abhängigkeit von den klimatischen Standortbedingungen ist die Mongolei durch eine weitgehend zonale Anordnung der Vegetation geprägt. Gebirge, Gewässer oder sonstige inselhafte nichtzonale Einflussfaktoren (z.B. Dünen, Salzpflanzen, Permafrost) führen zur Unterbrechung der vorwiegend breitenkreisparallelen Vegetationszonierung.

Im Arbeitsgebiet können nach Opp & Hilbig (2003) sowie Administration of Land Affairs, Geodesy and Cartography (2004) vier Vegetationszonen ausgegliedert werden (Abb. 2.10). Die Beschreibung der Artenzusammensetzung beruht auf Hilbig (1995), Administration of Land Affairs, Geodesy and Cartography (2004) sowie Auskünften z.B. von Dr. F. Schlütz (FU Berlin) im Gelände:

1. Gebirgssteppen mit Waldinseln: Diese Vegetationszone nimmt zwar ca. 25 % der Staatsfläche ein, liegt aber zum größten Teil nördlich des 48. Breitengrades. Das Arbeitsgebiet „Orchon-Tal“ ist dieser Vegetationszone zuzuordnen. In dieser Zone dominieren inselhafte Lärchenwälder (*Larix sibirica*) die zum Teil mit einigen Laubbäumen, vor allem Birken (*Betula spec.*) vergesellschaftet sind. Der Baumbestand liegt fast ausschließlich auf den Nordhängen der Gebirge. Expositionsbedingt ist dort die Wasserverfügbarkeit für die Pflanzenwurzeln besser als auf den trockeneren, vorwiegend mit Steppengräsern (*Stipa spec.*, *Carex spec.*) und *Artemisia spec.* bedeckten Südhängen.
2. Trockensteppen: Dieser Bereich (ca. 26 % der Mongolei) schließt sich im Wesentlichen südlich an die Gebirgssteppen an und umfasst die Gebiete südlich des Khangay. Typische Vertreter sind *Artemisia spec.*, *Caragana spec.*, *Stipa spec.* und *Allium spec.*
3. Halbwüsten/Wüstensteppen: Diese bilden den Übergang von den Trockensteppen zu den Wüstengebieten und machen ein weiteres Viertel der Staatsfläche aus. Als Halbwüsten sind die Täler der Gobi-Seen sowie der Großen Seen zu bezeichnen, der Gobi Altay sowie die Gebiete östlich des Gobi Altay. Der größte Teil des Untersuchungsgebietes liegt somit in dieser Vegetationszone. Die Vegetation ist hier spärlicher als in den Trockensteppen, weist jedoch ähnliche Artenzusammensetzungen auf. Im Bereich der Halbwüsten erstrecken sich auch die größeren Dünengebiete („Els“). In den Ausläufern der großen Dünen finden sich häufig Gebiete mit Kupstendünen, die mit *Nitraria spec.* oder *Amygdalus spec.* bewachsen sind.
4. Wüsten: Als Vollwüsten gelten die südlichsten Bereiche der Mongolei zwischen dem Gobi-Altay und seinen östlichen Ausläufern und der Staatsgrenze zu China. Steinpflaster machen den größten Teil der Oberflächen aus, unterbrochen von kleineren Sandgebieten. Vegetation beschränkt sich im Wesentlichen auf Senken oder die Nähe zu periodischen Gewässern und besteht hauptsächlich aus Sträuchern wie *Amygdalus spec.* oder Saxaul (*Haloxylon ammodendron*).

2.6 Die Böden der Mongolei

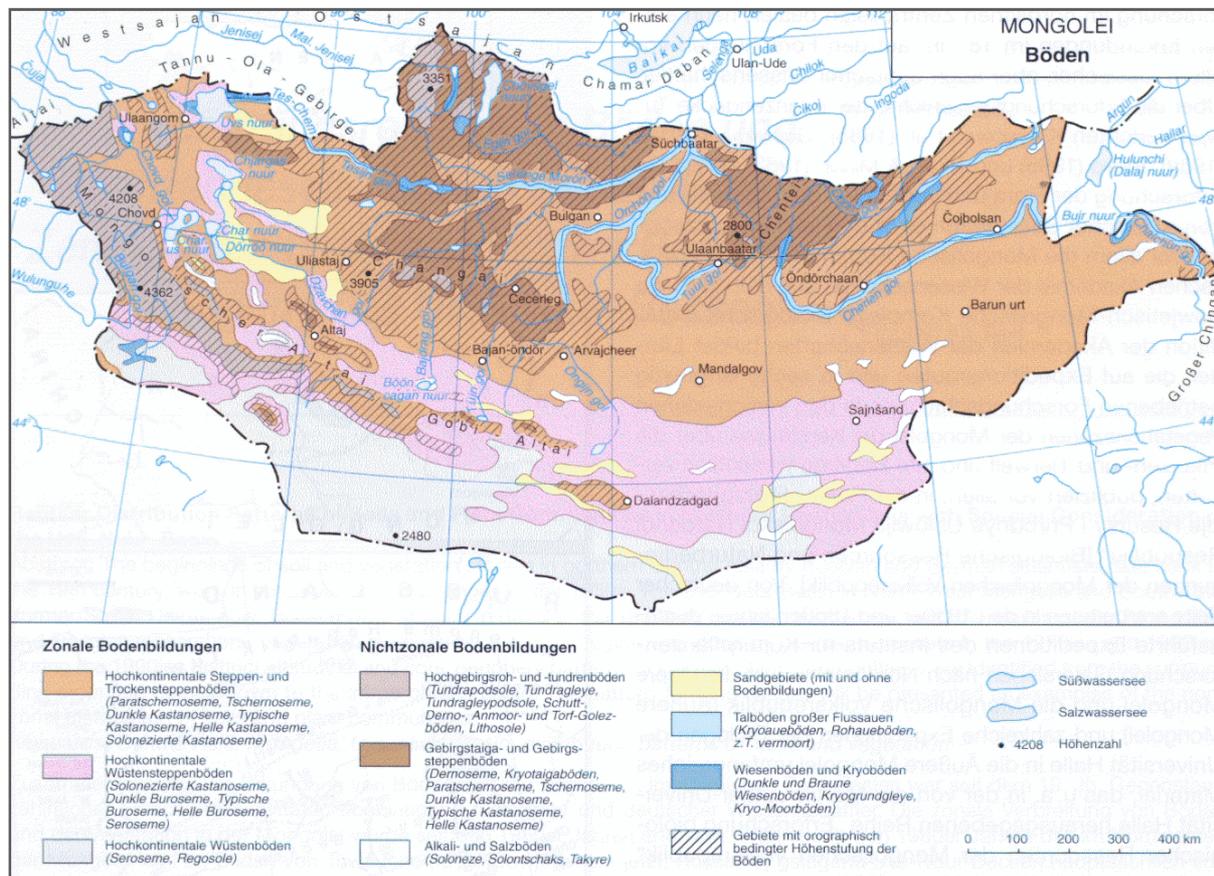
Geprägt durch die zonale Anordnung von Klima und Vegetation ist auch die Anordnung der Bodentypen in der Mongolei weitgehend breitenkreisparallel, modifiziert durch Gebirge (Roh- und Tundrenböden, Podsole) oder den Einfluss an Sonderstandorten von Gewässern (Aueböden), Sandgebiete (Lockersyroseme) oder Permafrost (Kryoböden) (Abb. 2.11).

Der in der Mongolei am weitesten verbreitete Boden ist der Kastanozem (gem. World Reference Base for Soil Resources) unterschiedlicher Entwicklungsstadien und Mächtigkeiten. Er ist meist eher flach ausgeprägt an den Hängen und mächtiger am Gebirgsfuß und in den Becken. Dieser durch längere Trockenheit und geringen Pflanzenwuchs geprägte Boden weist einen Ah-Horizont mit bis zu 50 cm mächtiger, kastanienbrauner Färbung durch einen hohen Anteil an

Huminsäuren bei gleichzeitig mäßiger Humusbildung (2-4 % Humusgehalt) auf. Darunter liegt meist ein ACa-Horizont (Ca-Karbonathorizont), der durch Kalkausfällung aufgrund von aufsteigendem Kapillarwasser entsteht (Blume 2010, Zech & Hintermaier-Erhard 2002). In der Mongolei ist das Ausgangsmaterial (C-Horizont) häufig ein Decksediment, welches äolisches, kalkhaltiges Material enthält, so dass die Karbonatausfällung meist deutlich in Form von weißen Krusten unter den Steinen erkennbar ist.

Nach Süden hin wird der Kastanozem aufgrund der zunehmenden Trockenheit immer geringmächtiger und von Syrosemem und Regosolen (v.a. Steinpflaster-Regosol) abgelöst. In den Regionen nahe der südlichen Landesgrenze sind auch Salzböden (Solonchak, Solonetz) weit verbreitet.

In den nördlichen Regionen der Mongolei mit Niederschlägen um 400 mm sind zudem Tschernoseme (Schwarzerden) und Paratschernoseme vertreten.



2.11: Bodenkarte der Mongolei (aus: Opp & Hilbig 2003).

2.7 Die Beziehung zwischen Mensch und Umwelt in der Mongolei

Die Beziehung zwischen Mensch und Umwelt ist in der Mongolei in besonderem Maße reziprok: Die Abhängigkeit des Menschen von der Landschaft ist ausgesprochen groß, da die Wirtschaft agrarisch geprägt ist und ein großer Teil der Bevölkerung vom Nomadismus lebt. Umgekehrt hat aber die mobile Viehhaltung, auch wenn sie in der Mongolei extensiv erfolgt, bei einer solch extrem sensiblen Landschaft an der Grenze zur Anökumene weit reichende Auswirkungen auf Böden und Vegetation mit entsprechenden Folgen wie Erosion und Desertifikation.

Beide Aspekte sind für die vorliegende Untersuchung relevant. Zum einen trägt die Erforschung der Umweltbedingungen der Vergangenheit dazu bei, Klimamodelle zu verifizieren und somit zuverlässigere Aussagen zum Klima der Zukunft in der Mongolei zu treffen, woraus sich Handlungsansätze für die Sicherung der wesentlichen Wirtschaftsgrundlage ergeben. Zum anderen ist der Einfluss des Menschen zumindest für spätholozäne Altersdaten relevant. Nur unter Einbeziehung des anthropogenen Einflusses können diese Daten im Hinblick auf eine klimatische Steuerung interpretiert werden.

Aufgrund der extremen Klimaverhältnisse ist nur ca. 1 % der Landoberfläche der Mongolei ackerbaulich nutzbar, so dass der Hauptwirtschaftszweig die extensive Viehwirtschaft ist. Heute lebt etwa die Hälfte der Menschen vom Nomadismus (National Statistical Office of Mongolia 2005). Diese sind daher existenziell von der sie umgebenden Landschaft, sowie deren witterungsgesteuerten Zustandsänderungen abhängig. Im Arbeitsgebiet Südmongolei überwiegt – neben der Nutzung von Pferden – die Haltung von Ziegen, Schafen und Kamelen, im Norden ist die Futtergrundlage auch für Rinder/-Yakhaltung ausreichend (Janzen & Bazargur 2003).

Durch saisonale Wanderungen zwischen Lagerplätzen erfolgt eine gewisse Anpassung an jahreszeitliche Gunststandorte, dennoch sind die Viehbestände permanent gefährdet. In der Mongolei werden Dürren, sowie andere Einflüsse, die den Weidegrund bedrohen, als „Zuud“ bezeichnet. Unterschieden wird im Wesentlichen der „Weiße Zuud“, während dessen eine Schneedecke die Beweidung verhindert, vom „Schwarzen Zuud“, bei dem durch anhaltende Dürre die ohnehin karge Steppenvegetation ausbleibt (Janzen & Bazargur 2003). Zuletzt sind im Winter 2009/2010 über sechs Millionen Tiere verendet, nachdem nach einem ausgesprochen trockenen Sommer im darauf folgenden Winter auch noch ungewöhnlich starke Schneefälle die Weiden überdeckten (Deutsche Mongolei Agentur, www.mongolei-online.de, April 2010). Für die Zukunft wird eine Zunahme der Zuuds im Zuge des Klimawandels prognostiziert (Batima et al. 2006).

Nach Angaben des Mongolia Assessment Report on Climate Change (Ministry of Environment, Nature and Tourism, Mongolia 2009) ist langfristig mehr als drei Viertel der mongolischen Staatsfläche von Desertifikation und Degradation bedroht. Die sandbedeckten Flächen haben sich zwischen den 1960er Jahren und Anfang des neuen Jahrtausends um 8,7 % vergrößert (Batkhisig & Lehmkuhl 2003). Gleichzeitig nimmt die Erosion der Böden durch

Niederschlagsereignisse zu, äolische Deflation der oberen Bodenschichten führt zu einer zunehmenden Stärke und Frequenz von Staubstürmen (In den 1960er Jahren lag die Anzahl der Tage mit Staubsturm bei 16 pro Jahr, seit 2000 liegt der Durchschnitt bei 52 Tagen pro Jahr).

Der Zeitpunkt, ab dem ein eindeutiger anthropogener Einfluss auf die Landschaft der Mongolei geltend gemacht werden kann, ist lokal und regional sehr variabel. Die frühe Siedlungsgeschichte der Mongolei ist vergleichsweise schwierig zu rekonstruieren, allein schon aufgrund der geringen Bevölkerungsdichten. Ein Neolithikum im vorderasiatischen oder alteuropäischen Sinn hat nach Parzinger (2006, S. 41) in Nord- und Zentralasien niemals existiert: „Die Träger der neolithischen Kulturen ... lebten und wirtschafteten im Wesentlichen so, wie es ihre jungpaläolithischen und mesolithischen Vorgänger bereits taten: Es handelte sich um Jäger, Fischer und Sammler.“ Die Abgrenzung zu einem vorangegangenen Mesolithikum erfolgt daher anhand von Neuerungen der materiellen Kultur und wird frühestens in das 6. Jahrtausend v. Chr. gestellt.

Schlütz & Lehmkuhl (2009) postulieren für das östliche Tibet ein "nomadisches Anthropozän" in drei Phasen: zwischen 12700 und 10400 Jahre cal B.P. für flache Beckenregionen, zwischen 7000 und 5000 Jahre cal B.P. für die Talböden der Haupttäler und 3000 bis 1000 Jahre cal BP für die höher gelegenen Gebirgsterrassen. Für die Mongolei ist eine ähnliche Abfolge mit zeitlichen Variationen zu vermuten. Mische et al. (2007) gehen für die südliche Mongolei anhand von Pollenanalysen von anthropogenem Einfluss (nomadische Viehhaltung, Nutzung von Holz als Brennstoff) ab dem mittleren Holozän (4-5 ka) aus.

Ein erhöhter Weidedruck ist spätestens für die Zeit Dschinghis Khans (13. Jh. n. Chr.) anzunehmen (Mische et al. 2007). Ihm und seinen Nachfahren gelang es, mit ausgedehnten Feldzügen für Jahrhunderte ein Weltreich zu errichten, gleichzeitig gilt diese Zeit bis heute als kulturelle Blütezeit. Damalige Hauptstadt war Karakorum (heutiges Kharkhorin).

Zum Ende dieser Epoche erfolgte eine feudale Zersplitterung. Um 1500 entstand unter Dayan Khan in der Mongolei ein neues Staatsgebilde, dessen Reste 1691 an Chinas Qing-Dynastie fielen. Nach deren Zusammenbruch wurde 1924 die Mongolische Volksrepublik ausgerufen (Veit 1986); Land, Weiden, Wasser und Bodenschätze wurden verstaatlicht. Die Mongolei wurde de facto ein Satellitenstaat der Sowjetunion, die das Ziel verfolgte, aus der Mongolei einen modernen kommunistischen Staat zu machen. Im Zuge dessen wurde die traditionelle nomadische Viehwirtschaft fast völlig zerschlagen. Die Bevölkerungszahl stieg von 1918 bis 1960 von 650000 auf eine Million an (Hilbig 1995). (Heute leben 2,7 Millionen Menschen in der Mongolei (Deutsches Auswärtiges Amt 2010), davon mindestens ein Drittel in der Hauptstadt Ulan Bator.)

Nach der politischen Wende zum Ende der 1980er Jahre hat sich der Beweidungsdruck erheblich erhöht: Wirtschaftliche Beziehungen zur früheren Sowjetunion gingen zurück, Subventionen wurden gestrichen, die Lebens- und Produktionsbedingungen verschlechterten sich generell. Ein

Teil der Stadtbewohner versucht seither, sich in der mobilen Viehwirtschaft eine Lebensgrundlage zu schaffen. Diese „neuen Nomaden“ verfügen jedoch nicht über das Wissen der traditionellen Nomaden, was Landnutzungsrechte, Versorgung der Tiere und vor allem die Vermeidung von Überweidung angeht (Bohannon 2008, Janzen & Bazargur 2003, Sternberg 2008).

Gleichzeitig stieg während der 90er Jahre der nationale Viehbestand, der über Jahrzehnte konstant bei etwa 20 Mio. Tieren lag, auf knapp 33 Mio. Stück (Batkhisig & Lehmkuhl 2003) an. Vor allem der Bestand an Ziegen hat sich auf Grund der hohen Preise für Kaschmirwolle mehr als verdoppelt (Saizen et al. 2010). Ziegen weiden jedoch, wenn sie nicht weiter getrieben werden, die Grasdecke fast völlig ab. Im Zusammenspiel mit den erwähnten klimatischen Entwicklungen sind durch wirtschaftliche Veränderungen somit die beschriebenen Degradationserscheinungen noch beschleunigt worden.

2.8 Paläoumweltbedingungen in der Mongolei - Forschungsstand

Ein wesentlicher Aspekt, der Anlass zur Durchführung der vorliegenden Arbeit gab, war, dass kaum Klimadaten für das Gebiet der südlichen und zentralen Mongolei verfügbar sind. Bisher konzentrierte sich die Paläoklimaforschung im ariden Zentralasien auf die nördliche Mongolei und das südliche Sibirien sowie auf das nördliche China. Gleichzeitig weisen die Erkenntnisse aus diesen Untersuchungen erhebliche Unterschiede in den rekonstruierten Niederschlags- und Temperaturbedingungen sowohl zeitlich als auch räumlich auf. Einige Ursachen für diese Variabilität sollen im Folgenden dargestellt werden. Im Anschluss erfolgt eine Zusammenfassung der in der Literatur verfügbaren Daten zur Klimageschichte Zentralasiens im Allgemeinen und der Mongolei im Speziellen.

2.8.1 Faktoren für die Heterogenität mongolischer Paläoklimadaten

Klimarekonstruktionen für das Gebiet der Mongolei ergeben teilweise gegenläufige Klimatrends für vergleichsweise nah beieinander liegende Gebiete zur gleichen Zeit. Eine wesentliche Ursache hierfür ist die variable Grenze zwischen den Gebieten, die im Einflussgebiet der Westwinde liegen, und denen, die von feuchteren, monsonalen Luftmassen aus südlicher Richtung erreicht werden. Wie in Kap. 2.4 beschrieben, ist der Westwindeinfluss ein wesentlicher Faktor des heute trockenen Klimas der Mongolei (z.B. Herzsuh 2006). Südlich und südöstlich der Mongolei schließt sich ein feuchteres und auch wärmeres Klima an, welches wesentlich vom südostasiatischen und indischen Monsun beeinflusst wird (Abb. 2.12). In der Vergangenheit haben die „Machtverhältnisse“ der Windsysteme Indischer Monsun, Südostasiatischer Monsun und Westwindzirkulation über große Zeiträume jedoch anders ausgesehen.

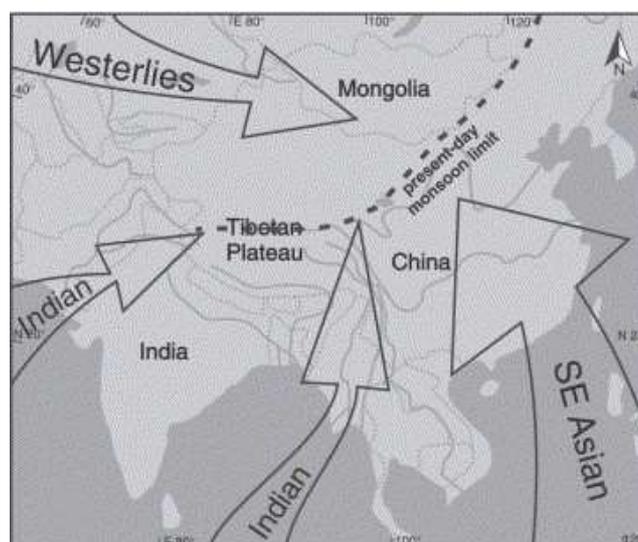


Abb. 2.12: Die Windsysteme Asiens unter heutigen Bedingungen (aus: Herzsuh 2006, S. 164).

Einige Autoren gehen davon aus, dass die Grenze der monsunbeeinflussten Gebiete während der Glaziale (z.B. LGM 26,5-19 ka, Clark et al. 2009) tendenziell äquatorwärts verschoben war, und während der Interglaziale weiter im Norden lag (Chen et al. 2010). Einen Beleg hierfür liefern z.B. Vandenberghe et al. (2006): Korngrößenanalysen aus vier Lößprofilen auf einem Ost-West-Transekt zwischen Tadschikistan und dem Nordosten Chinas und der Vergleich mit $\delta^{18}\text{O}$ aus dem Grönland-Eisbohrkern NorthGRIP zeigen, dass in Glazialen der Westwindeinfluss in Zentral- und Ostasien wesentlich stärker war und der Löss daher einen größeren Anteil kleiner Korngrößen (Fernkomponente) enthält. In Interglazialen hingegen nimmt der monsunale Einfluss zu, der Anteil größerer Korngrößen aus näheren (südlichen) Quellgebieten steigt.

Die Verschiebung der Grenze zwischen monsunalen und westwindbeeinflussten Gebieten führt dazu, dass erhebliche Unterschiede in vergleichsweise nah beieinander liegenden klimatischen Archiven möglich sind. Im Hinblick auf eine Paläoklimarekonstruktion für das Gebiet der südlichen Mongolei kann es demnach sinnvoll sein, einen Vergleich mit anderen westwindbeeinflussten Gebieten Eurasiens anzustreben, auch wenn diese vergleichsweise weit weg liegen, statt nähergelegene, jedoch monsunale beeinflusste Archive (z.B. das gut untersuchte chinesische Lößplateau) zu nutzen, da die Gebiete diesseits und jenseits der Monsungrenze (*monsoon limit*) zum Teil invers auf Klimaänderungen reagiert haben (Chen et al. 2010, Herzschuh 2006).

Ein weiterer Kritikpunkt, auf den Unstimmigkeiten zwischen unterschiedlichen Paläoklimarekonstruktionen in Betracht zurückzuführen sind, bezieht sich auf Pollenanalysen, auf denen ein sehr großer Teil der Daten beruht: Problematisch ist, dass in Zentralasien hohe Windgeschwindigkeiten und relativ konstante Windrichtungen sehr weite Transportwege für Pollen ermöglichen, so dass ein Pollenspektrum z.B. in einem Seebohrkern nicht zwingend lokale Gegebenheiten widerspiegelt (Tarasov et al. 2000)

Zudem erschweren weitere, für das Arbeitsgebiet Mongolei spezifische, Faktoren die Klimarekonstruktion:

- Westwinde bringen der Mongolei den größten Teil der Niederschläge (Kap. 2.4). Topographische Barrieren können somit einen erheblichen Effekt auf die räumliche Variabilität der Niederschläge haben und zu regional sehr unterschiedlichen Klimadaten führen (Broccoli & Manabe 1992).
- Auch die in der Mongolei sehr variable Höhenlage hat einen Einfluss auf das Klimageschehen. So zeigten Zhao et al. (2010) für das Qaidam Basin (Tibet Plateau), dass z.B. für die Zeit um 1600 n. Chr. Seen in einer Höhenlage von 2800 m eine gegenläufige Klimaentwicklung zu Dendrochronologie-Daten der umgebenden Gebirge (3700 m Höhe) und dem Dunde Eisbohrkern (5300 m) zeigten. Während die Becken in der „Kleinen Eiszeit“ ausgesprochen trocken waren, wird für die umgebenden Gebirge eine Phase maximaler Niederschläge

verzeichnet. Zurückgeführt wird dies auf lokal und regional unterschiedliche Luftmassenbewegungen. Ähnliche Effekte sind für die Hochgebirgsregionen der Mongolei anzunehmen.

- Neotektonik (Kap. 2.3) kann zu Fehlinterpretationen z.B. im Hinblick auf die Rekonstruktion von Seespiegelständen führen
- Der anthropogene Einfluss etwa ab mittlerem Holozän ist (bis heute) räumlich sehr variabel und daher schwer rekonstruierbar (Kap. 2.7); es existieren kaum Forschungsergebnisse zu diesem Thema (Parzinger 2006).

Weitere Gründe, die allgemein die Vergleichbarkeit von Klimadaten erschweren, sind z.B. die unterschiedliche Sensitivität von Ökosystemen auf Klimaänderungen, die immer auch zu einem gewissen Teil subjektive Interpretation von Klimaproxies sowie Unsicherheiten von Datierungsmethoden (so ist z.B. für Radiokohlenstoffdatierungen ein Reservoirereffekt in den zentralasiatischen Seebecken in einer Größenordnung von 1000 bis 3000 Jahren bekannt (Hofmann & Geyh 1998, Yang et al. 2010)).

2.8.2 Rekonstruktion des Paläoklimas der Mongolei

In der Zusammenschau macht es die heutige Variabilität des Klimas der Mongolei, sowie die genannten Schwierigkeiten schon bei der lokalen Rekonstruktion von Paläoumweltbedingungen nachvollziehbar, dass eine Beschreibung der quartären Klimaentwicklung überaus komplex ist. Eine Zusammenfassung der grundlegenden Tendenzen der paläoklimatischen Bedingungen soll in den beiden folgenden Kapiteln dennoch erfolgen, untergliedert in Spätpleistozän und Holozän. Eine detailliertere Auseinandersetzung mit einzelnen Klimaarchiven wird im Kontext der in dieser Arbeit ermittelten Ergebnisse erfolgen.

Für umfassende Darstellungen des Paläoklimas in der Mongolei und den angrenzenden Gebieten sei zudem auf die Literatur verwiesen: Eine Zusammenfassung der Klimaentwicklung der letzten 100 ka für das Tibet-Plateau, das westliche China und die westliche Mongolei liefern Lehmkuhl & Haselein (2000). Feng et al. (2001, 2007) beschreiben Vorstoß und Rückzug der Nord- und Südgrenzen der Gobi während der letzten 35 ka. Herzsuh (2006) wertet 75 Klimadatensätze von der nördlichen Grenze der Mongolei bis in den Süden Chinas aus, welches eine differenzierte Unterscheidung in „Monsunisien“ und „arides Zentralasien“ für die letzten 50 ka ermöglicht. Yang et al. (2010) fassen die Klimaentwicklung der chinesischen Wüsten seit dem Spätpleistozän zusammen.

Für Beschreibungen der holozänen Klimaentwicklung im ariden Zentralasien allgemein sei auf Yang et al. (2004, 2009), Chen et al. (2008), Starkel (1998) und Chen et al. (2010) verwiesen, letzterer für die letzten 1000 Jahre. Feng et al. (2006) sowie An et al. (2008) fassen die Literatur über holozäne Klimaänderungen in den ariden und semi-ariden Teilen Chinas zusammen,

Prokopenko et al. (2007) werten die vorhandenen Daten zum Holozän in der nördlichen Mongolei sowie am Baikalsee aus.

Insgesamt zeigt die Literaturobwertung eine Konzentration der Paläoklimaforschung im ariden Zentralasien auf die nördliche Mongolei und das südliche Sibirien sowie auf das nördliche China. Hierbei wurde ein großer Teil der Daten aus Seebohrkernen generiert. So liefert die Untersuchung der enthaltenen Organik (Pollen, Diatomeen, Mollusken, Ostrakoden etc.) in Kombination mit Datierungen (z.B. ^{14}C , Tephralagen) Hinweise zur Paläoökologie, zudem geben die Sedimente (Lithologie, chemische Zusammensetzung, Korngröße, Schichtdicke, Laminierung, Hiaten) Aufschluss über das Prozessgeschehen an der Erdoberfläche im Umfeld eines Sees (Harrison et al. 1996).

Für den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Raum der zentralen und südlichen Mongolei ist die Datenlage vergleichsweise lückenhaft. Dennoch können aus den umliegenden Gebieten einige grundlegende Tendenzen abgeleitet werden.

2.8.2.1 Umweltbedingungen im Pleistozän

Zu den am weitesten zurückreichenden Paläoklimadaten aus dem Umfeld der Mongolei, die in der Literatur verfügbar sind, gehören Untersuchungen von Wünnemann et al. (1998), nach denen die Seebecken in Nordwestchina mit bis zu 300 m mächtigen Limniten ausgefüllt sind. Aus Paläomagnetikmessungen dieser Sedimente wurde eine seit mehr als 700 ka konstante Wasserversorgung abgeleitet. Für das Mittelpleistozän um 360 ka gehen Walther et al. (2003) für diese Seen sowie für die Seen der NW-Mongolei von einem Rückgang der Seespiegel aufgrund trockenerer Klimabedingungen aus. Zwischen 280ka und 177 ka postulieren sie steigende Seespiegel, abgeleitet aus TL-Datierungen an Bänderschluften durch russische Wissenschaftler (Deviatkin & Murzayeva 1989, zitiert in Walther et al. 2003).

Eine kalte und semi-aride Phase ab 209 ± 26 ka wird von Grunert & Dasch (2000) sowie Klein (2001) anhand der OSL-Datierung von fluvialen Sanden am Uvs Nuur (NW-Mongolei) angenommen (die Datierung wurde durch E. Rhodes, Oxford, an Quarzen durchgeführt, Angaben über methodische Schwierigkeiten wie z.B. Feldspat-Kontamination werden nicht gemacht). Für die Zeit vor 209 ka leiten Sie eine Phase der Dünenbildung, und somit aride Klimabedingungen ab. Eine weitere Phase der Dünenbildung wird auf 181 ± 11 ka datiert.

Für die MIS 6 und 5 ist die Datenlage ebenfalls spärlich: Bodenkundliche Untersuchungen von Lössprofilen in Sibirien (Kurtak Loess) verweisen auf ein kaltes und trockenes Klima während des MIS 6 (170-130 ka) (Chlachula 2003, Rutter et al. 2003). Die Analyse von Diatomeen aus dem Baikalsee deuten auf ein Interglazial (MIS 5) hin, dass von 127-115 ka andauerte und warme und feuchte Bedingungen impliziert (Prokopenko et al. 2002).

Für die Zeit zwischen 90 ka und 76 ka wird durch russische Wissenschaftler (Devjatkin 1981, zitiert in Yang et al. 2004) ein Seespiegelhochstand in der nördlichen Mongolei postuliert,

basierend auf Lumineszenz-Datierungen lakustriner Sedimente. Für die Region am Uvs Nuur nehmen Grunert & Dasch (2000) sowie Klein (2001) hingegen eine Phase der Dünenbildung um 85 ka an. Zwischen 80 ka und 75 ka werden für den Oroog Nuur (Yang et al. 2004) sowie den Uvs Nuur (Lehmkuhl & Lang 2001) hohe Seespiegel vermutet, für Letzteren wird danach (75-70 ka) eine Phase der Dünenbildung angenommen. Zwischen 73 und 60 ka gehen Feng et al. (1998) von einem Schrumpfen der Gobi aus, abgeleitet von Lößprofilen in Nordchina. Lehmkuhl & Lang (2001) gehen auf der Grundlage von OSL-Datierungen lakustriner Sedimente für Zeit um 70 ka ebenfalls von eher feuchteren Bedingungen und Seespiegelnhochständen im Khangay und in der Gobi aus.

Vergleichsweise einheitlich zeigt sich die Interpretation der Paläoklimadaten für die Zeit zwischen 50 und ca. 24 ka (MIS 3). Mehrere Autoren gehen für diese Zeit von eher feuchteren Klimabedingungen aus: Gillespie et al. (2008) deduziert aus OSL-Daten und Oberflächendatierung einen Vorstoß der Gletscher im Darhad-Becken (Nordmongolei) und daher eher kühl-feuchte Bedingungen bereits für die Zeit von 50 ka bis 35 ka. Zumindest aber für die „Kernzeit“ zwischen 40 ka und 30 ka kann von eher warm-feuchten Klimaverhältnissen in Zentralasien ausgegangen werden (Feng et al. 2007, Owen et al. 1997, Rhodes et al. 1996, Walther et al. 2003, Wünnemann et al. 1998, Yang 2001, Yang et al. 2004, 2006). Während dieser Zeit zeigen die Seen der Mongolei und der Inneren Mongolei hohe Seespiegel (z.B. Rhodes et al. 1996, Wünnemann et al. 1998, Yang et al. 2004), in der nördlichen Mongolei und Nordchina entwickeln sich Böden (Feng et al. 2007) und die Vegetation ist dichter als heute (Yang 2001).

Die Dauer der feuchteren Klimabedingungen wird unterschiedlich eingeschätzt: Rhodes et al. (1996) gehen von einem Einsetzen des trockeneren LGM bereits ab 32 ka aus, basierend auf Seebohrkernen des Lake Manas in Nordwestchina. Walther et al. (2003), Wünnemann et al. (1998) sowie Feng et al. (2007) gehen von einem Andauern der feuchteren Klimabedingungen in der Mongolei und Inneren Mongolei, wenn auch unter zunehmend kühleren Temperaturen, bis ca. 22 ka aus.

Andere Autoren stellen den Beginn trockener und kalter Bedingungen des LGM in die Zeit zwischen 24 ka und 26 ka. So belegen OSL-Datierungen die Akkumulation von Löss und Sandlöss im Russischen Altai (Lehmkuhl et al. 2007) um 25 ka. Und auch in der über 1000 km weiter südlich liegenden Taklamakan postulieren Hövermann (1998) und Yang et al. (2006) äolische Aktivität, Schneegrenzendepression und Moränenvorstöße ab 26 ka. Walter (1999) gibt für den Bereich des Uvs Nuur und Bayan Nuur in der nordwestlichen Mongolei niedrige Seespiegel, maximale Gletscherausdehnung und Dünenaktivität ab 24 ka (MIS 2) an.

Abbildung 2.13 zeigt die Formungs- und Prozessregionen in Abhängigkeit von der Höhenlage, wie Lehmkuhl et al. (2003) sie für das LGM im Vergleich zu den heutigen Bedingungen annehmen.

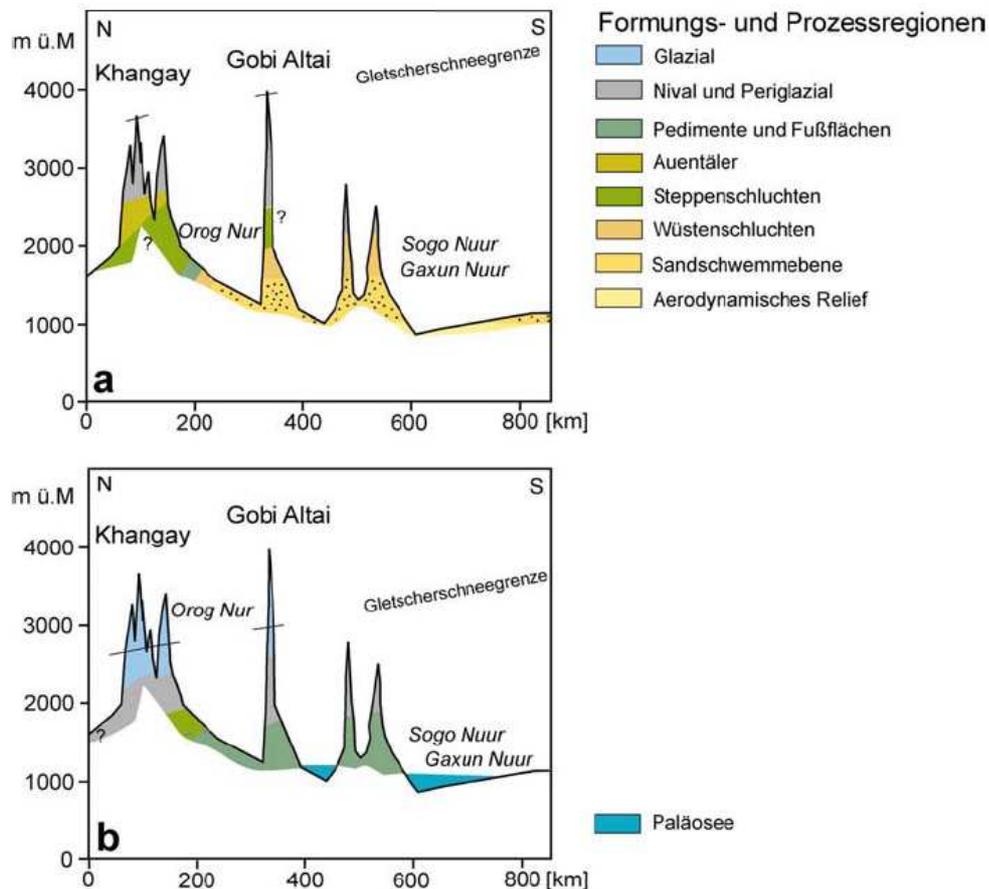


Abb. 2.13: Formungs- und Prozessregionen für ein Nord-Süd-Transsekt durch Zentralasien unter heutigen (a) und eiszeitlichen (b) Klimabedingungen in Abhängigkeit von der Höhenlage (verändert nach Lehmkuhl et al. 2003).

Die trockenen und kalten Bedingungen des LGM (LGM 26,5-19 ka, Clark et al. 2009) haben nach Auffassung der meisten Autoren bis in das Spätglazial hinein gewirkt. So beschreiben Owen et al. (1998) OSL-Alter von Eiskeilfüllungen und Kryoturbationen in der Gobi zwischen 22 ka und 15 ka. Feng et al. (2007) gehen von Sanddeposition zwischen 21 ka und 16 ka in der Nordmongolei aus. Wünnemann et al. (1998) belegen anhand von Seebohrkernen (OSL, ^{14}C , Paläomagnetik) niedrige Seespiegel am Gaxun Nuur (Innere Mongolei) zwischen 21 ka und 13 ka. Grunert & Dasch (2000) sowie Klein (2001) stellen eine Dünenbildungsphase am Uvs Nuur ebenfalls in diese Zeit, u.a. zurückzuführen auf erhöhte Windgeschwindigkeiten und geringe Vegetationsbedeckung während des LGM. Yang (2001) hingegen nimmt für die Zeit um 19 ka auf dem Alashan Plateau (Innere Mongolei) feuchte Bedingungen an, basierend auf der ^{14}C -Datierung von Rhizolithen.

Das Einsetzen steigender Temperaturen und zunehmender Niederschläge, wie sie für das frühe Holozän von vielen Autoren angenommen werden, wird zeitlich unterschiedlich eingeordnet: Feng et al. (2007) gehen von feuchteren Bedingungen im Norden der Mongolei bereits ab 16 ka aus. Andere Forschungen zeigen steigende Seespiegel, schmelzende Gletscher und Zunahme an Diatomeen-Populationen in der nördlichen Mongolei ab ca. 13-14 ka (Fedotov et al. 2004, Naumann 1999, Walter 1999, Wünnemann et al. 1998). Einige dieser Autoren erwägen aber eine erneute Abkühlung und Trockenheit im Zuge der Jüngerer Dryas zwischen ca. 12,7 bis 11,5 ka, während der die Seespiegel in der nördlichen Mongolei wieder sinken (Naumann 1999, Walther et al. 2003). Pollenanalysen am Hovsghol Nuur, Nordmongolei, zeigen im gleichen Zeitraum einen erneuten Artemisia-Peak, aus dem sich ebenfalls Steppenbedingungen mit kühlen und trockenen Bedingungen ableiten lassen (Prokopenko et al. 2007).

Andere Paläoklimarekonstruktionen zeigen ein Andauern der trockenen und eher kalten Bedingungen bis ca. 10-12 ka (z.B. Felauer 2011: südliche Mongolei; Horiuchi et al. 2000: Baikalsee; Rhodes et al. 1996: Innere Mongolei; Grunert & Dasch 2000: NW-Mongolei; Klein 2001: NW-Mongolei), aber auch bis ca. 7,5 ka (Schlütz 2000: Altai; An et al. 2011, Feng et al. 2006: NW-China). Abbildung 2.14 fasst den Forschungsstand zum Paläoklima Zentralasiens zwischen 100 ka und 10 ka für einen räumlichen Überblick zusammen.

Eine aus den in Kap. 2.8.1 gemachten Ausführungen abzuleitende Systematik, die feuchteren Bedingungen des Frühholozäns seien mit der Monsungrenze zunächst im Süden der Mongolei und später im Norden eingesetzt, lässt sich aus den in der Literatur gemachten Angaben nicht ableiten. Eher lassen sich die Daten dahingehend verallgemeinern, dass nach dem LGM der Süden weiterhin trocken war, als im Norden bereits humidere Bedingungen herrschten. Dieser Kontrast wird durch Chen et al. (2008) damit erklärt, dass vom Tibet-Plateau nach Norden absinkende Luftmassen für Trockenheit z.B. in Nordchina sorgten.

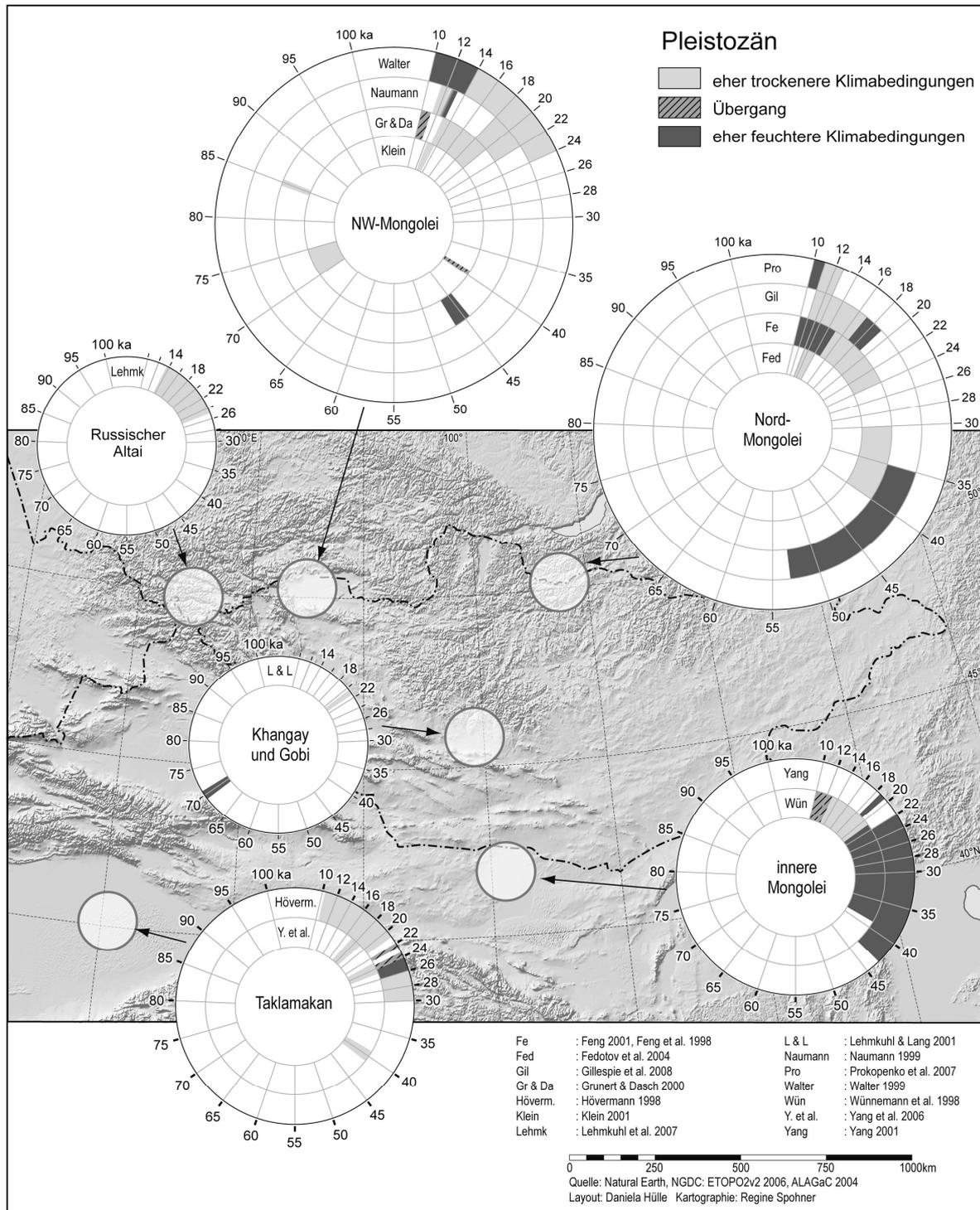


Abb. 2.14: Synthese des Forschungsstandes zum Paläoklima Zentralasiens während des Pleistozäns zwischen 100 ka und 10 ka.

2.8.2.2 Umweltbedingungen im Holozän

Wie beschrieben, wird das Einsetzen feuchterer und wärmerer klimatischer Bedingungen in die Zeit zwischen 14 ka und 7,5 ka gestellt, viele der genannten Autoren gehen von einem Beginn ab etwa 9-10 ka aus. Für diese Zeit postulieren Wünnemann et al. (1998, Gaxun Nuur, Innere Mongolei) sowie Rhodes (1996, NW-China) eine relativ schnelle Wiederauffüllung der Seebecken. Klein (2001) datiert eine beginnende Bodenbildung auf Dünen am Uvs Nuur. Bezrukova et al. (2000) und Prokopenko et al. (2007) belegen durch Pollenanalysen die Ausbreitung von Wäldern am Hovsghol Nuur und am Baikalsee. Yang (2001) deduziert aus der ¹⁴C-Datierung von Kalkkrusten Niederschläge von 100-350 mm für die Innere Mongolei.

Insgesamt deutet die Mehrheit der Klimadaten auf ein eher feuchtes und warmes Früh- bis Mittelholozän hin. Zaitseva et al. (2005) leiten hingegen aus Pollenanalysen aride Bedingungen zwischen 10 ka und 4 ka für die Republik Tuwa, nordwestlich der Mongolei, ab.

Die Dauer eines potentiellen früh- bis mittelholozänen Klimaoptimums wird unterschiedlich diskutiert: Bezrukova et al. (2000) gehen von einem Andauern feuchter und warmer Bedingungen am Baikalsee mindestens bis 6 ka aus. Walther et al. (2003) postulieren hohe Seespiegel am Uvs Nuur und Bayan Nuur zwischen 9 ka und 4 ka, Naumann (1999) zeigt ebenfalls hohe Seespiegel in der NW-Mongolei zwischen 7 ka und 4 ka. Dies wird gestützt durch Auswertungen von Seespiegeldaten von Chen et al. (2008), aus denen sich höchste Wasserstände und maximale Vegetation zwischen 8 ka und 5 ka im ariden Zentralasien generalisieren lassen. An et al. (2011) geben eine Zeitspanne vergleichsweise dichter Vegetation von 7,9 ka bis 4,2 ka an. Schlütz (2000) deduziert aus einer Pollensequenz im Altai feuchte Klimabedingungen sogar bis 2,7 ka.

Diesen Angaben stehen Autoren gegenüber, die bereits für die Zeit ab ca. 6-5 ka das Einsetzen trocken-warmer Klimabedingungen annehmen (Felauer 2011: südliche Mongolei, Bezrukova et al. 2000: Baikalsee, Wang et al. 2011: zentrale Mongolei, Hövermann 1998: Taklamakan, Prokopenko et al. 2007: Hovsghol Nuur, Walter 1999: Uvs Nuur). Fowell et al. (2003) und Peck et al. (2002) gehen bereits für die Zeit zwischen 7 ka und 4,5 ka von niedrigen Seespiegeln am Telmen Nuur, nördliche Mongolei, aus.

Die Angaben zum Paläoklima des ariden Zentralasiens etwa der letzten 4 ka zeigen eine erhebliche zeitliche wie räumliche Variabilität. Hinzu tritt der Einfluss des Menschen, der es für diesen Zeitraum erschwert, klimatische von anthropogenen Faktoren zu trennen. Chen et al. (2008, S. 356) fassen diesen Zeitraum in ihrer Literaturlauswertung als „moderately humid“ zusammen. Es ist insgesamt davon auszugehen, dass das Feuchtigkeitsangebot eine eher abnehmende Tendenz hin zu den heutigen Bedingungen zeigt (Lehmkuhl et al. 2007, Naumann 1999, Prokopenko et al. 2007, Schlütz 2000, Tarasov et al. 2000). Insbesondere für die südliche Mongolei konnte Felauer (2011) anhand dreier Bohrkerne aus dem Oroog Nuur und Bayan Tochom Nuur ab 6 ka eher trocken-warme Klimabedingungen mit einem Trend zur Aridisierung rekonstruieren. Nichtsdestotrotz zeigen einige Archive zumindest zeitweise auch humidere Abschnitte (z.B.

Fowell et al 2003, Peck et al. 2002: Zentralmongolei; Zaitseva et al. 2005: Tuva-Republik; Lehmkuhl & Lang 2001: Khangay). Insbesondere für die Zeit des Spätmittelalters (0,5-0,2 ka) wird durch Chen et al. (2010), Yang et al. (2009) sowie Mieke et al. (2007) ein feuchtes und eher kühles „Little Ice Age“ angenommen.

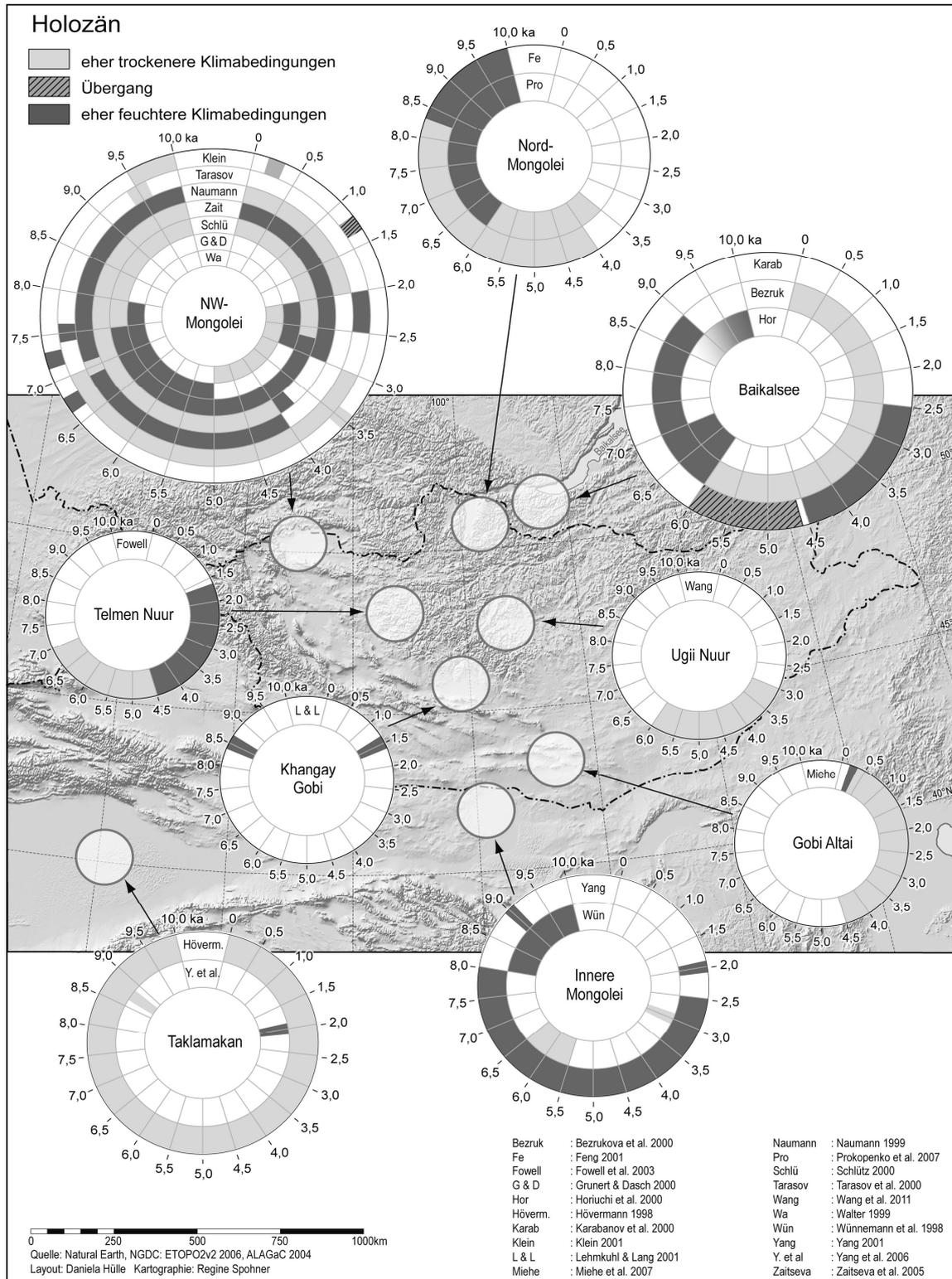


Abb. 2.15: Synthese des Forschungsstandes zum Paläoklima Zentralasiens während des Holozäns.

3 Das Prozessverständnis als Schlüssel für die Interpretation von Altersdaten

Wie in der Einführung dargestellt, ist es das Ziel der vorliegenden Arbeit, eine Chronologie der geomorphologischen Prozesse in den Teilarbeitsgebieten der zentralen und südlichen Mongolei zu erstellen, um daraus Erkenntnisse zu den Umweltbedingungen in der Vergangenheit ableiten zu können. Bevor in den kommenden Kapiteln eine umfassende Darstellung der angewendeten Methodik erfolgt, sollen die folgenden Ausführungen zunächst einige grundlegende Annahmen zu äolischer, kolluvialer und fluvialer Sedimentation, sowie Seespiegelrekonstruktionen vermitteln, die einer Interpretation von Lumineszenz-Altern zugrunde liegen.

Eine wesentliche Grundvoraussetzung dafür, anhand von OSL-Altern Aussagen zu Parametern der Klima- und Landschaftsentwicklung der Vergangenheit treffen zu können, ist das Verständnis, welcher Prozess tatsächlich durch ein OSL-Alter datiert wird. Wie in Kap. 4 beschrieben wird, ist dies unter methodischen Gesichtspunkten der Zeitpunkt, zu dem ein Sandkorn das letzte Mal tageslichtexponiert war, bevor es von weiteren Sedimentschichten überdeckt wurde. Aus prozessbasierter Sicht ist jedoch die Analyse, welche geomorphologischen Prozesse zum Sedimenttransport und zur Ablagerung führten, und welche Klimabedingungen sich daraus ableiten lassen, wesentlich komplexer. (Für detailliertere Darstellungen der Zusammenhänge sei auf die Literatur verwiesen, z.B. Abrahams & Parsons 1993, Cooke et al. 1993, Thomas 1997, sowie die in den folgenden Abschnitten aufgeführten Quellen.)

Die Prozessdynamik im äolischen System hängt von den drei wesentlichen Faktoren Sedimentangebot, Sedimentnutzbarkeit und der Transportkapazität des Windes ab (Kocurek & Lancaster 1999, Abb. 3.1). Sie bestimmen, ob Akkumulation oder Deflation stattfindet, oder die Oberfläche persistent ist.

Das *Sedimentangebot* kann definiert werden als die Menge an Verwitterungsprodukten im äolisch transportierbaren Korngrößenbereich, die innerhalb eines Gebietes zur Verfügung steht (z.B. ausgetrocknete Seebecken) oder aber durch fluviale, alluviale, lakustrine oder marine Prozess in ein Gebiet eingetragen wird. Dieses ist jedoch nicht vollständig für den Transport verfügbar: So schränken Vegetation, Feuchtigkeit, die Überdeckung mit Kies oder Verkittung die *Sedimentnutzbarkeit* ein. Drittes Systemelement ist schließlich der Wind: Im Wesentlichen ist die *Transportkapazität* von der Windgeschwindigkeit, Windstärke und Bodenrauigkeit – so können die Dünenkörper selbst zu einer Verminderung der Bodenrauigkeit, und somit Ablagerung führen – abhängig (Kocurek & Lancaster 1999, Lancaster 2008).

Zusammengenommen bewirkt erst eine „günstige“ Konstellation dieser Faktoren in Abhängigkeit von den klimatischen Bedingungen die Akkumulation äolischer Sedimente als Dünen, Flugsanddecken, oder Löss. Wie in Abbildung 3.1 dargestellt, werden diese die äolischen Akkumulation begünstigenden Bedingungen in einen Zeitraum der Aridität gestellt, sofern nicht das Sedimentangebot einen limitierenden Faktor darstellt. Findet jedoch kein allochthoner Sedimentinflux dauerhaft statt, und ist die Transportkapazität bei anhaltender Aridität groß,

werden die äolischen Sedimente vom Wind wieder aufgenommen, bzw. es erfolgt Transport statt Ablagerung.

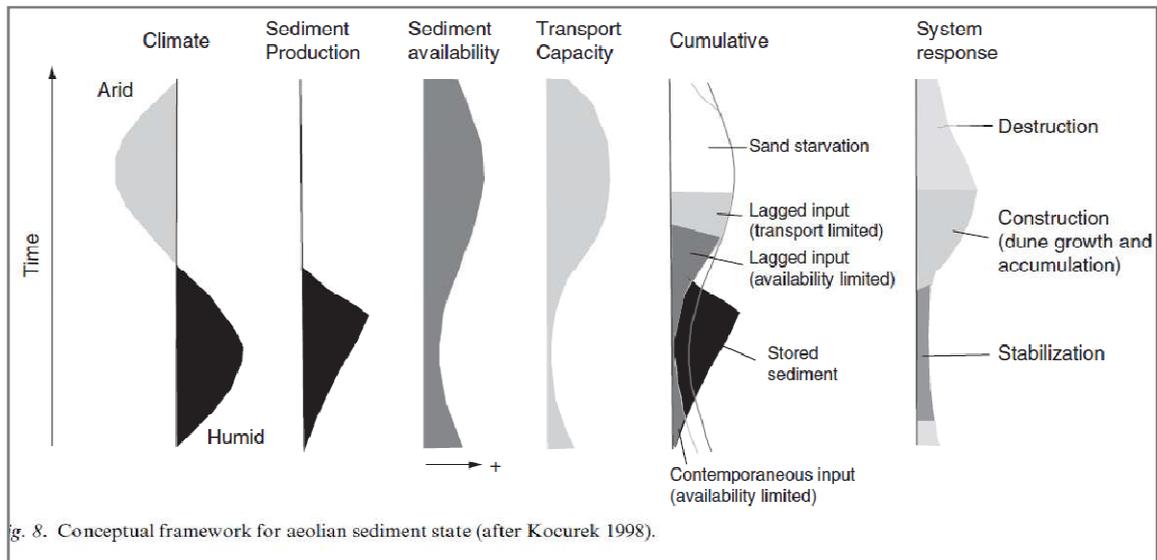


Abb. 3.1 Modell der Systemzusammenhänge äolischer Sedimentation (aus: Lancaster 2008).

Zeitliche Lücken in einem Sedimentprofil können somit auf zwei gegensätzliche Prozesse zurückzuführen sein: Einerseits hat starke äolische Aktivität zur Folge, dass keine dauerhafte Ablagerung stattfindet, weil das Sediment immer wieder aufgenommen wird. Andererseits führt geringe äolische Aktivität oder die Fixierung von Dünen durch Vegetation (welche nicht unbedingt in einem Profil in Form von Paläoböden erkennbar sein muss) dazu, dass keine Transport- und Akkumulationsprozesse stattfinden (Lancaster 2008).

Die dargestellten Zusammenhänge stellen ein grundlegendes und somit stark vereinfachtes Modell der Prozesse im Sinne eines Kreislaufmodells dar. Weder unterschiedliche Zeit- und Raumskalen, noch Rückkopplungseffekte oder Schwellenwerte werden dabei berücksichtigt. Die Vorgänge sind zudem stark von allochthonen Einflüssen wie Sedimentzufuhr, Wasserzufuhr, Windgeschwindigkeit usw. abhängig. Dies unterstreicht die Relevanz des in der vorliegenden Studie gewählten Ansatzes, möglichst „geschlossene“ Systeme zu untersuchen, in denen zumindest die Sedimentzufuhr mehr oder weniger autochthon erfolgt.

Ein weiterer Aspekt, der bei der Interpretation von OSL-Altern äolischer Sedimente berücksichtigt werden muss, ist der potentielle anthropogene Einfluss während des Holozäns. So kann durch Weidetätigkeit, Abholzung usw. eine Remobilisierung von Sedimenten erfolgen, ohne dass diese klimatisch induziert wäre (z.B. Hilgers 2007, Sun et al. 2006).

Dieser Aspekt ist auch relevant für die Datierung kolluvialer Ablagerungen. Der Begriff „Kolluvium“ wird in der vorliegenden Arbeit im Sinne der Bedeutung im englischen Sprachraum verwendet (Lepold & Völkel 2007). Es wird also weniger als korrelates Sediment einer ausschließlich anthropogen ausgelösten Bodenerosion verstanden, sondern viel allgemeiner als

ein durch Abspülung verlagertes und an Bergunterhängen abgelagertes Sediment. Diese allgemeinere Definition setzt also anthropogenen Einfluss nicht zwingend voraus, bezieht ihn jedoch als häufige Ursache mit ein. So konnten verschiedene OSL-Untersuchungen einen Zusammenhang zwischen Phasen kolluvialer Aktivität und Siedlungstätigkeit zeigen (z.B. Eriksson et al. 2000, Kadereit 2002, Lang 1994, 2003).

Kann anthropogener Einfluss als Ursache für die Remobilisierung von Sedimenten ausgeschlossen werden, sind die Ursachen für kolluviale Aktivität in klimatischen Bedingungen (abgesehen von tektonischen Einflüssen oder Absenkung der Erosionsbasis) zu suchen. So führen v.a. Starkniederschläge dazu, dass das Bodenmaterial abgelöst und der Schwerkraft folgend hangabwärts verlagert wird (Fuchs & Lang 2009). Die Entstehung von Kolluvien wird tendenziell (z.B. Pederson et al. 2001, Ritter et al. 1995) in Phasen klimatischen Wandels gestellt. So wird davon ausgegangen, dass z.B. in kalt-feuchten Phasen Verwitterungsprodukte bereit gestellt werden, die während zunehmend trockeneren Bedingungen bei abnehmender Vegetationsbedeckung angreifbar für Erosion werden (Bull 1991). Andererseits kann aber auch nach ariden Zeiten das Einsetzen feuchter Bedingungen für Abspülprozesse an der ungeschützten Oberfläche sorgen, bevor bei länger andauernden feucht-warmen Bedingungen die Oberfläche durch Vegetation fixiert wird (Knox 1972). Die theoretische Annahme kolluvialer Aktivität in klimatischen Übergangsphasen wurde z.B. von Hanson et al. (2004) durch OSL-Datierungen bestätigt, die zeigen konnte, dass die Hauptphasen der Ablagerung von Schutthalden in Wyoming, USA, mit dem Ende des Heinrich-Events I, Beginn und Ende der Jüngeren Dryas und dem 8,2 ka-Event übereinstimmen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommen Eriksson et al. (2000) in Tanzania für das Spätpleistozän.

Eine weitere zentrale Fragestellung in der vorliegenden Untersuchung ist die zeitliche Einordnung von Archiven, die Aufschluss über den früheren Wasserstand eines Sees liefern. Zu den Zeugen früherer Seespiegel gehören z.B. Strandwälle, Deltas, Kliffs oder Seesedimente, die über oder unter dem heutigen Wasserspiegel zu finden sind. (Zu dieser Kategorie gehören auch archäologische Befunde oder historische Aufzeichnungen über Siedlungstätigkeit an Seen (Komatsu et al. 2001), solche stehen für das Arbeitsgebiet jedoch nicht zur Verfügung).

Die Interpretation von Seespiegeln, selbst wenn diese eindeutig identifiziert und zuverlässig datiert werden können, ist jedoch selbst in Becken, für die andere als klimatisch induzierte Faktoren (z.B. Tektonik) ausgeschlossen werden können, uneindeutig. Unterschiedliche Klimabedingungen können zu einem ähnlichen Ergebnis führen, wie in Abbildung 3.2 dargestellt. Der größte Seespiegelanstieg ist demnach für kalte, feuchte Klimaverhältnisse zu erwarten, aber auch die Konstellationen warm/feucht und mäßig trocken/kalt ermöglichen einen vergleichsweise hohen Wasserstand. Grundsätzlich lässt sich dennoch ableiten, dass eine Erhöhung des effektiven Niederschlags zu einem Steigen des Wasserstandes führt (COHMAP

Members 1988). Generelle Aussagen zu Aridität oder Humidität sind daher aus der Datierung von Seesedimenten durchaus leistbar. Dem steht jedoch entgegen, dass nicht ausschließlich lokale Einflüsse den Wasserstand eines Sees beeinflussen. So kann eine Erhöhung der Temperatur zum Schmelzen von Gletschern im Einzugsgebiet und somit Seeauffüllung ohne einen lokalen Anstieg der Niederschläge führen (Walther 1999). Ähnliches gilt für Veränderungen des Niederschlagsregimes in Gebirgen des Einzugsgebietes, die nicht unbedingt repräsentativ für die Klimabedingungen in den Becken sind.

Für die Interpretation von Altersdaten fluvialer Sedimente sind ähnlich komplexe Zusammenhänge anzunehmen.

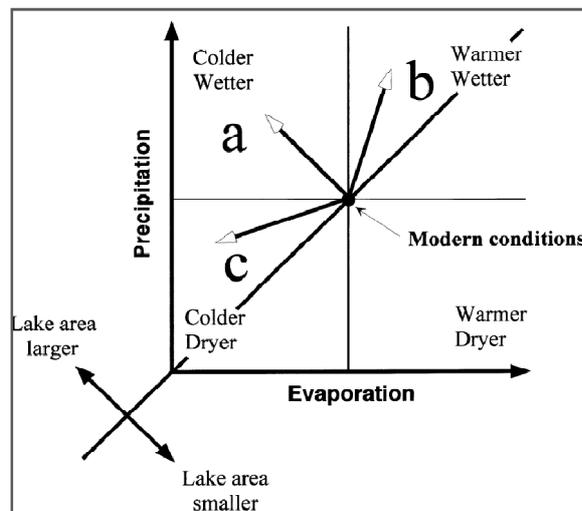


Abb. 3.2: Seespiegelstände in Abhängigkeit von Klimabedingungen (aus: Komatsu et al. 2001)

Noch uneindeutiger sind die im Arbeitsgebiet in zahlreichen Profilen vorgefundenen Stillwassersedimente zu interpretieren. Zum einen handelt es sich dabei um Playasedimente, zum anderen um schluffreiche Sedimente, die durch den zeitweisen Aufstau von Niederschlagswasser und episodischem Abfluss zwischen Dünenkörpern (*interdune ponds*) oder an Dünenfronten (*dune/sand-dammed-lakes*) (Thomas 1997) entstehen. Sie sind Zeugnis von Niederschlagsereignissen, die in ariden Gebieten eine geringe Frequenz, aber hohe Amplitude aufweisen. Regenfälle sind zeitlich und räumlich sehr variabel und haben aufgrund der geringen Vegetationsbedeckung eine rasche Auffüllung von Senken zur Folge. Die dabei entstehenden Sedimente sind weitgehend feinkörnig (aufgrund der Korngrößen-selektiven Ablagerung im Bereich des Zuflusses, zudem fungiert die Wasseroberfläche bzw. feuchte Oberfläche als Falle für äolische Sedimente), häufig sind die Sedimente auch karbonatisch und weisen einen erhöhten Salzgehalt durch Evaporation auf (Thomas 1997, Cooke et al. 1993). Eine Ableitung definierter Klimabedingungen aus der Datierung über- und unterlagernder äolischer Sedimente ist problematisch: Zwar müssen episodische Niederschläge – im Falle der Playas zumindest im Einzugsgebiet – vorhanden sein, dennoch erfolgt die Bildung unter ariden Bedingungen.

Schlussendlich muss – wie bereits für äolische Prozesse angedeutet – auch die Interaktion zwischen den Prozessen sowohl zeitlich als auch räumlich in Betracht gezogen werden. So sind Flüsse und Seen wesentliche Sedimentlieferanten, etwa für äolischen Transport, andererseits können Dünen aber den Effekt haben, dass Flüsse aufgestaut oder in ihrem Lauf verlagert werden oder sich episodische „Seen“ zwischen Ihnen bilden (Bullard & McTainsh 2003, Harrison & Yair 1998). Ein Modell der Interaktion zwischen den Prozessen und Sedimenten der Beckenbereiche und der Gebirge in der westlichen Mongolei liefern Lehmkuhl (1999) sowie Grunert & Lehmkuhl (2004) (Abb. 3.3).

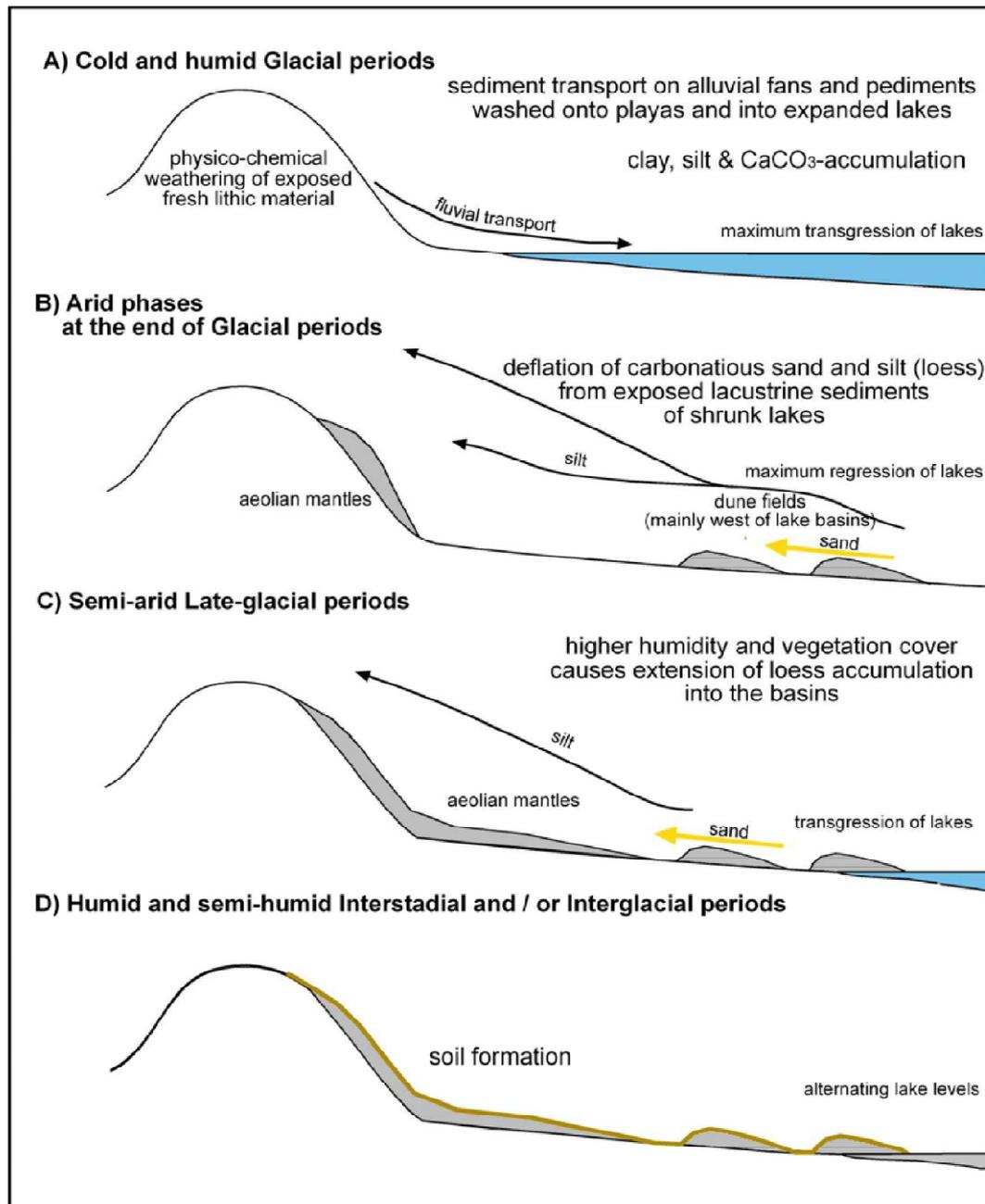


Abb. 3.3: Modell des pleistozänen und holozänen horizontalen und vertikalen Sedimenttransports in der Westmongolei (verändert nach Lehmkuhl 1999, Grunert & Lehmkuhl 2004).

4 Methodische Grundlagen

Die physikalische Erscheinung der Lumineszenz (lat. „*kalt*es Licht“) wird allgemein definiert als optische Strahlung eines physikalischen Systems, die beim Übergang von einem angeregten Zustand zum Grundzustand entsteht (Krbetschek et al. 1997). Wie diese Beobachtung für die Datierung von Sedimenten genutzt werden kann, und welche physikalischen Prozesse im Kristallgitter zugrunde liegen, wird in den folgenden Ausführungen dargestellt. Diese sind u.a. Voraussetzung für das Verständnis des in der vorliegenden Arbeit verwendeten Messprotokolls (3.4). Ein kurzer Abriss über die Entwicklung der Methode von ihren Anfängen Mitte des letzten Jahrhunderts bis zu aktuellen methodischen Innovationen (3.3) ergänzt die Übersicht.

4.1 Das Grundprinzip der Lumineszenz-Datierung

Die Datierung mittels „optisch stimulierter Lumineszenz“ (OSL) ist ein radiometrisches Verfahren, welches es ermöglicht, ein thermisches Ereignis oder den Zeitpunkt der Mineralneubildung zu bestimmen. Relevant für die vorliegende Arbeit ist die Möglichkeit der Rekonstruktion, wann ein Sediment im Zuge von Transportprozessen zum letzten Mal belichtet wurde. Diese Sedimentdatierung beruht verkürzt dargestellt auf einer Strahlendosis (Äquivalenzdosis/Paläodosi D_e), die seit dem Zeitpunkt der Überdeckung im Sediment durch den Zerfall der umgebenden natürlichen Radionuklide sowie kosmische Strahlung akkumuliert wurde (Abb. 4.1).

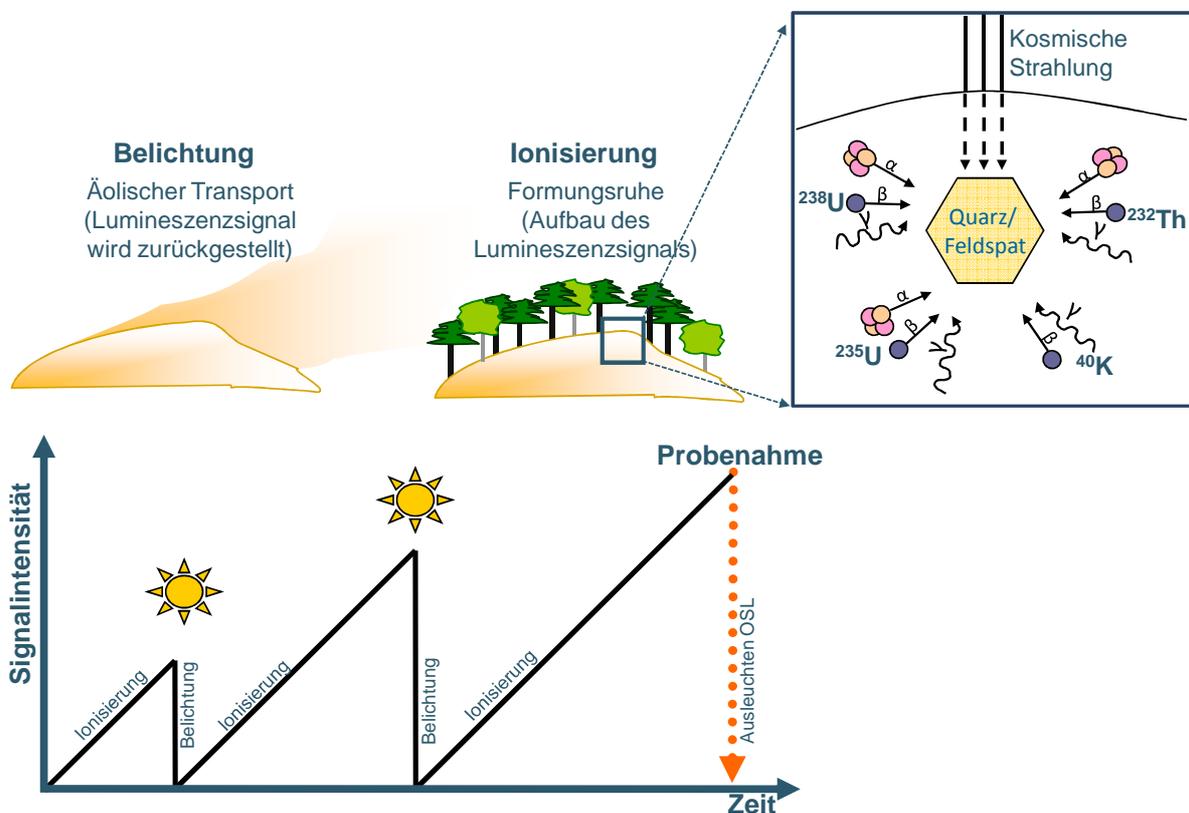


Abb. 4.1: Grundprinzip der OSL-Datierungsmethode (verändert nach Hilgers 2006).

Wird das Mineralkorn mit Licht (OSL) oder Erhitzung (Thermolumineszenz, TL) „angeregt“, die aufgenommene Energie wieder abzugeben, ist diese Strahlendosis in Form von Photonen messbar. Wird sie in Relation gesetzt zur Strahlenmenge, die pro Zeiteinheit auf das Sediment eingewirkt hat (Dosisleistung D_o) ergibt sich eine Altersangabe in Jahren (Aitken 1998):

$$\text{Alter}[ka] = \frac{D_e[\text{Gy}]}{D_o[\text{Gy}/ka]}$$

4.2 Die physikalischen Grundlagen der Lumineszenz

Das physikalische Prinzip der Lumineszenz lässt sich durch das Energiebändermodell veranschaulichen. Es beschreibt die verschiedenen Energiezustände der Elektronen im Kristallgitter und die Prozesse der Übergänge zwischen diesen (Abb. 4.2).

4.2.1 Das Bändermodell

Im Bändermodell bilden die Energieniveaus der am Aufbau der Kristalle beteiligten Atome bandartige Strukturen aus. Der energetische Grundzustand wird durch das vollständig mit Elektronen besetzte Valenzband dargestellt. Dieses ist durch die „verbotene Zone“ vom Leitungsband, in dem die Elektronen frei beweglich sind, getrennt. In der „verbotenen Zone“ ist in einem nicht leitenden Reinkristall ein Aufenthalt für Elektronen nicht möglich. (Wird diesem idealisierten System Energie in Form von ionisierender Strahlung zugegeben, erfolgt ein Anheben von Elektronen aus dem Valenzband in das Leitungsband. In diesem verbleiben die Elektronen eine gewisse Zeit, bevor sie unter Abgabe von Wärme schließlich wieder in das Valenzband „zurückfallen“.)

In natürlich gewachsenen Kristallen existieren jedoch Gitterdefekte (Bøtter-Jensen et al. 2003, Krbetschek et al. 1997) in Form von

- Fehlstellen (z. B. fehlende Sauerstoff- oder Silizium-Atome)
- Zwischengitterplätzen (entweder belegt von einem fremden Ion zum Ladungsausgleich, oder aber von einem kristalleigenen Ion, welches dafür eine Fehlstelle an seiner eigentlichen Position hinterlässt)
- Verunreinigungen durch Fremdatome

Die Gitterdefekte stellen innerhalb der „verbotenen Zone“ diskrete Energieniveaus dar, die eine Aufenthaltsmöglichkeit für Elektronen bieten. Dazu gehören

- „Elektronenfallen“ durch überschüssige positive Ladung oder fehlende negative Ladung. Diese befinden sich nahe des Leitungsbandes und bieten Aufenthaltsmöglichkeiten für Elektronen.

- „Lochfallen“ durch fehlende positive Ladung oder überschüssige negative Ladung. Diese verhalten sich wie positive Ladung. Sie werden von negativ geladenen Gitterdefekten, die sich in der Nähe des Valenzbandes befinden, angezogen und bilden dort die sogenannten „Rekombinationszentren“.

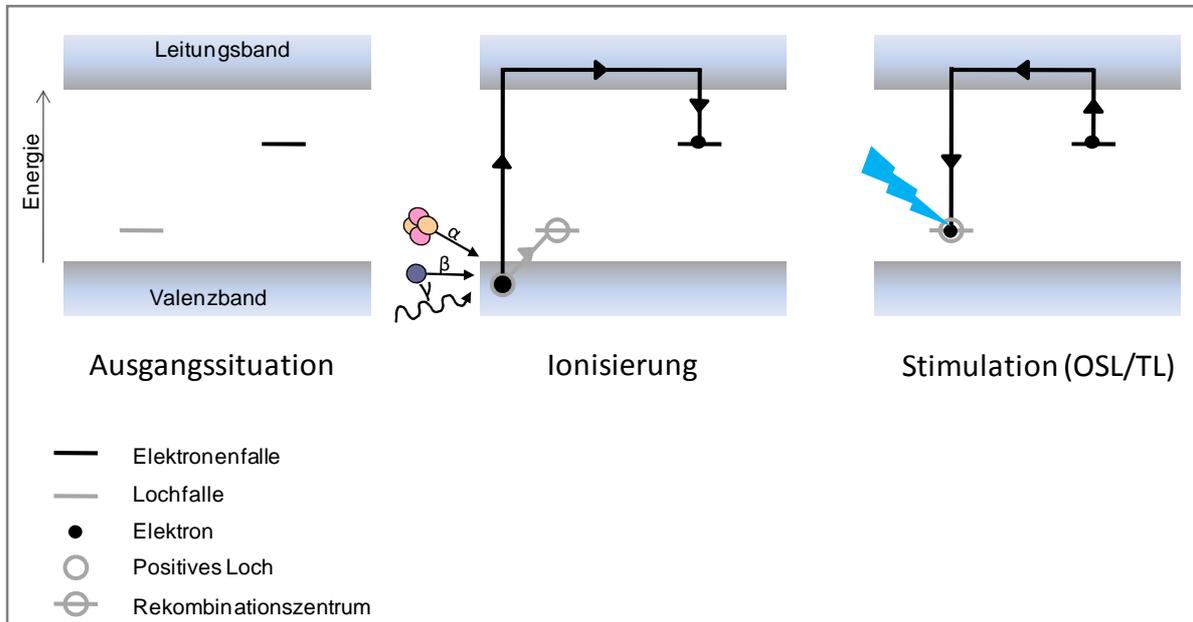


Abb. 4.2: Prozesse des „one-trap-one-centre“-Modells innerhalb des Elektronenbändermodells (verändert nach McKeever & Chen 1997).

Abbildung 4.2 stellt das „one-trap-one-centre“-Modell (McKeever & Chen 1997, „direkte Rekombination erster Ordnung“) als einen einfachen der zahlreichen möglichen Prozessabläufe innerhalb eines Quarz-Kristalls dar: Ein Elektron des Valenzbandes wird durch einstrahlende Energie aktiviert, als Folge wechselt das Elektron vom Valenzband in das Leitungsband und hinterlässt im Valenzband eine positive Energiemulde (Defektelektron, positives Loch). Nach der Aktivierung können sowohl das Elektron als auch das positive Loch als freie Potentiale wandern. Das Elektron wird jedoch nach einer gewissen Zeit in der Elektronenfalle fixiert, und die Rekombination über geologisch relevante Zeiträume verhindert. Die Verweildauer ist abhängig von der „Fallentiefe“, also dem Abstand der Elektronenfalle zum Leitungsband. In tiefen Fallen verweilen die Elektronen länger, es muss umso mehr Energie (E_a) zugeführt werden, um ein Anheben in das Leitungsband zu ermöglichen (z.B. McKeever & Chen 1997).

Die Lumineszenzdatierung beruht darauf, dass durch Anregung des Kristalls in Form von Wärme oder Licht die gespeicherten Elektronen nach erneutem Transport über das Leitungsband zum Rekombinationszentrum gelangen und ihre gespeicherte Energie in Form eines Lichtsignals emittieren. Dies wird möglich, da die Elektronen durch die Rekombination einen energetisch niedrigeren Zustand einnehmen, so dass ein Teil ihrer Energie in Form von Wärme und Licht abgegeben werden kann. Die Wellenlänge des emittierten Lichts ist abhängig von der Struktur und chemischen Zusammensetzung des Minerals sowie der Art der Fallen und

Rekombinationszentren. Aus der Intensität des Lumineszenzsignals lässt sich auf die Anzahl der gespeicherten Elektronen schließen, die wiederum in Relation steht zur Dauer des Lichtabschlusses und zur Intensität der Anregungsenergie.

Die Anregung durch Licht erfolgt nicht nur unter Laborbedingungen, sondern auch, wenn der Kristall während des Sedimenttransports dem Sonnenlicht ausgesetzt ist. Das seit der letzten Deposition und Überdeckung akkumulierte Lumineszenzsignal wird dadurch gelöscht, und kann sich erst unter Ausschluss von Anregungsenergie und unter Einfluss von ionisierender Strahlung im Sedimentkörper neu aufbauen (z.B. Aitken 1998, Bøtter-Jensen et al. 2003, McKeever 2001).

Das beschriebene „one-trap-one-centre“-Modell stellt eine deutliche Vereinfachung der realen Bedingungen innerhalb des Kristallgitters dar. Weitere modellhafte Prozessabläufe z.B. für Quarze sind in Abb. 4.3 dargestellt. Diese führen dazu, dass die im Messgerät detektierte Ausleuchtcurve (Kap. 4.4) keine einfache exponentielle Abnahme darstellt, sondern Ausdruck einer Kombination verschiedener Prozesse ist.

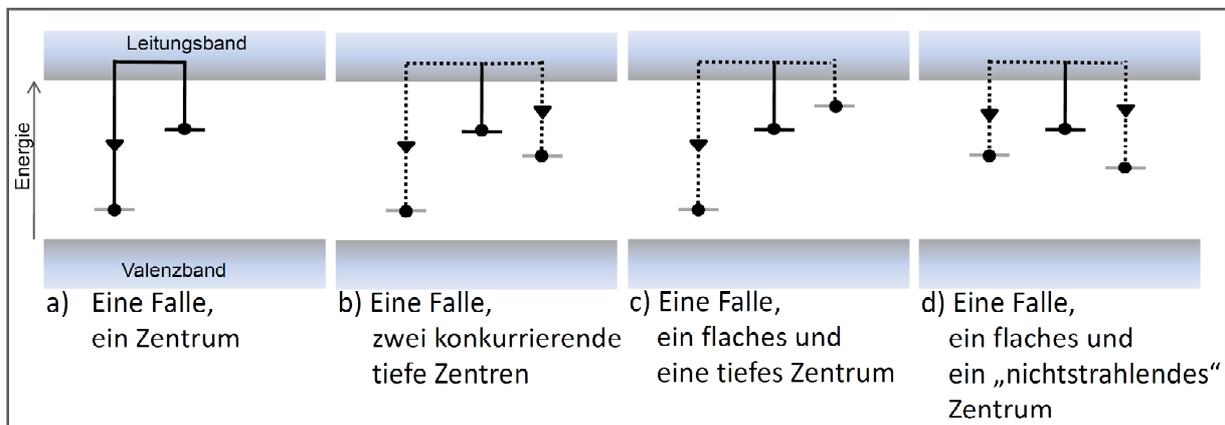


Abb. 4.3: Prozesse innerhalb des Quarz-Kristallgitters, die optisch stimulierte Lumineszenz induzieren (verändert nach McKeever & Chen 1997).

4.2.2 Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters

Für Feldspäte – mit denen sich die vorliegende Studie im Wesentlichen befasst – sind die beschriebenen Prozesse noch weiter zu modifizieren. Zu berücksichtigen ist dabei, dass im Vergleich zu den Kenntnissen über die physikalischen Grundlagen der Quarz-Datierung die Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters – trotz der langjährigen Anwendung der Feldspat-Datierung – weniger gut verstanden sind (z.B. pers. Mitteilung M. Krbetschek 2011). So schreiben Poolton et al. (2002b, S. 212): „The physical nature of the dominant OSL electron trap in feldspar is unknown: building a detailed crystal-field model for the centre is thus not possible.“ Eine der wesentlichen Untersuchungen über die Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters führten Hütt et al. (1988) durch. Sie konnten zeigen, dass Lumineszenz in Kalifeldspäten durch Elektronen-Transfer aus einem einzigen – wenn auch bisher nicht spezifizierten – Gitterdefekt-Typus resultiert, welcher sich vorzugsweise durch Licht im infraroten Wellenlängenbereich (Energie 1,4 eV) stimulieren lässt (Kap. 5.4.1). (Auch wenn infrarotes Licht nicht im sichtbaren Wellenlängenbereich liegt, wird die IRSL-Datierung zum Methodenspektrum der optisch stimulierten Lumineszenz gerechnet.) Hierbei findet der grundlegende zur Lumineszenz führende Prozess über den Zwischenschritt eines „angeregten Zustandes“ statt (Abb. 4.4a): Stimulation im infraroten Wellenlängenbereich hebt das Elektron in einen angeregten Zustand an, von diesem gelangt es erst über zusätzliche – wenn auch geringe – thermische Aktivierungsenergie in das Leitungsband als Ausgangspunkt für Rekombination. Für sichtbares Licht ist aufgrund der höheren Energie (~2,5 eV) eine zusätzliche thermische Aktivierungsenergie hingegen nicht notwendig, hier findet der Prozess ohne den Zwischenschritt statt (Bøtter-Jensen 2003, Poolton et al. 2002b), was wiederum relevant für die Bleichung im Sonnenlicht ist. Spooner (1994) konnte zeigen, dass die bei Hütt et al. (1988) beschriebenen Prozessabläufe der infrarot-stimulierten Lumineszenz bei allen Feldspat-Varietäten gültig sind.

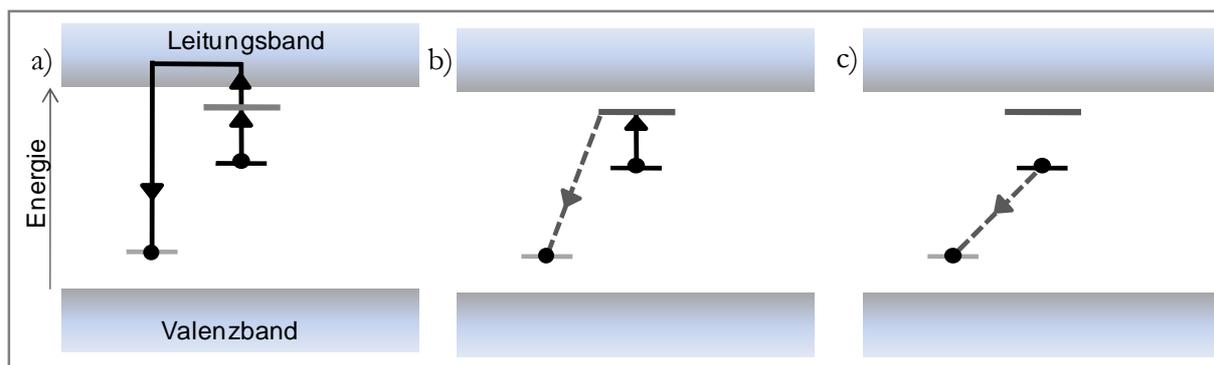


Abb. 4.4: Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters, die für die Feldspat-Datierung relevant sind. a) Optische Stimulation hebt das Elektron in einen angeregten Zustand an, thermische Aktivierungsenergie ermöglicht dann den Übergang in das Leitungsband und Rekombination. b) „Localized transition“: Optische Stimulation hebt das Elektron in einen angeregten Zustand an, durch Tunnelübergänge („Tunneling“) erfolgt Rekombination, c) Direktes Tunneling und Rekombination (verändert nach Poolton et al. 2002).

Poolton et al. (1995) untersuchten das Phänomen, dass die empirisch ermittelte thermische Anregungsenergie von 0,02-0,15 eV (z.B. 0,1 eV für Orthoklas, Bailiff & Poolton 1991) generell zu klein ist, um das Elektron vom angeregten Zustand in das Leitungsband zu überführen, es müsste theoretisch eine Energie von 0,8 eV (Poolton et al. 2002a: 0,5 eV) zugeführt werden. Sie ziehen daher zusätzliche Prozesse in Betracht, die schon Templer (1986) in modifizierter Form beschrieben hat:

- „*Localised transition*“ über den angeregten Zustand (Donator-Akzeptor-Rekombination) (Abb. 4.4b): Liegen Elektronenfälle (= Donator) und Rekombinationszentrum (= Akzeptor) nah beieinander, können Elektronen über den angeregten Zustand, aber ohne Übergang in das Leitungsband (und daher ohne zusätzliche thermische Anregungsenergie) mit dem Zentrum rekombinieren. Die Wahrscheinlichkeit für diesen Prozess ist umso größer, je größer der Radius des Donators ist. (So ist die benötigte thermische Anregungsenergie z.B. für Ca-reichen Feldspat (großer Radius der Elektronenfälle) geringer als für K-Feldspat (kleiner Radius der Elektronenfälle) (Poolton et al. 1995)).
- „*Direct Tunneling*“ von der Elektronenfälle zum Rekombinationszentrum (Abb. 4.4c): Hierbei erfolgt ein direkter Tunnelübergang des Elektrons durch „*phonon assisted diffusion*“ in die Lochfalle. Erklärt wird dies durch eine Überlappung von Wellenfunktionen, die durch Perturbationen des Leitungsbandes („*band-tail-states*“) zustande kommen. Eine detaillierte Darstellung der quantenmechanischen Prozesse liefern Poolton et al. (2002a), das Grundprinzip ist in Abb. 4.5 erläutert. Nach diesem Modell erfolgt zunächst die Leerung benachbarter Elektronenfallen, mit zunehmender Zeit können auch Fallen mit größerem Abstand geleert werden. Je weiter Elektronenfälle und Rekombinationszentrum voneinander entfernt sind, desto „stabiler“ ist die Falle. (Dies ist ein anderes Konzept als das für die Quarz-Datierung bekannte und wird in Kapitel 5.12 relevant werden).

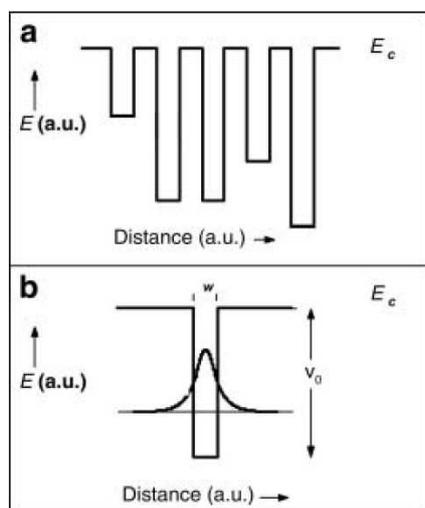


Abb. 4.5: Quantenmechanische Prozesse, die zu Tunnelübergängen führen:

- Fluktuationen des Leitungsbandes werden näherungsweise als Potentialtöpfe dargestellt, die eine geringere potentielle Energie innehaben und deshalb in die „verbotene Zone“ hineinreichen.
- Diese Potentialtöpfe weisen bestimmte Energie-Niveaus auf. Die Wellenfunktionen der Elektronen in ihnen gehen über die Begrenzungen der Potentialtöpfe hinaus und können auch überlappen, was Transfer zwischen Potentialtöpfen ermöglicht (Poolton et al. 2002a).

Die beschriebenen Prozesse führen zum Einen dazu, dass Lumineszenz trotz einer theoretisch zu geringen thermischen Anregungsenergie erfolgt, haben zum Anderen aber auch den Effekt, dass die Rekombination ohne Stimulation stattfinden kann. Dieser Aspekt ist relevant für das Problem des „*anomalous fading*“ (vgl. Kap. 5.12).

Jain & Ankjergaard (2011) bestätigen in ihren Untersuchungen mittels zeitlich aufgelöster Lumineszenz (Kap. 5.2.4.2.2) die Annahmen von Poolton et al. (2002 a,b). Sie unterscheiden daher in ein „fast signal“ aus den Fallen, die sowohl thermisch als auch optisch als erste geleert werden, und in ein stabileres „slow signal“, welches nach hohen Vorheiztemperaturen, bei hohen Ausleuchttemperaturen und nach dem Ausleuchten des initialen IRSL-Signals detektiert wird (diese Begriffe sind nicht zu verwechseln mit der „fast/slow component“ von Quarzen).

4.3 Die historische und aktuelle Entwicklung der Lumineszenz-Datierung

Ihren Ursprung hat die Lumineszenz-Datierung in der Anwendung von Thermolumineszenz (TL) zur Alterseinschätzung von Keramiken. Bereits in den 1950er Jahren erkannten die US-amerikanischen Wissenschaftler Daniels et al. (1953) die Tatsache, dass sich durch die Nullstellung des Lumineszenz-Signals beim Brennen des Tons das Herstellungsalter bestimmen lässt. Aitken et al. (1964) und Mazess & Zimmermann (1966) führten in Europa Grundlagenforschung zur TL-Datierung durch und präsentierten ihre Ergebnisse Mitte der 1960er Jahre in *Nature* und *Science*.

Die Entwicklung leistungsstarker Photomultiplier ermöglichte schließlich die routinemäßige Durchführbarkeit der Methode. Erweitert wurde die Anwendung der Lumineszenz-Datierung bald auf vulkanisches Material. In den 1970er Jahren wurden Methoden entwickelt, die es ermöglichen, Grobkorn- und Feinkorn-Präparate zu datieren (Fleming 1970: Grobkorn-Quarz, Zimmerman 1971: Feinkorn).

Ein wesentlicher Grundstein zur Datierung von Sedimenten wurde 1979 durch Wintle & Huntley gelegt, die das Potential von früheren Erkenntnissen russischer Wissenschaftler (Shelkoplyas & Morozov 1965, zit. in Wintle 2008) erkannten, dass durch die Sonnenlichtexposition der natürliche Dosimeter ebenso rückgestellt wird wie beim Erhitzungsprozess (Wintle & Huntley 1979).

Mitte der 1980er Jahre zeigte Huntley, dass die Emission von Licht nicht nur durch die thermische, sondern auch durch die optische Anregung mittels Licht bestimmter Wellenlängen erfolgen kann – somit war der Grundstein der optisch stimulierten Lumineszenz gelegt (Huntley et al. 1985). Frühe Messungen von Quarz und Feldspat erfolgten mit Hilfe von Argon-Ion-Lasern, bis die Entwicklung von kostengünstigeren Stimulationsmöglichkeiten durch LE-Dioden und Filtersysteme zu einer Ausweitung der Anwendung führte (Bøtter-Jensen et al. 2003).

Ein weiterer Meilenstein der OSL-Datierung ist die Entwicklung des SAR-Protokolls (Kap. 4.4) durch Murray & Wintle (2000), welches es ermöglicht, automatisch gesteuert an sehr geringen

Probenmengen einzelne Äquivalenzdosiswerte zu bestimmen und dabei auftretende Sensitivitätsänderungen zu korrigieren. Umfangreiche Studien in aller Welt, u.a. mit unabhängiger Alterskontrolle, folgten. Einen Überblick über die Anwendung der OSL-Datierung an Sedimenten liefern Prescott & Robertson (1997), Murray & Olley (2002), Lian & Roberts (2006) sowie Preusser et al. (2008). Der Idealfall für das SAR-Verfahren ist die Single-Grain-Datierung, bei der Korn für Korn eine Vielzahl individueller Äquivalenzdosen generiert wird, was Rückschlüsse auf prä- und postsedimentäre Prozesse zulässt. Einen Überblick über diese Anwendung liefert Duller (2008).

Basierend auf dem Potential des SAR-Protokolls liegt ein Schwerpunkt der Untersuchungen der letzten Dekade auf nicht-äolischen Sedimenten, für die z.B. eine vollständige Bleichung nicht per se angenommen werden kann. Ausgabe 37/4 (2008) der Zeitschrift *Boreas* liefert eine umfassende Übersicht über die Anwendung der OSL-Datierung an Sedimenten mariner, glazialer, periglazialer und fluvialer Art. Wesentliche Erkenntnisse, die die archäologische und geoarchäologische Forschung der letzten 50 Jahre aus der Lumineszenzdatierung ziehen konnte – z.B. über die Wanderungsgeschichte des modernen Menschen oder auch Echtheitsprüfung von Artefakten und Kunstgegenständen – fasst Wintle (2008) zusammen.

Aktuelle methodische Forschungsfortschritte beziehen sich vor allem auf die Ausweitung der Datierungsgrenze nach oben. Begrenzender Faktor ist dabei zum Einen die Sättigungsdosis, welche von der Anzahl der zur Verfügung stehenden Elektronenfallen im Mineral abhängig ist, sowie zum Anderen die Stabilität der energetischen Zustände in der Zone zwischen Valenz- und Leitungsband. Mit der Auslotung von Lumineszenzsignalen von Quarzen, die eine höhere Sättigungsdosis als das herkömmliche Signal aufweisen, befasst sich z.B. „*isothermal thermoluminescence dating*“ (ITL) (Jain et al. 2005, Huot et al. 2006), „*red thermoluminescence dating*“ (red TL) (Fattahi & Stokes 2000, 2005), „*thermally transferred OSL dating*“ (TT-OSL) (Wang et al. 2006) sowie die Datierung mittels „*slow component*“ des OSL-Signals (Singarayer et al. 2000).

Für Feldspäte liegt das Grundproblem der Datierung sehr alter Proben weniger in der Sättigungsdosis, sondern im Signalverlust über geologische Zeiträume („*anomalous fading*“, Wintle 1973). Ansätze, die dieses Problem zumindest reduzieren sollen, sind z.B. die „post IR-IR“-Messung bei 225 °C oder 290 °C (Buylaert et al. 2009, Thiel et al. 2011) sowie daran angelehnt die Messung gelber Signalanteile (Yellow IRSL) (Lüthgens et al. in press), außerdem die Radiofluoreszenz-Datierung (Erfurt & Krbetschek 2003) und das „*isochron dating*“ (Li et al. 2007). Eine detaillierte Darstellung dieser Methoden erfolgt in Kap. 5.12.2.

Als messtechnische Fortschritte der letzten Jahre sind zum einen die Entwicklung der Pulsed-OSL-Methode zu nennen (Denby et al. 2006, Thomsen et al. 2008) (Kap. 5.2.4.2.2), zum anderen die räumlich aufgelöste Detektion und Darstellung von Lumineszenzsignalen (Bailiff 2006, Greilich et al. 2002, Greilich & Wagner 2006).

4.4 Grundlagen der Äquivalenzdosisbestimmung

Die Äquivalenzdosis D_e ist diejenige Labordosis, die ein zur Paläodosis äquivalentes Lumineszenzsignal erzeugt. Die Paläodosis ist die akkumulierte Strahlendosis, der das zu datierende Material seit der letzten Signalmückstellung ausgesetzt war (Aitken 1998). Im Sprachgebrauch werden Äquivalenzdosis und Paläodosis häufig im gleichen Sinne verwendet (Wallinga 2002).

Zwischen einer bestimmten Dosis und dem daraus resultierenden Lumineszenzsignal besteht ein direkter Zusammenhang, der jedoch keine Allgemeingültigkeit besitzt. Vielmehr muss die Art der funktionalen Beziehung zwischen Signal und Dosis für jede Probe empirisch ermittelt werden. Die Proportionalität zwischen einer Labordosis und dem daraus resultierenden Lumineszenzsignal wird für jede einzelne Teilprobe ermittelt und in einer Wachstumskurve dargestellt. Um eine solche zu erzeugen, erfolgt eine Messung der natürlichen Lumineszenz als Maß für die natürliche Dosis, sowie der Signale, die durch zunehmende Bestrahlungsdosen induziert werden. Jede dieser Messungen wird in einer Ausleuchtcurve aufgezeichnet, in der die Dauer der optischen Stimulation gegen die aufgezeichnete Photonemission aufgetragen wird (Abb. 4.6a, Kap. 5.12.2.1). Werden definierte Abschnitte der Ausleuchtcurve integriert und gegen die Bestrahlungsdosen aufgetragen, resultiert daraus die Wachstumskurve (Abb. 4.6b). Durch Einpassen des gemessenen natürlichen Signals in die Wachstumskurve kann die Äquivalenzdosis abgelesen werden.

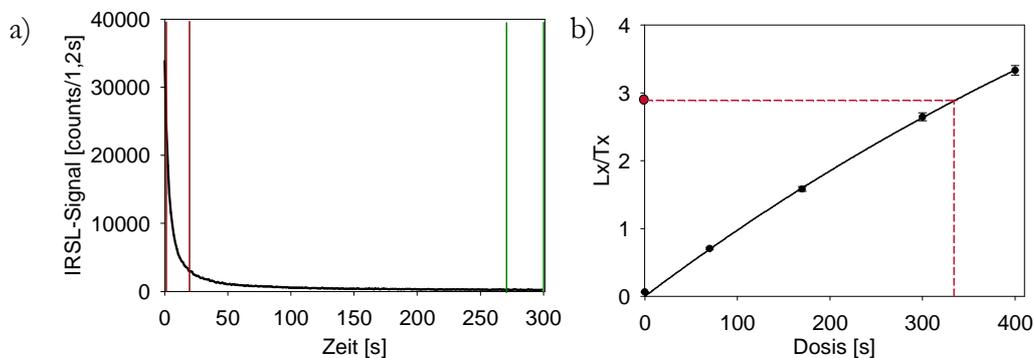


Abb 4.6: Exemplarische Darstellung a) der Ausleuchtcurve der Probe BT-F-3 mit den Signalintegralen 0-18 und 220-250 sec (=background) und b) der zugehörigen Wachstumskurve.

Dieses Verfahren ist Grundlage des in der vorliegenden Arbeit angewandten „Single-Aliquot-Regenerativ“-Messverfahrens (SAR-Protokoll), welches von Murray & Wintle (2000) für Quarze entwickelt wurde. Wallinga et al. (2000a) belegten die Anwendbarkeit des SAR-Prinzips für Feldspäte. Im Gegensatz zu früheren Multiple-Aliquot-Messungen hat dieses Messprotokoll den Vorteil, dass eine Äquivalenzdosis an einem einzigen Aliquot (=Teilprobe) bestimmt werden kann. Dadurch ergeben sich Vorteile wie eine geringere benötigte Probenmenge, ein verringerter Arbeits- und Zeitaufwand und eine größere Präzision der Ergebnisse (Bøtter-Jensen et al. 2003, Hilgers et al. 2001, Wintle 1997). Zudem erlaubt die Bestimmung von individuellen

Äquivalenzdosiswerten an mehreren Aliquots mit jeweils möglichst geringen Probenmengen einen Einblick in prä- und postsedimentäre Prozesse (z.B. unvollständige Bleichung, Bioturbation).

Grundprinzip des SAR-Protokolls ist es, das Problem der veränderlichen OSL-Signale bei gleichbleibender Bestrahlungsdosis (=Sensitivitätsänderungen, Bøtter-Jensen et al. 2003, Aitken 1998) quantifizieren und korrigieren zu können, indem diese durch wiederholte Lumineszenz-Messungen einer konstanten Testdosis erfasst werden. Abbildung 4.7 verdeutlicht das Prinzip.

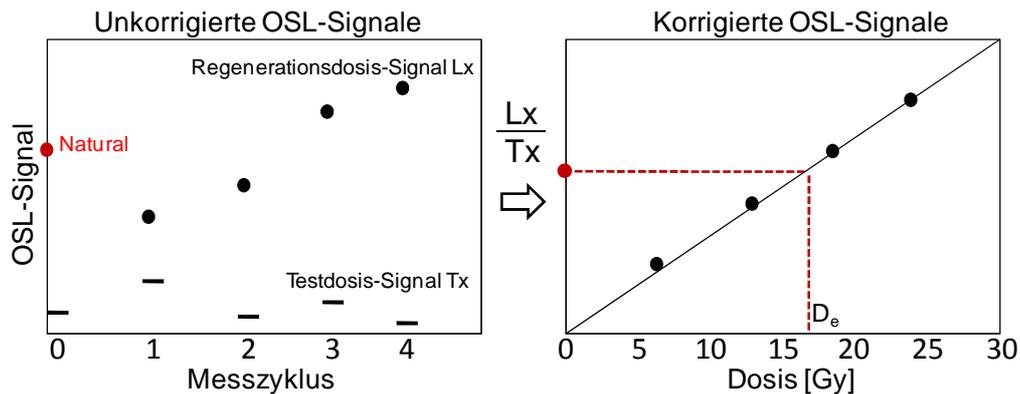


Abb. 4.7: SAR-Prinzip der Sensitivitätskorrektur. Die linke Abbildung zeigt die Signale der Regenerierungszyklen (Punkte) mit entsprechenden Signalen der Korrekturzyklen (Striche). Die Division des Regenerierungssignals L (zunehmende Bestrahlungsdosis) durch das entsprechende Korrektursignal T (gleichbleibende Testdosis) ergibt das korrigierte Lumineszenzsignal. Abbildung rechts: Mittels der korrigierten Signale wird eine Wachstumskurve erstellt, mit deren Hilfe die Äquivalenzdosis bestimmt werden kann (verändert nach Fuchs 2001).

Das SAR-Protokoll besteht im Wesentlichen aus n Folgen von Regenerierungszyklus und anschließendem Korrekturzyklus (Tab. 4.1). Der Regenerierungszyklus dient der Erstellung der Wachstumskurve mit n steigenden Dosen. Der Korrekturzyklus dient der Messung der Sensitivitätsänderung nach konstanter Testdosis. Die genauen Messparameter für die vorliegende Arbeit werden in Kap. 5.4. erläutert.

Tab. 4.1: Das verwendete SAR-Protokoll an Feldspäten.

Schritt	Prozess	Dauer [sec]	Temperatur [°C]
A1	Vorheizen	10	270
A2	IRSL-Messung	300	50
B1	Bestrahlen mit Regenerationsdosis	ansteigend	
B2	Vorheizen	10	270
B3	IRSL-Messung	300	50
B4	Bestrahlen mit Testdosis	gleichbleibend	
B5	Vorheizen/TL-Messung	10	270
B6	IRSL-Messung	300	50
	3-5 x Wdh. B1-B6 mit zunehmender Dosis		
C	Wdh. B1-B6 mit Dosis 0Gy		
D	Wdh. B1-B6 mit Dosisschritt 1		

Der erste Messzyklus (A) dient der Aufzeichnung des natürlichen Signals. Es erfolgt zunächst ein Vorheizen, um zu gewährleisten, dass die thermisch instabilen Fallen vor der Messung geleert werden und nicht in das Signal eingehen (Kapitel 5.4.3). Im Anschluss wird das Lumineszenzsignal gemessen, um dieses später in die erstellte Wachstumskurve zur Berechnung der Äquivalenzdosis einordnen zu können. Dann beginnt die erste Folge von n Messzyklen (B).

Nach n (üblicherweise vier) Zyklen erfolgt eine „*Recuperation-Messung*“ (C): Das OSL-Signal der Probe wird ohne vorherige Bestrahlung gemessen. Bei dieser „Nulldosis-Messung“ wird getestet, ob trotz des vorherigen Ausleuchtens bei der IRSL-Messung ein Lumineszenzsignal messbar ist. Die *Recuperation* (zu deutsch „Erholung“) gibt das Verhältnis des Signals des gebleichten und vorgeheizten, aber nicht bestrahlten Aliquots zum natürlichen Signal in Prozent an. Idealerweise liegt dieser Wert bei 0 % (Murray & Olley 2002, Preusser 2003). Die Wachstumskurve spiegelt die *Recuperation* in der Abweichung des Kurvenursprungs vom Nullpunkt wieder. Bis zu einem Wert kleiner als 5 % gilt der *Recuperation*-Effekt als vernachlässigbar (Murray & Wintle 2000), was für alle bearbeiteten Proben dieser Arbeit der Fall ist.

Im abschließenden Zyklus (D) wird eine bereits gemessene Regenerationsdosis (meist der 1. Dosispunkt) nochmals appliziert und erneut gemessen. Dieser Schritt dient dazu, herauszufinden, ob nach der Korrektur der Sensitivitätsänderungen ein nahezu identisches OSL-Signal für diese Dosis ermittelt wird. Für die untersuchten Proben aus der Mongolei liegt der Quotient aus testdosiskorrigiertem Signal des ersten Messpunktes und testdosiskorrigiertem Signal der Wiederholungsmessung (= *recycling-ratio*) stets um den Idealwert 1,0 (Banerjee et al. 2000, Murray & Olley 2002, Preusser 2003, Stokes et al. 2001). Nur in Ausnahmefällen werden Werte <0,95

oder $>1,05$ erreicht, welche immer noch im tolerierbaren Bereich liegen. Es kann also davon ausgegangen werden, dass die Sensitivitätskorrektur im Falle der hier untersuchten Proben zuverlässig ist.

4.5 Grundlagen der Dosisleistungsbestimmung

Um ein Lumineszenzalter erzielen zu können, muss zusätzlich zur Äquivalenzdosis D_e [Gy] die Dosisleistung [Gy/ka] als Quotient der Altersgleichung ermittelt werden. Diese Dosisleistung stellt die Energieaufnahme pro Zeiteinheit dar, welche durch ionisierende Strahlung zustande kommt und zur Verlagerung von Elektronen in Fallen gemäß dem Energiebändermodell (Kapitel 4.2.1) führt.

Die Gesamtdosisleistung setzt sich aus mehreren Komponenten zusammen: Sowohl im Mineralkorn selbst (interne Dosisleistung) als auch im Umgebungsmaterial (externe Sedimentdosisleistung) wird – durch den Zerfall der natürlich vorkommenden Radioisotope ^{235}U , ^{238}U und ^{232}Th sowie von ^{40}K – α -, β - und γ -Strahlung emittiert. Zusätzlich resultiert aus der kosmischen Strahlung ein weiterer Beitrag zur Dosisleistung. Auf die Messung der Radionuklidgehalte und die Berechnung der Dosisleistung für die datierten Proben wird detailliert in Kap. 5.14 eingegangen, dennoch sollen im Folgenden einige Grundlagen zu der auf ein Mineralkorn wirkenden Strahlung dargestellt werden.

4.5.1 Die Strahlungsarten der Sedimentdosisleistung und ihre Reichweite

α -Strahlung ist eine korpuskulare Strahlung, bestehend aus zweifach positiv geladenen Helium-Kernen, die beim α -Zerfall auftritt. Die α -Teilchen weisen aufgrund ihrer großen Masse, Größe und Ladung nur eine geringe durchschnittliche Reichweite von etwa 20 μm in Sedimenten mit einer mittleren Dichte von 2,5 g/cm^3 auf (Aitken 1998: 25 μm , Grün 1989). Jedoch hat diese Strahlung eine sehr hohe Ionisationsdichte und geringe Streuung: Entlang ihrer tunnelförmigen Eintrittsspuren („tracks“) sättigt sie alle vorhandenen Ladungsdefekte mit Elektronen ab, über diese hinaus können die verbleibenden Elektronen jedoch keine Aufenthaltsmöglichkeiten belegen (Grün 1989).

Die ebenfalls korpuskulare β -Strahlung ist eine Elektronenemission und tritt sowohl beim Zerfall von schweren Kernen als auch beim Zerfall leichter Isotope auf. Dabei spaltet sich ein Neutron in ein Proton und ein Elektron, wobei das Elektron als β -Strahlung emittiert wird (Geyh 2005). β -Strahlung hat eine höhere Reichweite als α -Strahlung und kann, bedingt durch ihre wesentlich geringere Masse, in ein Material mit einer mittleren Dichte von 2,5 g/cm^3 etwa 2 mm weit eindringen (Aitken 1998, Grün 1989).

γ -Strahlung kommt durch den Übergang eines Atomkerns von einem angeregten Zustand in einen Zustand geringerer Energie – etwa als Folge eines α - oder β -Zerfalls – zustande. Sie weist

im Gegensatz zur α - und β -Teilchen-Strahlung einen elektromagnetischen Wellencharakter auf und besitzt daher keine Masse und keine Ladung. Sie wird auch als „harte Röntgenstrahlung“ bezeichnet (Krieger 2009). Im Vergleich zu den beiden erstgenannten Strahlungsarten weist sie die höchste Durchdringungstiefe von ca. 30 cm im Material der Dichte $2,5 \text{ g/cm}^3$ auf (Aitken 1989, Grün 1989). Wie im Falle der β -Strahlung ist ihre Wirkung nicht auf „tracks“ beschränkt, sondern weist einen gleichmäßigen Strahlungsradius auf.

4.5.2 Die kosmische Dosisrate

Neben der dominierenden internen und externen Sedimentdosisleistung hat auch die kosmische Strahlung einen zu berücksichtigenden Anteil an der Gesamtdosisleistung.

Die kosmische Primärstrahlung besteht vorwiegend aus Protonen und α -Teilchen. Diese treffen beim Durchgang durch die Erdatmosphäre auf Atomkerne (v.a. Stickstoff und Sauerstoff), so dass die Strahlung abgeschwächt und abgewandelt wird. Die auf der Erdoberfläche auftreffende Sekundärstrahlung setzt sich aus Elektronen, Myonen, Photonen und Neutronen zusammen. Die „weiche“ Komponente dieser Strahlung wird innerhalb der obersten 50 cm der Lithosphäre absorbiert, die „harte“, aus Myonen bestehende Komponente, kann in wesentlich tiefere Schichten vordringen und dort ionisierend auf das Sediment einwirken (Fuchs 2001, Prescott & Hutton 1988). Da die Intensität der kosmischen Strahlung mit zunehmender Eindringtiefe abgeschwächt wird, ist für die Abschätzung des Anteils der kosmischen Dosisleistung an der Gesamtdosisleistung vor allem die Tiefenlage entscheidend. Änderungen der Mächtigkeit der Sedimentüberdeckung im Laufe der Sedimentationsgeschichte sind, soweit möglich, einzubeziehen.

Zeitliche Variationen der an der Erdoberfläche eintreffenden kosmischen Strahlung können kaum rekonstruiert werden, daher wird von der Prämisse eines konstanten Wertes ausgegangen.

Des Weiteren ist aufgrund der Wechselwirkung der kosmischen Strahlung mit den Teilchen der Erdatmosphäre auch die Höhenlage zu berücksichtigen: Je kürzer der Weg durch die Erdatmosphäre, desto höher die Intensität der kosmischen Strahlung.

Ein weiterer Einflussfaktor ist die Zunahme der kosmischen Strahlung mit der geographischen Breite aufgrund des Verlaufs des Erdmagnetfeldes (Prescott & Hutton 1988): Die Feldlinien stehen in Polnähe nahezu senkrecht zur Erdoberfläche, somit bietet das Magnetfeld der kosmischen Einstrahlung dort weniger Widerstand als in Äquatornähe, wo die Feldlinien parallel zur Erdoberfläche verlaufen.

5 Die Datierung mongolischer Sedimente mittels optisch stimulierter Lumineszenz

Die folgenden Kapitel widmen sich der Anwendung der OSL-Datierung auf die in der Mongolei beprobten Sedimente. Dabei werden die durchgeführten Schritte der Datierung von der Probennahme bis zur statistischen Auswertung der Ergebnisse mit all ihren Problemen und Lösungsansätzen dargestellt. Einige wesentliche Herausforderungen werden dabei besonders detailliert beleuchtet: So erwiesen sich die Quarze aufgrund einer Kontamination mit Plagioklasen als nicht geeignet für die Datierung. Desweiteren besteht für die schlussendlich datierten Kalifeldspäte das Problem das „*anomalous fading*“, welches zu einer Altersunterbestimmung führt. Darüberhinaus wurde „optical cross-talk“, eine nicht vorgesehene Ausleuchtung benachbarter Messpositionen im Zuge der optischen Stimulation des Lumineszenzsignals, festgestellt.

5.1 Die Probennahme und -aufbereitung

Die Probennahme erfolgte in den meisten Fällen mit lichtdichten Stechzylindern. In wenigen Fällen war es praktikabler, bei Nacht unter Einsatz einer Rotlichtlampe die Proben mit Hilfe einer Schaufel zu entnehmen. Zusätzlich zu den OSL-Proben wurden etwa 2 kg Umgebungsmaterial zur Bestimmung der Radionuklidgehalte mittels γ -Spektrometrie entnommen.

Die Proben wurden unter gedämpftem Rotlicht (Wellenlänge des Emissionsmaximums ca. 670 nm) im Lumineszenzlabor des Geographischen Institutes der Universität zu Köln bearbeitet. Im ersten Schritt wurden sie für die Wassergehaltsbestimmung und die weitere Aufbereitung mindestens 24 Stunden bei 50 °C getrocknet und anschließend mittels Sieben die Korngrößenfraktion 100 bis 200 μm abgetrennt.

Es folgte die Behandlung mit Salzsäure (HCl 10 %), Wasserstoffperoxid (H_2O_2 10 %) und Natrium-Oxalat ($\text{Na}_2\text{C}_2\text{O}_4$ 0,01N), um vorhandene Karbonate und organisches Material zu entfernen und Tonaggregate zu dispergieren. Zwischen diesen Schritten wurden die Proben jeweils mit destilliertem Wasser gewaschen.

Die für die Messung monomineralischer Lumineszenzsignale notwendige Separierung der Quarze und Kalifeldspäte im Korngrößenbereich von 100 bis 200 μm erfolgte durch Schwerentrennungen mit Natriumpolywolframatlösungen [$\text{Na}_6(\text{H}_2\text{W}_{12}\text{O}_{40}) \cdot \text{H}_2\text{O}$]. Im ersten Schritt wurde eine Lösung der Dichte 2,62 g/cm^3 verwendet, um Quarze von Feldspäten zu trennen, dann erfolgte bei 2,68 g/cm^3 die Trennung von Quarzen und Schwermineralen und bei 2,58 g/cm^3 die Trennung von Kalifeldspäten und anderen Feldspäten.

Die Quarze wurden mit Flußsäure (HF 40 %) geätzt, um die von der α -Strahlung beeinflusste äußere Rinde (ca. $10 \pm 5 \mu\text{m}$) sowie Plagioklase zu entfernen. Abschließend wurden die Quarze nochmals mit Salzsäure (HCl 10 %) behandelt, um restliche Fluoride der Flußsäureätzung zu

beseitigen. Für die Feldspat-Aufbereitung entfällt das Ätzen, da nicht von einer gleichmäßigen Abtragung der äußeren Schichten auszugehen ist (Wallinga et al. 2000b).

Nach der Trocknung wurde das fertig aufbereitete Probenmaterial mit Hilfe von Haftmittel (Silikonspray) auf die Probenträger (Stahlplättchen mit 1 cm Durchmesser) geklebt. Eine Schablone gibt dabei einen definierten Radius der Einkornlage im Zentrum des Probenträgers vor. Für die untersuchten Proben wurde ein Radius von 2 mm (~200-400 Körner) gewählt, um einerseits eine ausreichende Signalstärke auch bei jungen Proben zu gewährleisten, andererseits jedoch auch einen Einblick in die Paläodosismessungen erhalten zu können. Diese gewählte Aliquotgröße wurde für alle Äquivalenzdosismessungen (sofern nicht anders angegeben) beibehalten, um eine Vergleichbarkeit zu gewährleisten

5.2 Das Problem der Feldspat-Kontamination der Quarze

Generell sind für OSL-Datierungen Quarz und Kalifeldspat die am besten geeigneten Minerale. Andere, wie etwa Zirkon (e.g. van Es et al. 2002) oder Halit (Bailey et al. 2000, Zhang et al. 2005), konnten zwar experimentelle Erfolge zeigen, sind aber bisher nicht systematisch für die Datierung verwendet worden.

Quarz wird in der Mehrzahl der OSL-Datierungen bevorzugt, da es in nahezu allen Sedimenten auf der Welt vorhanden und sehr verwitterungsresistent ist. Ein weiterer Vorteil der Quarz-Datierung ist das – im Gegensatz zum Feldspat – über geologische Zeiträume stabile Lumineszenzsignal. Zudem zeigten grundlegende Studien (zusammengefasst in Wintle 1997, Godfrey-Smith et al. 1988, Thomsen et al. 2008), dass das optisch sensitive Lumineszenzsignal von Quarzen durch Sonnenlichtexposition schneller gebleicht werden kann als das von Feldspäten. Somit kann das Vorhandensein von Residual-Signalen, die zu einer Altersüberschätzung führen würden, für Quarze eher ausgeschlossen werden als für Feldspäte.

In der vorliegenden Studie konnten keine reinen, für die Datierung geeigneten, Quarze separiert werden. Alle erzielten Quarzpräparate zeigten eine Kontamination mit Feldspäten. Die Identifikation dieses Problems, sowie Lösungsansätze, die Kontamination zu beseitigen, sollen im Folgenden dargestellt werden.

5.2.1 Identifikation der Feldspat-Kontamination

Erstes Kriterium für eine Feldspat-Kontamination der Quarze ist der routinemäßige „IRSL-Test“, der im Zuge der standardmäßigen Äquivalenzdosismessung von Quarzen für einige Profile (z.B. US) durchgeführt wurde (Wallinga et al. 2002). Das Vorgehen, den IRSL-Test an das SAR-Protokoll anzuhängen, beruht auf Empfehlungen von von Duller (2003) sowie Inoue et al. (2005). Ist während der infraroten Stimulation eine Ausleuchtcurve erkennbar, kann davon ausgegangen werden, dass das Quarzpräparat auch andere Mineralbestandteile, vor allem Feldspäte, enthält (Krbetschek et al. 1997, Short and Huntley 1992, Wintle 1997).

Alle gemessenen Quarzproben zeigen ein deutliches infrarot-stimuliertes Lumineszenzsignal, damit stellt die Feldspat-Kontamination im gesamten Arbeitsgebiet ein Problem dar.

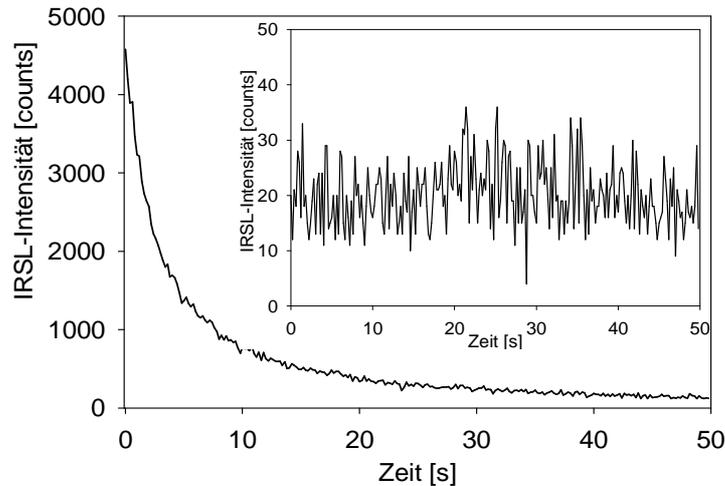


Abb. 5.1: IRSL-Ausleuchtcurve der Probe US-J „Quarz“ im Vergleich zu einer Quarz-Referenz-Probe (Inset), die keine Feldspat-Kontamination aufweist. Appliziert wurde vorher eine Dosis von $16,4 \text{ Gy}$. Die Stimulation erfolgte mit Licht der Wellenlänge $880 \pm 80 \text{ nm}$, die Detektion im Wellenlängenbereich $330 \pm 40 \text{ nm}$, das Vorbeizien bei $270 \text{ }^\circ\text{C}$.

Zweites qualitatives Kriterium für eine Feldspat-Kontamination ist die Form der OSL-Ausleuchtcurven. Ein höheres Initialsignal (zumindest im Vergleich zu reinen Quarzen gleichen Alters) und ein langsamerer Signalabfall, als er üblicherweise bei Quarzen beobachtet wird (Bailey et al. 1997, Smith & Rhodes 1994), ist darauf zurückzuführen, dass in der Probe enthaltene Feldspäte sensitiv auf blaue Stimulation reagieren (Poolton et al 2002a,b, Stokes et al. 2003), und ein zusätzliches Signal zum Quarz-Signal beitragen (Bailiff & Poolton 1991, siehe Abb. 5.2).

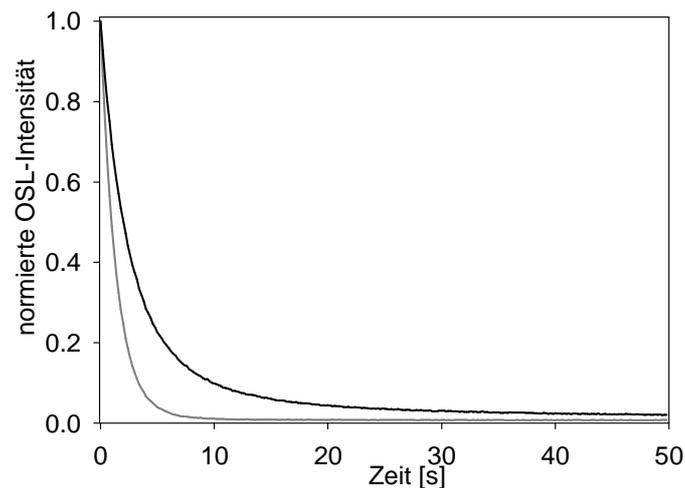


Abb. 5.2: Exemplarische OSL-Ausleuchtcurve (normiert auf die initiale Signalintensität) eines Kalibrationsquarzes (graue Linie) im Vergleich zur Probe US-J „Quarz“ (schwarze Linie). Die Stimulation erfolgte mit Licht der Wellenlänge $470 \pm 30 \text{ nm}$, die Detektion im Wellenlängenbereich $330 \pm 30 \text{ nm}$. Ein deutlich langsames Ausleuchten bis auf den Untergrund ist für die repräsentative Probe US-J erkennbar.

Einen weiteren Hinweis auf verunreinigte Quarz-Proben liefert die Auswertung des Lumineszenzsignals bei thermischer Anregung. Ein reiner Quarz müsste einen TL-Peak bei ca. 110 °C zeigen (Aitken 1985, Mauz & Lang 2004, Wintle 1997) – die untersuchten Proben zeigen hingegen einen stark abweichenden Kurvenverlauf (Abb. 5.3 a). Der Signalverlauf lässt sich in erster Näherung als Kombination einer Quarz-TL-Kurve (Signal setzt bei ca. 60 °C ein) mit TL-Kurven von Feldspäten (Signal nimmt bis mind. 160 °C zu, Abb. 5.3 b) interpretieren.

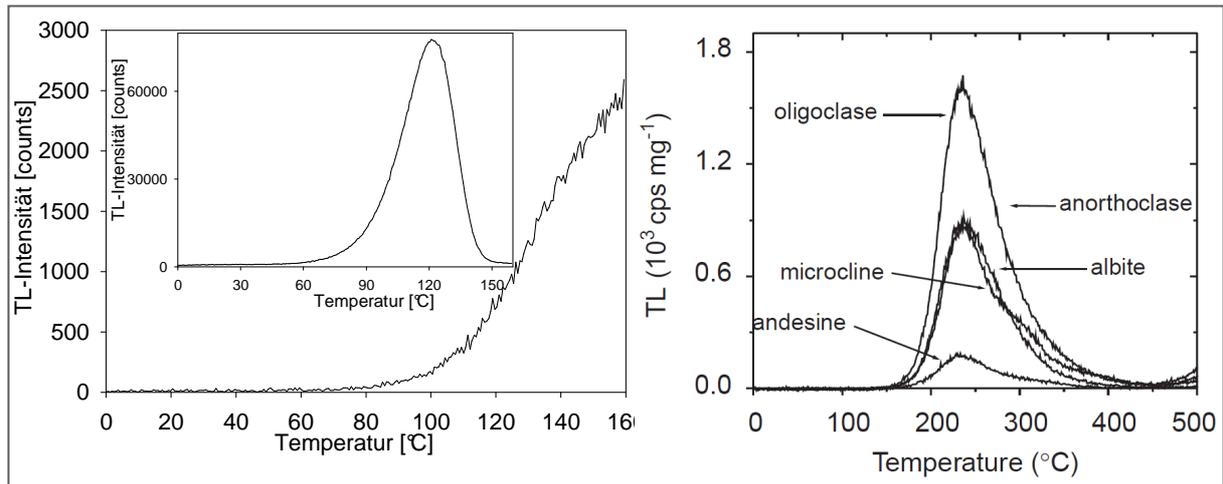


Abb. 5.3: a) TL-Kurve der Probe US-E "Quarz" im Vergleich mit einer TL-Kurve einer Quarz-Referenz-Probe (Inset). Gemessen wurde die Wellenlänge $330 \pm 40 \text{ nm}$ bei einer Heizrate von 5 °C/s . b) TL-Kurven ($330 \pm 60 \text{ nm}$) verschiedener Feldspat-Varietäten (aus: Blair et al. 2005).

5.2.2 Untersuchung der Element- und Mineralzusammensetzung der Quarze

Einen entscheidenden Hinweis darauf, womit die Quarze trotz einer sorgfältigen Probenaufbereitung verunreinigt sein könnten, liefert die Röntgendiffraktometrie. Diese ermöglicht es, für ein Pulverpräparat anhand der Beugung von Röntgenstrahlen an Netzebenen innerhalb der Kristalle den Abstand dieser zu bestimmen und qualitative Rückschlüsse auf die enthaltenen Minerale zu ziehen (Borchardt-Ott 2009) (Darstellung der Methodik im Anhang A). Abb. 5.4 zeigt beispielhaft an drei Proben das grundlegende Ergebnis der Analysen. Die Röntgenpulverdiffraktogramme der geätzten und somit theoretisch reinen Quarze zeigt die für Quarz typischen Peaks (Diffraktogramm einer natürlichen Probe in Abb. A2 im Anhang) – jedoch finden sich immer noch Reflexe (24° , 28°), die Plagioklasen, im Speziellen Albit [(Na, Ca)Al(Si,Al)₃O₈], zugeordnet werden. Dieser Natrium-Calcium-Feldspat liegt in einem ähnlichen Dichtebereich wie Quarz und konnte offenbar von den verwendeten Säuren nicht in gewünschtem Maße beseitigt werden. Kalifeldspat konnte in den geätzten Proben nicht identifiziert werden



Abb. 5.4: Röntgenpulverdiffraktogramme der vollständig aufbereiteten und geätzten „Quarz“-Proben KG-E-2, ME-S-2 und HAR-I-a-6 (=Mo7-13) sowie zugeordnete Reflexe der Minerale Quarz (rot) und Albit (orange).

Gestützt wird dieses Ergebnis durch Untersuchungen von Maher et al. (2009) welche Oberflächensedimente aus der südlichen Mongolei mittels Röntgendiffraktometrie auf die Mineralzusammensetzung untersuchten. Demzufolge enthalten die Gobi-Sedimente zwar Quarz als dominierendes Mineral ($\bar{x} = 52$ Gew% in der Korngrößenfraktion $>38 \mu\text{m}$, $\bar{x} = 42$ Gew% in der Fraktion $38\text{-}63 \mu\text{m}$), den zweitgrößten Anteil machen jedoch Na-Plagioklase aus ($\bar{x} = 9/8$ Gew%), gefolgt von Kalzit ($\bar{x} = 6/12$ Gew%). In Übereinstimmung mit den vorliegenden Ergebnissen wurde festgestellt, dass mehr als die Hälfte der Plagioklase als Albit einzuordnen sind.

Einen weiteren Beleg liefern ICPMS-Analysen (= Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma, durchgeführt von Dr. H.U. Kaspar, Geologisches Institut der Universität zu Köln). Gemessen wurden aufbereitete und geätzte Quarz-Proben. Da Quarz theoretisch eine sehr reine Verbindung ist (Monecke et al. 2000), die andere Elemente nur in Spuren ins Kristallgitter einbaut, dürften die Gehalte an Na, Ca, und K typische Werte (Götze 2009) nicht überschreiten (Abb. 5.5).

Die Auswertung zeigt, dass für alle drei Proben ME-R-4, ME-T-1 und US-G1 die typischen Na- und Ca-Gehalte überschritten werden (logarithmische Y-Achse) und auch die U- und K-Werte

im oberen Bereich liegen. Dies liefert einen weiteren Hinweis darauf, dass eine Verunreinigung der Quarze mit Elementen, die in dieser Menge nicht mineralspezifisch sind, gegeben ist.

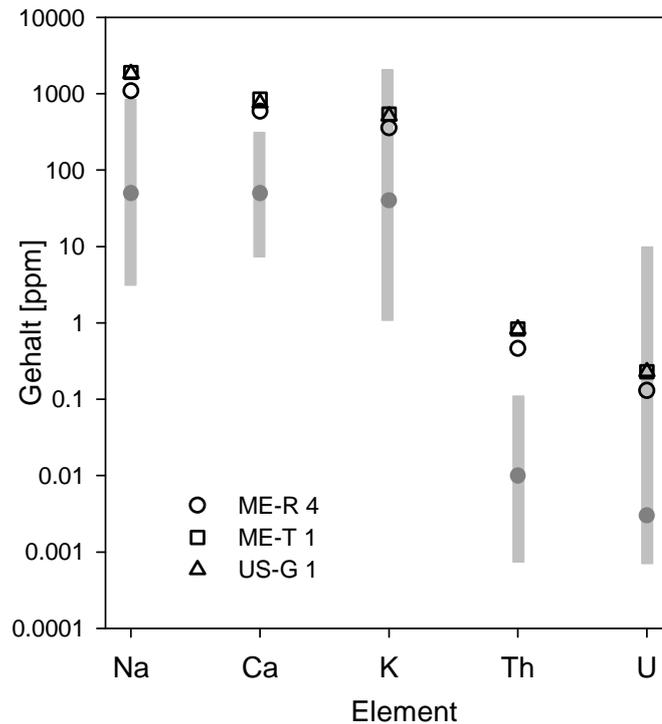


Abb. 5.5: ICPMS-Ergebnisse der Elemente Na, Ca, K, Th und U dreier aufbereiteter Quarz-Proben aus dem Arbeitsgebiet. Im Vergleich dazu sind die Durchschnittswerte (dunkelgrauer Punkt) sowie Minimal- und Maximalgehalte (hellgrauer Balken) dieser Elemente in reinem Quarz (aus Götze 2009) dargestellt.

In der Zusammenschau ergibt sich für alle untersuchten Proben eine Kontamination der zu datierenden Quarze mit Feldspat, i.e. Plagioklas. Dass dieses Problem als ubiquitär für das gesamte Untersuchungsgebiet anzunehmen ist, wird durch Untersuchungen von Hempelmann (2010) gestützt, der Röntgenfluoreszenzmessungen und Schwermineralanalysen an 30 Sediment-Proben aus 17 großräumig in der südlichen Mongolei verteilten Profilen durchführte, um Quellgebiete der Sedimente zu identifizieren. Die Ergebnisse zeigen jedoch sehr einheitliche Element-Gehalte der untersuchten Proben, so dass eine Bestimmung der individuellen „source area“ – trotz der komplexen Geologie der Mongolei – nicht möglich ist. Eine Untersuchung einzelner Sedimentkörner aus diesen Proben mittels Laser-Ablation ICP-MS zeigte zudem, dass die Gehalte an Na, Al, Mg vergleichsweise hoch sind, was wiederum auf das Vorhandensein des Minerals Albit und deren vergesellschafteter Minerale hinweist (Hempelmann 2010, Okrusch & Matthes 2010).

5.2.3 Die Geologie der Mongolei als Ursache für die Kontamination

Die Ursache für die relativ einheitliche Mineralzusammensetzung der Sedimente, welche das Auftreten der erwähnten Datierungsprobleme über alle Profile hinweg nach sich zieht, ist demnach in der großräumigen Geologie des Untersuchungsgebietes zu suchen. Dabei scheint zunächst die sehr kleinräumige Variabilität des Untergrundes (Kap. 2.3) einer homogenen Elementzusammensetzung zu widersprechen. Es gibt jedoch einen Einfluss, der über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg wirken kann: die Plutone innerhalb des Zentralasiatischen Orogens. Diese entstanden im Paläozoikum und Mesozoikum, und bilden Gürtel aus peralkalinen und alkalinen Graniten aus (Blight et al. 2010, Jahn et al. 2009, Kovalenko et al. 2006) (Abb. 5.6).

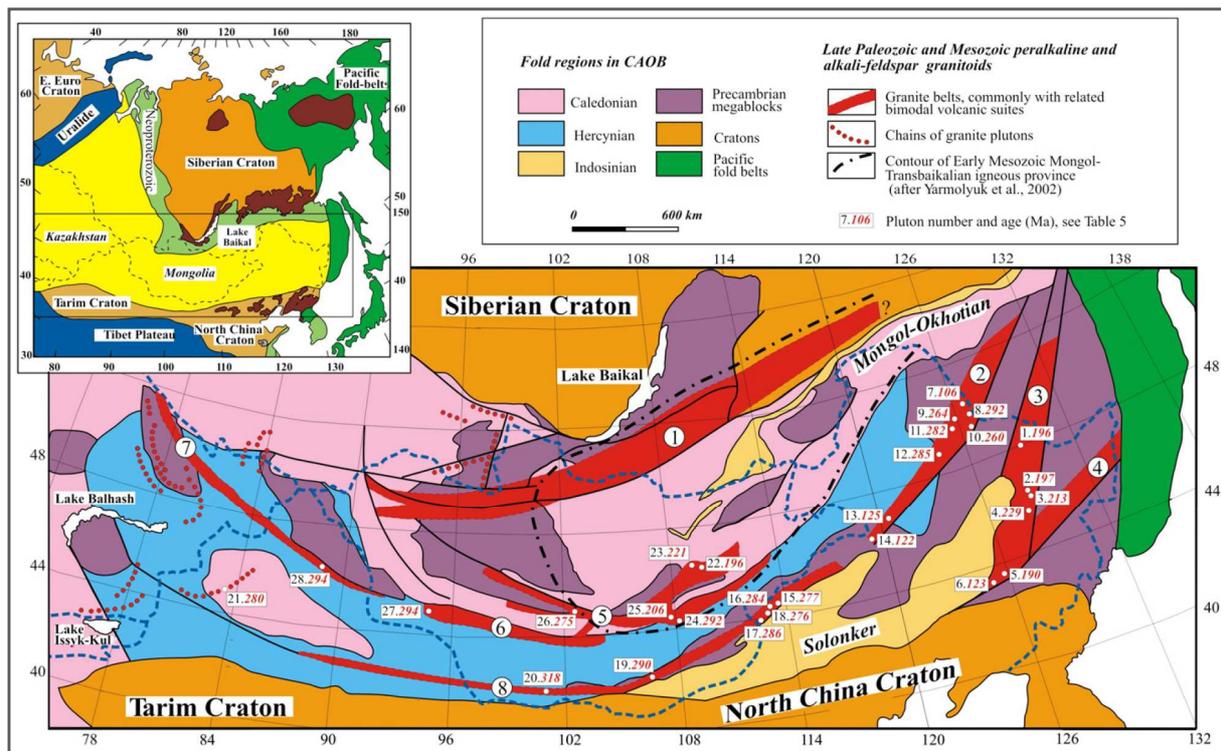


Abb. 5.6: Lage der Spätpaläozoischen und Mesozoischen Granitgürtel innerhalb des zentralasiatischen Orogens (aus: Jahn et al. 2009).

Die Elementgehalte dieser Granite wurden von Kozlovsky et al. (2006) veröffentlicht – diese stimmen sehr gut mit den von Hempelmann (2010) per Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) ermittelten Elementgehalten der Gobi-Sedimente überein. Es kann demnach angenommen werden, dass die verwitternden peralkalinen und alkalinen Granite der Plutone wesentliche Quellen für die Sedimente des Untersuchungsgebietes sind.

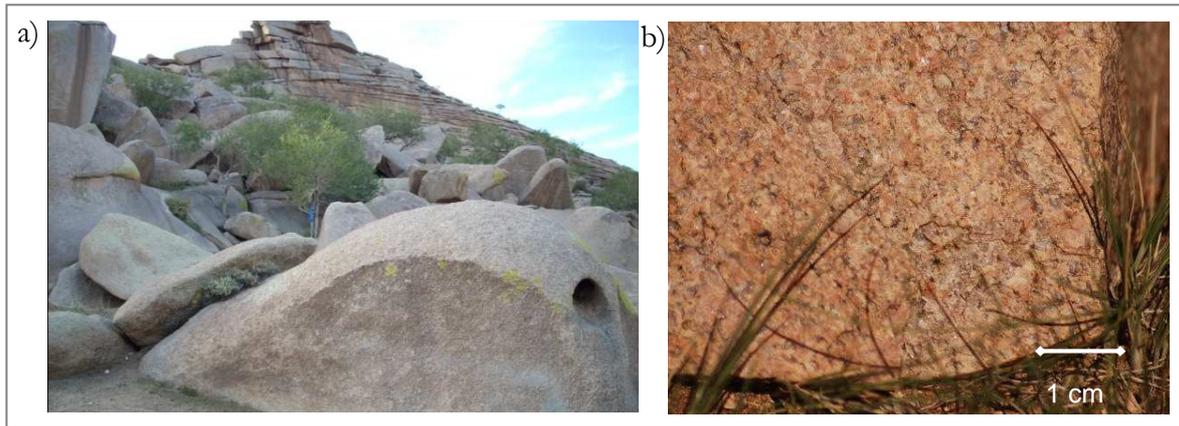


Abb. 5.7: a) Granitfelsen nördlich von Dalandzadgad, südliche Mongolei. b) Detail Granitgestein aus dem Gobi-Altai (Fotos: Hülle, Hempelmann 2007).

Mehrere Indizien weisen darauf hin, dass das Problem der Feldspat-Kontamination der Quarze (unabhängig von der Spezifizierung Albit) über das untersuchte Gebiet hinaus im asiatischen Raum präsent ist. So schreiben z.B. Moska et al. (2008, S. 40) in ihrer OS�-Studie an Sedimenten des Baikalsees: „...also in some samples contamination with feldspar could not be removed by chemical treatment (probably feldspar occurred within quartz grains)“. Des Weiteren stellte H. Rodnight (pers. Mitteilung 2010) Feldspat-Kontamination der Quarze auch im Russischen Altai fest. Ihre Untersuchungen kamen zu dem Ergebnis, dass diese als Inklusionen innerhalb der Quarz-Körner vorhanden sind.

Stokes et al. (2003, S. 978) stellten für Feinkorn-Proben aus dem Nordosten Tibets, deren Herkunftsgebiet wahrscheinlich das nordwestliche China sowie die Mongolei ist, fest: „The sample procedure was found not to be fully effective in the removal of non-quartz components“. Auch weiter südlich im chinesischen Urumqi stellten Watanuki et al. (2003, S. 996) fest: “The post-IR blue signals from Urumqi fade, and it is assumed that at this site the post-IR blue signal contains a significant feldspar contribution...“.

Bisher wurden diese Befunde jedoch nicht in Zusammenhang gebracht.

5.2.4 Lösungsansätze zur Beseitigung der Feldspat-Kontamination

Mit dem Ziel, ein von Feldspäten unbeeinflusstes – und somit über geologische Zeiträume stabiles (Kap. 5.12) – Quarz-OSL-Signal zu erzielen, wurden mehrere Ansätze verfolgt, um das Problem der Kontamination zu lösen. Zum einen handelt es sich dabei um Verfahren, die die Probenaufbereitung betreffen, zum anderen wurden messtechnische Alternativen getestet. Alle Verfahren wurden an Proben des Profils „Ujim Sair (US)“ (Kap. 7.1.4) durchgeführt.

5.2.4.1 Variation der Probenaufbereitung

Naheliegender schien zunächst eine zusätzliche Schwereretrennung der bereits aufbereiteten Probe, um die in diesem Schritt erfolgte Separierung nach der Dichte der Minerale zu verbessern. Eine anschließende optische Untersuchung der Probe mittels Mikroskop sowie IRSL-Messungen zeigten jedoch keinen wesentlichen Erfolg – noch immer ist ein unerwünschtes Lumineszenzsignal bei IR-Stimulation (Kap. 5.2.1) erkennbar. Die Annahme der Kontamination mit dem Mineral Albit wird hierdurch gestützt, da dieses einen ähnlichen Dichtebereich wie Quarz umfasst.

Im nächsten Schritt erfolgte eine zusätzliche Behandlung der Probe mit Flusssäure, um vorhandene Verunreinigungen zu beseitigen. Auch dieses Verfahren führte nicht zum gewünschten Ergebnis, es zeigte sich weiterhin ein Lumineszenz-Signal bei infraroter Stimulation (Abb. 5.8)

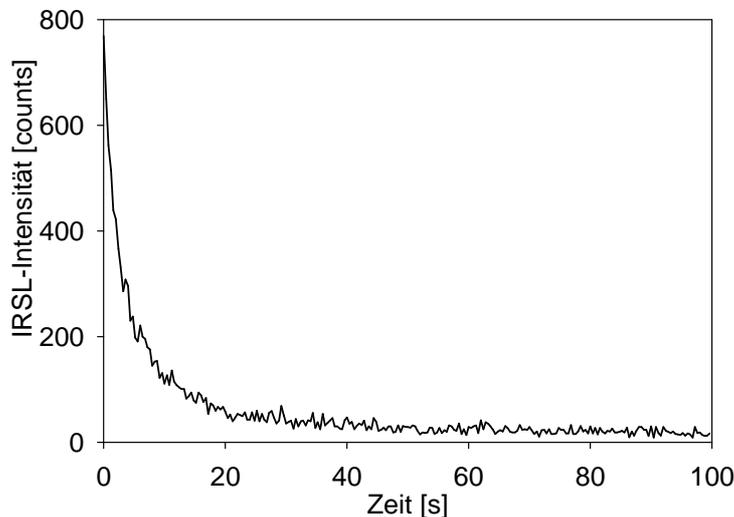


Abb. 5.8: IRSL-Ausleuchtcurve der Probe US-E nach zweimaligem Ätzen.

Eine Alternative zur Trennung der Quarz- und der Feldspatfraktion einer Probe ist die Flotation. Diese beruht nicht auf der Trennung der Minerale nach ihrer Dichte, sondern ist ein Verfahren, durch das Feststoffpartikel mit unterschiedlichen Oberflächeneigenschaften selektiv aus einer Suspension abgetrennt werden können. Eine Beschreibung des Verfahrens erfolgt im Anhang B.

Versuchsweise wurde das Verfahren für die Probe US-M durchgeführt. Die Durchführung von IRSL-Tests an mehreren Aliquots des Flotationsrückstandes zeigt immer noch ein deutliches Signal, obwohl durch die Flotation Feldspäte aus der Probe entfernt sein sollten. Dieses Ergebnis lässt vermuten, dass Feldspäte zumindest teilweise auch in Form von Inklusionen in den Quarzkörnern vorhanden sind, so dass eine Separation der Minerale aufgrund ihrer Oberflächeneigenschaften nicht zum Erfolg führt.

Eine weitere Möglichkeit, ein monomineralisches Präparat zu erzielen, bietet die Aufbereitung der Quarze in der Feinkorn-Fraktion. Hierbei wird die Korngrößenfraktion 4-11 μm oder 40-63 μm mit Hexafluorkieselsäure behandelt, um Feldspäte und andere Minerale aufzulösen, den enthaltenen Quarzanteil aber möglichst zu erhalten (Jackson et al. 1976).

Problematisch für die vorliegenden Proben ist jedoch, dass der Anteil der Schluff-Komponente nahezu durchgehend gering ist. Korngrößen-Analysen der Sandlagen z.B. des Profils US ergeben einen Anteil von <10 %. Für die aus Dünen entnommenen Proben ist ein größerer Anteil nicht zu vermuten. Bedenkt man, dass bei der Aufbereitung allein durch die Behandlung mit Hexafluorkieselsäure 74-98 % des fertig aufbereiteten Materials verloren gehen können (Fuchs et al. 2005), ist eine systematische Datierung der Feinkorn-Quarze wenig aussichtsreich.

Für einige Proben aus verschiedenen Arbeitsgebieten, die eine ausreichende Schluffkomponente enthalten, wurde die Fraktion 4-11 μm (US-A1 und -A2) sowie 40-63 μm (BT-F-3, SW-2, HAR III-2, HAR-IV-2) nach einem Verfahren aufbereitet, dass sich an Berger et al. (1980) und Fuchs et al. (2005) anlehnt. (Hierbei wurde das gesiebte Probenmaterial in schwarze Kunststoff-Flaschen mit konzentrierter Hexafluorkieselsäure (H_2SiF_6 34 %) gegeben und mindestens sieben (4-11 μm) bzw. 11 (40-63 μm) Tage lang dort belassen. In den ersten drei Tagen wurde die Probe zweimal täglich geschüttelt, danach nur noch einmal täglich. Nach dieser Zeit wurde die Probe in destilliertem Wasser gewaschen, mit Salzsäure (HCl 10 %) versetzt und nochmals gewaschen.)

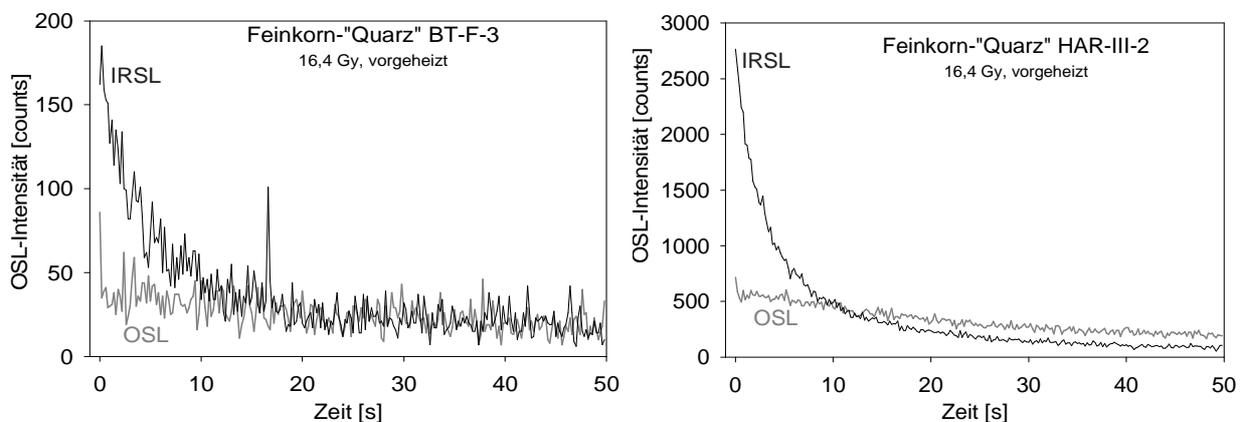


Abb. 5.9: IR-stimulierte und blau-stimulierte Ausleuchtcurven der Feinkorn-„Quarz“-Proben BT-F-3 und HAR-III-2 der Fraktion 40-63 μm .

Abbildung 5.9 zeigt die Ergebnisse von IRSL-Tests für die erzielten Proben der Kornfraktion 40-63 μm . Es zeigt sich, dass noch immer ein IRSL-Signal detektierbar ist, obwohl nach der Behandlung Feldspäte aus der Probe entfernt sein sollten. Dieses ist sogar größer als das anschließend blau-stimulierte OSL-Signal der gleichen Probe. Eine Datierung der „Quarze“ in dieser Korngrößenfraktion scheint somit nicht aussichtsreich. Dies stimmt überein mit Ergebnisse von Stokes et al. (2003) für Proben aus dem nordöstlichen Tibet.

5.2.4.2 Variation der Messmethodik

Da sich die chemisch-physikalischen Ansätze zur Beseitigung der Kontamination der Quarze als nicht erfolgreich erwiesen, wurden zwei messmethodische Ansätze getestet. Beide sollen es ermöglichen, das Lumineszenzsignal der Quarze von dem der Feldspäte zu separieren.

5.2.4.2.1 Das Doppel-SAR-Protokoll

Das „Double-SAR“- bzw. „Post-IR-OSL“-Protokoll (Banerjee et al. 2001, Roberts & Wintle 2001), beruht auf der Annahme, dass ein Ausleuchten des Feldspat-Signals während infraroter Stimulation dieses soweit zurückstellt, dass ein anschließend blau-stimuliertes Lumineszenzsignal („post IR-OSL“) nur noch ein quarzdominiert sein dürfe. Wesentlicher Bestandteil der Protokolls ist das IRSL-Ausleuchten bei erhöhten Temperaturen (125 °C statt 50 °C), mit dem nach Poolton et al. (2002a) ein größerer Rauminhalt potentieller Fallen geleert werden kann als bei niedrigeren Temperaturen (Kap 5.4.3). Die Messschritte sind in Tab. 5.1. dargestellt. Analog zum ursprünglichen SAR-Protokoll erfolgt im ersten Messzyklus (A) die Messung der natürlichen Dosis, danach die der Regenerationsdosen (B), und zum Schluss die Recuperation-Messung (C, Dosis 0 Gy wird gemessen) und Wiederholung des ersten Bestrahlungsschritts (D).

Tab. 5.1: Das „Doppel-SAR“-Protokoll.

Schritt	Prozess	Dauer [sec]	Temperatur [°C]
B1	Bestrahlen mit Regenerationsdosis	ansteigend	
B2	Vorheizen	10	220
B3	IRSL-Messung	100	125
B4	OSL-Messung (I_x)	100	125
B5	Bestrahlen mit Testdosis	gleichbleibend	
B6	Vorheizen/TL-Messung	10	160
B7	IRSL-Messung	100	125
B8	OSL-Messung (T_x)	100	125

Wallinga (2002) wandte ein ähnliches Verfahren („SAR procedure modified for contaminated samples“) auf Grobkorn-Quarz-Proben an, denen 10 und 30 % Feldspäte beigemischt wurden, und konnte zeigen, dass das Feldspat-Signal innerhalb dieses Protokolls um mehr als 90 % verringert werden konnte, ohne dass das Quarz-Signal beeinträchtigt wurde. Thomas et al. (2003) nutzten das Protokoll für polymineralische Feinkorn-Sedimente und stellen fest, dass die anhand des IR-Signals ermittelte Äquivalenzdosis etwa 40 % kleiner als die der post-IR OSL ist, welche wiederum 10-15 % unter der „wahren“, durch Quarz OSL und ^{14}C ermittelten, D_e liegt. Lai & Brückner (2008) kommen zu vergleichbaren Ergebnissen. Ein wesentlicher – wenn auch möglicherweise nicht der einzige – Grund für diese Abweichungen wird im Vorhandensein von anomalous fading (Kap. 5.12) des IR-Signals gesehen. Roberts (2007) stellt eine ähnliche Systematik ($D_e \text{ IRSL} \approx \frac{1}{2} \times D_e \text{ post IR OSL}$) fest, und empfiehlt daher die zusätzliche Behandlung der Feinkorn-Proben mit Hexafluorkieselsäure, um den Einfluss der Feldspäte zu eliminieren. Stokes et al. (2003) kommen mit diesem Vorgehen der zusätzlichen Ätzung zu übereinstimmenden IRSL und post IR-OSL Ergebnissen.

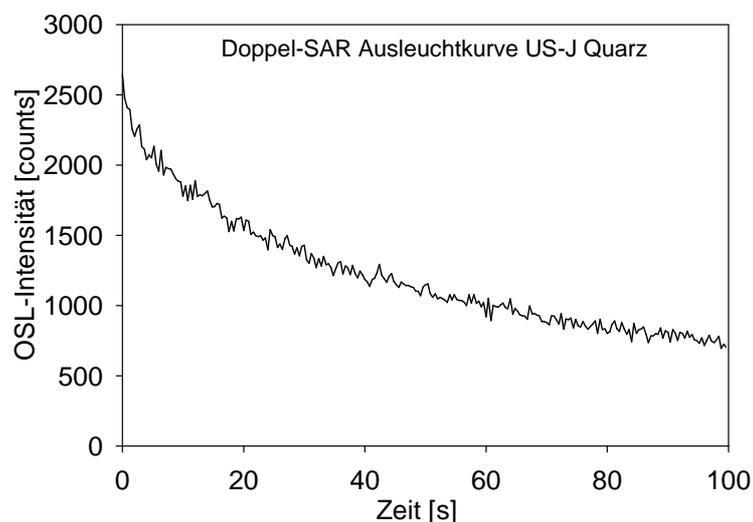


Abb. 5.10: Ausleuchtcurve des blau stimulierten OSL-Signals nach der Detektion des IRSL-Signals (= post-IR-OSL) bei erhöhten Messtemperaturen.

Abb. 5.10 verdeutlicht, dass im Fall der mongolischen Quarze die Anwendung des Doppel-SAR-Protokolls nicht erfolgreich ist. Die Ausleuchtcurve zeigt einen deutlich verlangsamten Signalabfall des post-IR-OSL Signals, der darauf hinweist, dass dieses Signal noch immer polymineralischer Herkunft (Krbetschek et al. 1997), und eine Nutzung für eine Datierung somit nicht zielführend ist. Anders als in den genannten Untersuchungen ergibt sich eine umgekehrte Systematik (Tab. 5.2): Alter OSL < Alter post IR OSL < Alter IRSL. (Diese Systematik zeigt sich auch für die Ergebnisse der im Folgenden beschriebenen Methode der zeitlich aufgelösten OSL.)

5.2.4.2.2 Pulsed OSL

Ein neuer Lösungsweg zur Trennung der mineralspezifischen Lumineszenzsignale wurde von Denby et al. (2006) vorgeschlagen: Die Anwendung der sogenannten „Pulsed OSL“, bei der die Detektion der Lumineszenz-Signale statt über möglichst weit auseinander liegende Wellenlängen über die zeitliche Auflösung der Emission in Signalimpulse von wenigen μs erfolgt. Das Stimulationslicht wird in diskreten Impulsen emittiert und das Lumineszenzsignal zwischen den Pulsen aufgezeichnet.

Bereits von Clark et al. (1997) wurde festgestellt, dass innerhalb dieser „off period“ das Lumineszenzsignal der Feldspäte wesentlich schneller abfällt als das der Quarze (Abb. 5.11).

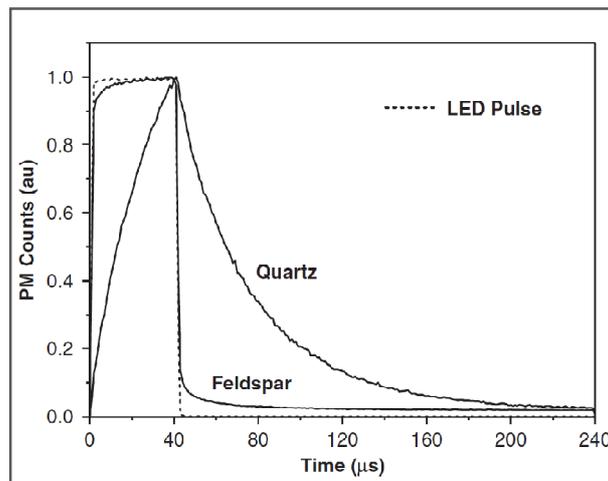


Abb. 5.11: OSL-Signal ($330 \pm 40 \text{ nm}$) von Quarz und Feldspat während und nach dem LED-Stimulationspuls der Wellenlänge $470 \pm 20 \text{ nm}$ (aus: Denby et al. 2006).

Für eine Mischung beider Minerale wurde ein Verfahren entwickelt (Thomsen et al. 2008), welches es ermöglicht, das Signal von Quarzen von dem der Feldspäte innerhalb einer gemischten Probe zu diskriminieren. Hierbei wird durch eine Blende der Signalanteil bis zu einem gewissen Zeitpunkt blockiert - ähnlich der Verschlusszeit in der Fotografie -, und nur der spätere Signalanteil für die Datierung verwendet (=„gating“, Abb. 5.12).

Thomsen et al. (2008) wendeten das Verfahren auf 11 gänzlich unbehandelte Proben aus Russland und Dänemark an, und konnten zeigen, dass 98,4 % des Feldspat-Signals im Vergleich zum Quarz-Signal innerhalb einer polymineralischen Probe entfernt werden konnten. Weitere systematische Studien an einer größeren Probenanzahl unterschiedlicher Genese und Herkunft stehen aus.

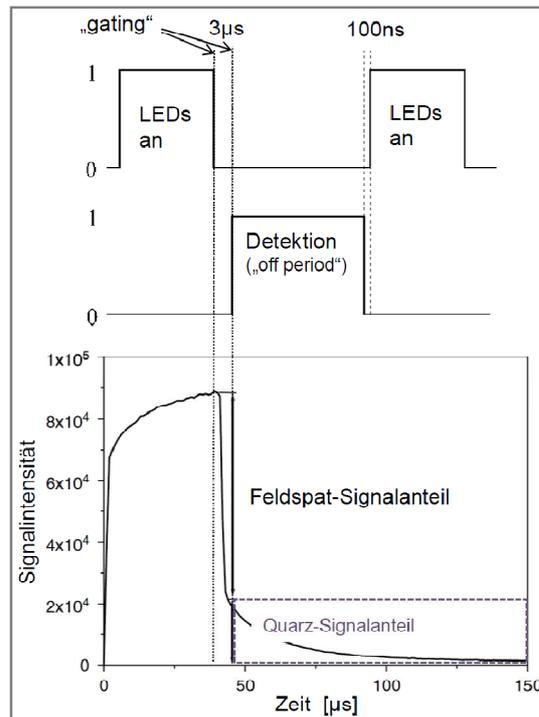


Abb. 5.12: a) Grundprinzip der Pulsed-OSL-Methode, b) Trennung der Feldspat-Signal-Komponenten von der Quarz-Signal-Komponente während der „off-period“ (verändert nach „Guide to the Risø Pulsed OSL attachment“ und Denby et al. 2006).

Für die vorliegende Studie wurde die Probe US-G (aufbereiteter Quarz) durch Dr. K. Thomsen im Risø National Laboratory der Technischen Universität Dänemark, Roskilde, versuchsweise mittels Pulsed OSL gemessen. Abb. 5.13 zeigt eine typische Ausleuchtcurve, normiert auf das erste Signal und zusammengesetzt aus den Detektionen zwischen den Pulsen. Es ist erkennbar, dass sich bei Pulsed-OSL die Kurvenform zugunsten einer quarz-typischen-Form ändert.

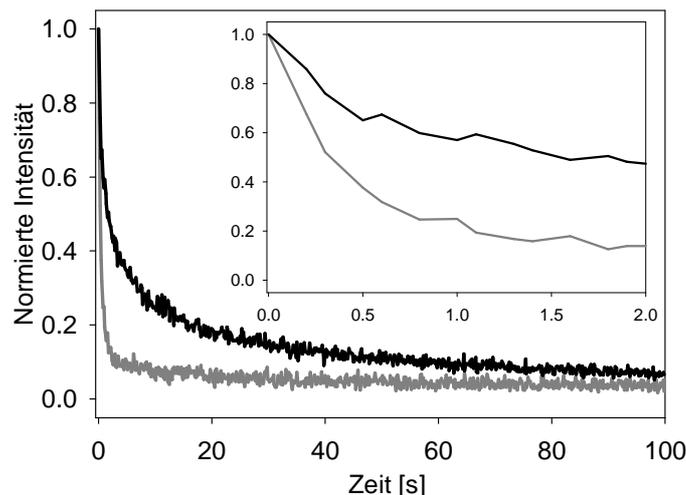


Abb. 5.13: Vergleich der Ausleuchtcurven von Pulsed OSL (grau) und CW-OSL (schwarz) der („Quarz“)-Probe US-G (für die Pulsed-OSL-Ausleuchtcurve werden die Signale zwischen den Stimulationspulsen zu einer Kurve zusammengesetzt). Die Stimulation erfolgte mit Licht der Wellenlänge $470 \pm 20 \text{ nm}$, die Detektion erfolgte im Wellenlängenbereich $330 \pm 40 \text{ nm}$. Beide wurden normiert auf das erste Signal. Die ersten zwei Sekunden sind zusätzlich im Detail dargestellt.

Theoretisch sollte das durch „post-IR pulsed blue stimulation“ ermittelte Quarz-Alter mit dem Alter der (fading-korrigierten) Feldspäte der gleichen Proben übereinstimmen. In der Praxis zeigen sich jedoch erhebliche Unterschiede: Das ermittelte fading-korrigierte Feldspat-Alter liegt bei $13,1 \pm 2,1$ ka (unkorrigiert $10,2 \pm 0,6$ ka) und das mittels Pulsed OSL ermittelte Quarz-Alter bei $8,3 \pm 0,4$ ka.

Tab. 5.2 zeigt einen Vergleich der Altersergebnisse von Quarz und Feldspat mit allen angewandten Messprotokollen. Es zeigt sich, dass das SAR-Alter der kontaminierten Quarze systematisch das niedrigste ist, und durch die Anwendung von Doppel-SAR oder Pulsed-OSL eine Annäherung an das Feldspat-Alter erfolgt. In keinem Fall stimmen die Alter jedoch innerhalb der Fehler überein. Des Weiteren ergibt sich für die Quarz-Alter keine sinnvolle Chronostratigraphie, im Falle der Feldspäte stimmen die Alter der oberen 15 m des Profils innerhalb der Fehler überein, was im Hinblick auf die Genese des Profils (s. Kap. 8.1) nachvollziehbar ist.

Tab. 5.2: Vergleich der mit unterschiedlichen Messmethoden ermittelten Alter der Proben des Profils US.

Probe	Alter IRSL Feldspat	Alter IRSL fading korrigiert	Alter OSL „Quarz“	Alter Post IR OSL „Quarz“	Alter Pulsed OSL „Quarz“
US-A1	9,5 ± 0,9	11,9 ± 1,9			
US-A2	11,7 ± 0,7	15,2 ± 1,4	10,3 ± 0,7	10,6 ± 1,0	
US-B	11,9 ± 0,9	16,6 ± 1,8			
US-C	11,8 ± 0,7	16,5 ± 1,6	7,6 ± 1,1	9,1 ± 0,8	
US-D	11,8 ± 0,7	15,0 ± 1,4			
US-E	12,0 ± 0,7	15,6 ± 2,1	6,7 ± 0,6		
US-F	12,6 ± 0,7	16,0 ± 1,5			
US-G	10,2 ± 0,6	13,1 ± 2,1	5,7 ± 0,5	7,7 ± 0,3	8,3 ± 0,4
US-H	11,2 ± 0,7	16,0 ± 1,5			
US-J	11,3 ± 0,7	14,3 ± 2,1	6,6 ± 0,6	7,2 ± 0,7	
US-K	11,4 ± 0,7	14,4 ± 1,3			
US-M	20,6 ± 1,2	27,1 ± 2,6	11,7 ± 0,8	13,4 ± 1,0	

Ob die beschriebene Systematik, dass die Quarz-Alter systematisch niedriger als die Feldspat-Alter sind – obwohl für letztere aufgrund von fading die geringeren Alter zu erwarten wären – eine Folge der Feldspat-Kontamination ist, lässt sich nicht abschließend klären. Zu vermuten ist, dass z.B. die unterschiedliche Dosisleistung der beiden Minerale dabei eine Rolle spielt.

Eine ähnliche Systematik beschreiben auch Owen et al. (2007) für Sedimente aus einer Nehrung in einer Playa in der Mohave-Wüste, Kalifornien: Die erzielten Feldspat-Alter (Feinkorn-Polymineral) stimmen mit mehreren Alterskontrollen überein, die Quarz-Alter derselben Proben sind halb so groß. Auch Hülle et al. (2009a) konnten bei der Datierung periglaziärer Sedimente

aus dem Taunus diese Tendenz feststellen. Steffen et al. (2009) beobachteten ebenfalls Altersunterschätzungen bei Quarzen aus peruanischen Schwemmfächersedimenten und führen diese auf eine unzureichende initiale Signalkomponente und instabile mittlere Signalkomponente ihrer Proben zurück. Unterschiede im Hinblick auf die Bleichbarkeit von Feldspäten und Quarzen, die die Unterschätzung der Quarz-Alter erklären würden, konnten dabei nicht festgestellt werden.

Zusammenfassend ist festzustellen, dass die beiden methodischen Ansätze Post-IR-OSL und Pulsed OSL nicht zum gewünschten Ergebnis der Trennung der mineralspezifischen Signale geführt haben. Eine systematische Datierung der Quarze kann somit aufgrund der Kontamination mit Plagioklasen nicht erfolgen – die für beide Mineralfraktionen ermittelten Alter stützen dies.

5.3 Die Datierung von Kalifeldspäten als geeignete Alternative

Eine über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg vorhandene Kontamination der Quarze mit Feldspäten wurde eindeutig belegt. Alle Versuche, diese Kontamination durch Variation der Aufbereitung oder Modifikation der Messmethodik zu eliminieren, scheiterten. Da somit die OSL-Datierung von Quarzen keine zuverlässigen Alter liefern kann, ist die Datierung von Kalifeldspäten das Mittel der Wahl, um Chronostratigraphien für die südliche Mongolei zu generieren.

Kalifeldspäte (Orthoklas) gehören ebenso wie Quarze zur Klasse der Silikate als wesentliche gesteinsbildende Minerale. Die chemische Formel von Kalifeldspat ist $K[AlSi_3O_8]$ (Okrusch & Matthes 2010). Abbildung 5.14 zeigt die Lage des Kalifeldspates im Feldspatdreieck sowie die Kristallstruktur.

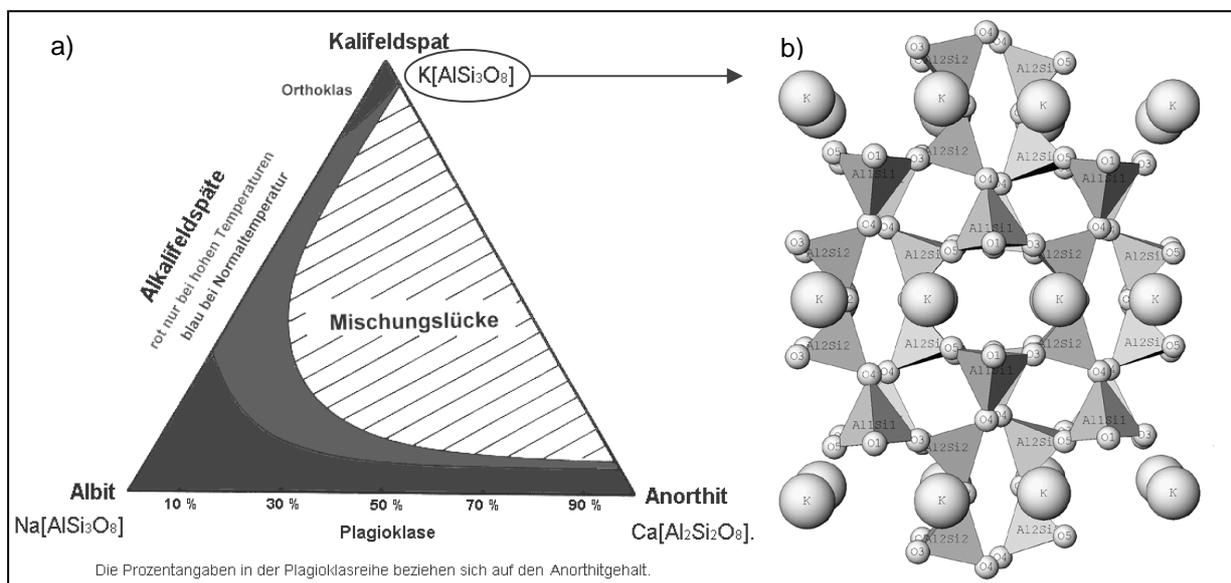


Abb. 5.14: a) Feldspatdreieck (verändert nach Okrusch & Matthes 2010) b) Kristallstruktur eines Kalifeldspats ($KAlSi_3O_8$) (Quelle: <http://staff.aist.go.jp/nomura-k/english/itscgallery-e.htm>, 24.11.2010).

Im Hinblick auf die OSL-Datierung haben Kalifeldspäte einen wesentlichen Nachteil gegenüber den Quarzen: Das Lumineszenzsignal ist aufgrund der in Kap. 5.12 beschriebenen Prozesse (tunneling, localised transition) nicht über geologische Zeiträume stabil. Zudem sind die Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters – trotz der langjährigen Anwendung der Feldspat-Datierung – weniger gut verstanden, als es für Quarze der Fall ist (pers. Mitt. M. Krbetschek, Poolton et al. 2002b)

Andererseits hat die Lumineszenzdatierung von Orthoklas auch Vorteile gegenüber der Datierung von Quarz:

- Die Anzahl der Fallen im Kristallgitter, die mit angeregten Elektronen belegt werden können (=Sättigungsdosis) von Quarz ist allgemein um einige Größenordnungen geringer

als die von Feldspat – somit können für Feldspäte allgemein höhere Altersbereiche datiert werden (Huntley & Lamothe 2001, Wintle 2008).

- Die Lumineszenzintensitäten von Feldspäten sind höher als die von Quarzen, so dass sie sich auch für die Datierung junger Proben eignen (Huntley & Lamothe 2001). Das Signal von jungen Quarz-Proben kann unterhalb der Nachweisempfindlichkeit des Messgerätes liegen, bzw. geringe messbare Signale sind schlecht reproduzierbar.
- Bei Kali-Feldspäten trägt der interne ^{40}K -Gehalt in relativ hohem Maße zur Dosisleistung bei, so dass Unsicherheiten in der externen Dosisleistungsberechnung (z.B. durch Wassergehaltsschwankungen) in geringerem Maße relevant sind als bei Quarzen (Preusser 2003, Wintle 2008).
- Das Ausmaß von unerwünschtem „thermal transfer“ ist für Feldspäte geringer als für Quarze (Huntley & Lamothe 2001).

5.4 Die Messparameter

Die Messungen wurden durchgeführt mit den Geräten TL/OSL-DA 12, TL/OSL-DA 15 und TL/OSL-DA 20 der Firma Risø. Eine Darstellung der Funktionsweise dieser Geräte erfolgt im Anhang C. Im Folgenden wird dargestellt, welche Stimulationswellenlänge, Detektionswellenlänge und Vorheiz-Temperaturen für die Datierung von Feldspäten im Allgemeinen, sowie für Feldspäte aus der Mongolei im Speziellen, als geeignet ermittelt wurden. Diese Ermittlung eines robusten Messprotokolls ist essentiell für die Bestimmung zuverlässiger Lumineszenz-Alter.

5.4.1 Wahl der Stimulationsparameter

Wie in 4.2.2 beschrieben, kann die Stimulation von Kali-Feldspäten mit Licht im sichtbaren Wellenlängenbereich oder mit infrarotem Licht (um 900 nm) erfolgen (Hütt 1988, Spooner 1994, Poolton et al 2002a,b). Für letzteres sind die Lumineszenz-Signalintensitäten hoch, zudem ist die für die Detektion erforderliche Trennung von der Emissionswellenlänge gut möglich. Des Weiteren ist die infrarot stimulierte Lumineszenz im Zuge von Transportprozessen besser bleichbar als andere Stimulationswellenlängen (Aitken 1998). Die Anregung der Grobkorn-Feldspäte erfolgt daher mit IR-Dioden der Wellenlänge 875 ± 80 nm (135 mW/cm²). Quarze, die der Feldspat-Datierungsfraction oftmals noch zu einem gewissen Teil begemischt sind, lassen sich durch diese Wellenlänge nicht anregen, d.h. eine „Kontamination“ der Feldspat-Fraktion durch Quarze ist nicht problematisch. Auch eine mögliche Beimischung von Plagioklasen in der Kali-Feldspat-Fraktion ist nicht problematisch, nach Li et al. (2007) stammt das IRSL-Signal einer Mineralmischung aus Plagioklas und K-Feldspat zu 98% vom Kali-Feldspat.

Die Anregungsenergie in diesem langwelligen Bereich ist theoretisch zu gering, um stabile Fallen zu leeren, daher wird die notwendige Stimulationsenergie durch einen kombinierten thermo-optischen Prozess geliefert. Diese für die Anregung notwendige thermische Unterstützung ist so gering, dass sie bereits bei Raumtemperatur einsetzt (Hütt 1988, Kap. 4.2.2). Um die Signalausbeute zu erhöhen, wird häufig eine Messtemperatur von 50 °C verwendet (Duller & Wintle 1991, Wintle 1997). Poolton et al. (2002a) führen diese Signalverstärkung jedoch darauf zurück, dass mit zunehmenden Temperaturen auch entferntere Rekombinationszentren geleert werden. Um zu gewährleisten, dass bei der optischen Stimulation im Labor dieselben Fallen erreicht werden wie bei der natürlichen Bleichung und somit eine Überschätzung der Äquivalenzdosis zu vermeiden, empfehlen sie eine Messtemperatur, die der Umgebungstemperatur beim Sedimenttransport entspricht.

Exemplarische Tests an den mongolischen Feldspat-Proben zeigten keine Abhängigkeit von der Messtemperatur. So ergibt sich für die Probe US-C aus der 50 °C-Messung eine D_e von $39,4 \pm 2,2$ Gy, für eine Messtemperatur von 20 °C liegt die D_e bei $38,1 \pm 2,1$ Gy ($n=24$), für die Probe ME-S-2 liegt die D_e mit 50 °C Messtemperatur bei $9,4 \pm 0,5$ Gy, für 20 °C bei $9,8 \pm 0,5$ Gy ($n=19$).

Innerhalb der Fehler sind die Ergebnisse der Messungen bei unterschiedlichen Temperaturen gleich.

5.4.2 Emissionseigenschaften und Wahl der Detektionsparameter

Kali-Feldspäte weisen bei infraroter Stimulation ein Emissionsmaximum bei 400-410 nm (blau-violett) und eine deutlich schwächere und thermisch instabilere Emission um 560 nm (gelb-grün) auf (Abb. 5.15). Nebenemissionen liegen bei 280-290 nm (nur bei Labor-Bestrahlung), 320-340 nm (hierbei ist jedoch die Separation von der 410 nm-Emission problematisch) und 600-750 nm (Separation von der Stimulationswellenlänge problematisch) (Aitken 1998, Bøtter-Jensen et al. 2003, Krbetschek et al. 1997, Wintle 1997). Für andere Feldspat-Varietäten wurden weitere Emissionsmaxima festgestellt. Das blau-violette Signal weist eine hohe Intensität und Stabilität sowie geringe Wellenlängenschwankungen auf, so dass dieses für die Datierung gewählt wurde.

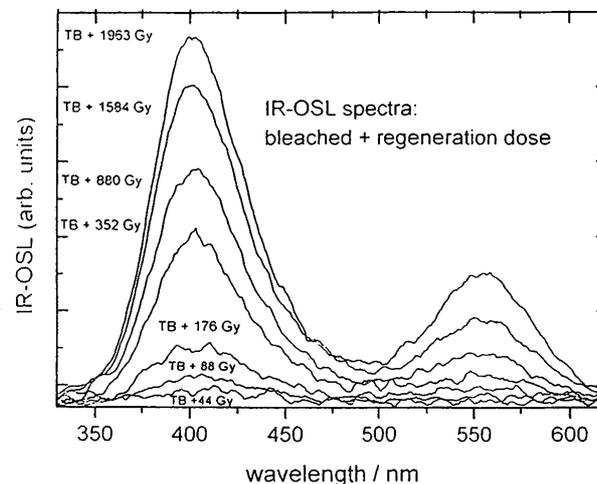


Abb. 5.15: OSL-Emissions-Spektren eines natürlichen Kali-Feldspats nach vollständiger Bleichung und Applizierung verschieden hoher Bestrahlungsdosen (aus: Krbetschek et al. 1997).

Die Detektion des IRSL-Signals erfolgt über einen Photomultiplier, dem ein auswechselbarer Filtersatz vorgeschaltet wird. Die Wahl des Filters erfolgt entsprechend des Emissionsspektrums unter Beachtung einer größtmöglichen Trennung des Detektions- vom Stimulationswellenlängenbereich (Aitken 1998). Für die Detektion der Feldspat-Emissionen um 410 nm wurde ein Interferenzfilter D410 mit einem Transmissionsbereich von 380 bis 440 nm (hergestellt durch die Firma L.O.T. Oriol, Darmstadt) verwendet (Abb. 5.16).

Die Ausleuchtzeit beträgt 300 Sekunden, um ein Abfallen der Ausleuchtcurve bis auf den Messuntergrund zu gewährleisten.

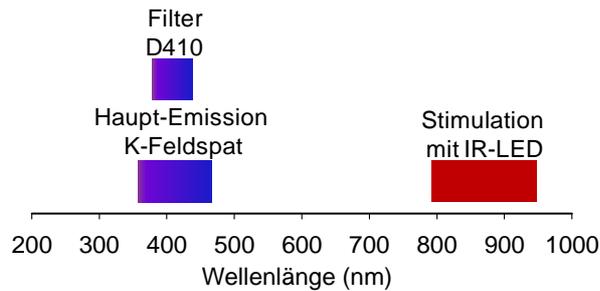


Abb. 5.16: Verwendete Stimulations- und Detektionswellenlängen.

5.4.3 Vorheiz-Tests

Vor der Messung des natürlichen Lumineszenzsignals sowie vor jeder Messung der Regenerierungs- oder Testdosis wird das Aliquot im Messgerät aufgeheizt. Dies geschieht mit einer Rate von 5 °K pro Sekunde auf eine zuvor mit Preheat-Tests optimierte Endtemperatur. Diese wird für 10 Sekunden gehalten. Durch dieses Vorheizen werden instabile Zentren bereits vor der eigentlichen Messung kontrolliert zur Rekombination angeregt und gehen daher nicht in die Lumineszenzmessung ein. Anders als bei Quarzen bezieht sich die Instabilität jedoch nicht auf die Fallentiefe („*thermal instability*“, Aitken 1998), sondern auf den radialen Abstand zwischen Elektronenfälle und Rekombinationszentrum („*tunneling instability*“, Jain & Ankjergaard 2011).

Die bei Quarz und Feldspat unterschiedlichen Prozesse innerhalb des Kristallgitters sind auch bei den Vorheizparametern zu beachten: Anders als für das Quarz-Protokoll vorgeschlagen, empfiehlt es sich für Feldspäte nicht, eine Kombination aus (variablem) Preheat der Regenerationsdosis und (festgelegtem) Cutheat (z.B. 160 °C) zu wählen (Blair et al. (2005). Dies lässt sich damit erklären, dass durch unterschiedliche Vorheiztemperaturen auch unterschiedliche Fallenpopulationen für Regenerations- und Testdosis geleert werden (Poolton et al. 2002a). Jain & Ankjergaard (2011, S. 306) beschreiben den Effekt wie folgt: „The higher the preheat, the greater the volume swept by electrons.“ Eine Sensitivitätskorrektur wäre somit nicht gültig.

Um die optimale Vorheiz-Temperatur für die Messungen zu ermitteln, wurden „*Preheat-Tests*“ durchgeführt, bei denen je vier Aliquots bei unterschiedlichen Vorheiz-Temperaturen gemessen wurden. Einen zusätzlichen Informationsgehalt liefern kombinierte DRT-Preheat-Tests, bei denen die Probe vorher gebleicht (Hönle Solar Simulator SOL2, 400 Watt, 120000 lux) und dann mit einer einheitlichen Dosis bestrahlt wird, die durch die Messung möglichst gut reproduziert werden soll. Mittels einer Auswertung, wie gut die Qualitätskriterien (1) Abweichung von der applizierten Dosis, (2) Recycling Ratio und (3) Recuperation erfüllt werden, kann identifiziert werden, welche Vorheiz-Temperaturen sich am besten eignen.

Die Abbildungen 5.17 und 5.18 stellen die Auswertung beispielhaft anhand der Proben ON-N-I-3 und US-G dar, zum einen als herkömmlicher Preheat-Test, zum anderen als kombinierter DRT-Preheat-Tests. Für die Tests wurde die Vorheiz-Temperatur sowohl der Test- als auch der Regenerationsdosis zwischen 210 °C und 290 °C variiert. Erkennbar ist die grundsätzliche

Systematik, dass bei gleicher Vorheiz-Temperatur von Testdosis und Regenerationsdosis die ermittelte D_e ein Plateau ausbildet. Dies stimmt überein mit Beobachtungen von Blair et al. (2005), Huot & Lamothe (2003) und Li et al. (2007). Murray et al. (2009) berichten, dass für die von Ihnen untersuchten Proben kein Zusammenhang zwischen Vorheiz-Temperaturen und ermittelter D_e sogar über einen Temperaturbereich von 80 bis 320 °C identifizierbar ist, sofern die Vorheiztemperatur für die Testdosis und die Regenerationsdosis gleich ist.

Sind die verwendeten Vorheiz-Temperaturen um 20 °C unterschiedlich, steigt die D_e für die vorliegenden Proben aus den genannten Gründen systematisch an. Auch die recycling ratio und recuperation zeigen eine Abhängigkeit davon, ob die Vorheiztemperaturen gleich oder unterschiedlich sind. Für gleiche Vorheiztemperaturen ist die recuperation zwar etwas höher, aber im vertretbaren Bereich, andererseits ist die recycling ratio für diese Kombination besser.

Werden alle Faktoren zusammengefasst, ist erkennbar, dass eine Vorheiz-Temperatur von 270 °C sowohl für die Testdosis als auch die Regenerationsdosis gute Ergebnisse für die Messungen liefert. Dies stimmt überein mit Empfehlungen von Preusser (2003) und Wallinga et al. (2000b). Die Ergebnisse der Vorheiz-Tests zeigen, dass auch eine Kombination 250/250 °C geeignet gewesen wäre – diese wird von z.B. Buylaert et al. (2008), Murray et al. (2009) standardmäßig verwendet. Im Hinblick auf die in Kap. 4.2.2 beschriebenen Prozesse ist eine höhere Temperatur jedoch vorteilhaft, um einen möglichst großen Anteil instabiler (d.h. von anomalous fading betroffenen) Signalkomponenten durch das Vorheizen zu beseitigen. So schreiben Jain & Ankjergaard (2011, S. 302): „In general, the higher the preheat temperature the more stable the signal because of an increase in the mean donor-acceptor distance...“

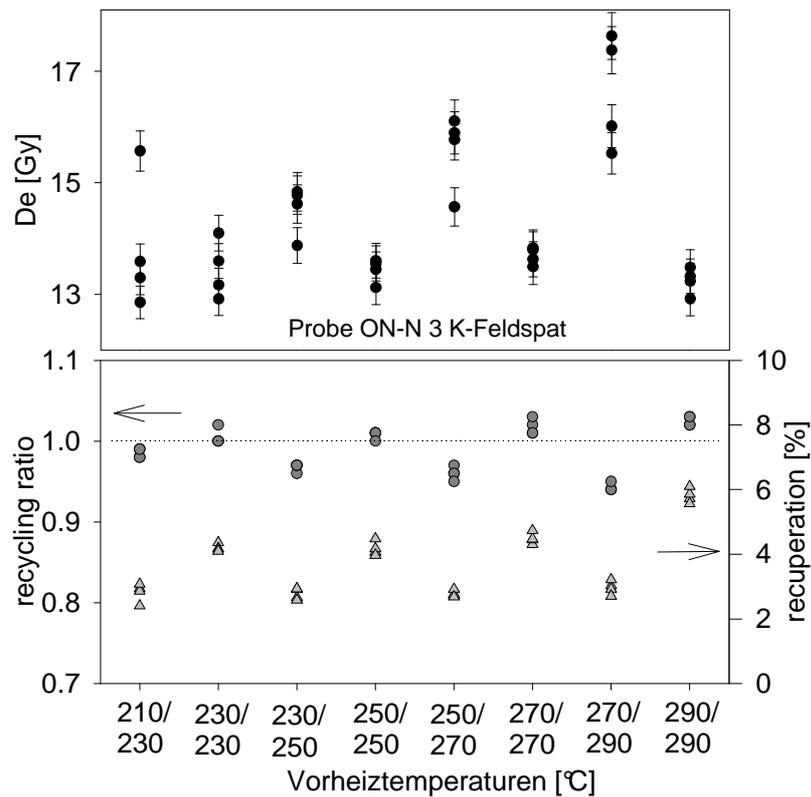


Abb. 5.17: Graphische Auswertung des Preheat-Tests der Probe ON-N-3. Graue Punkte im unteren Diagrammteil beziehen sich auf die recycling ratio, graue Dreiecke auf die recuperation.

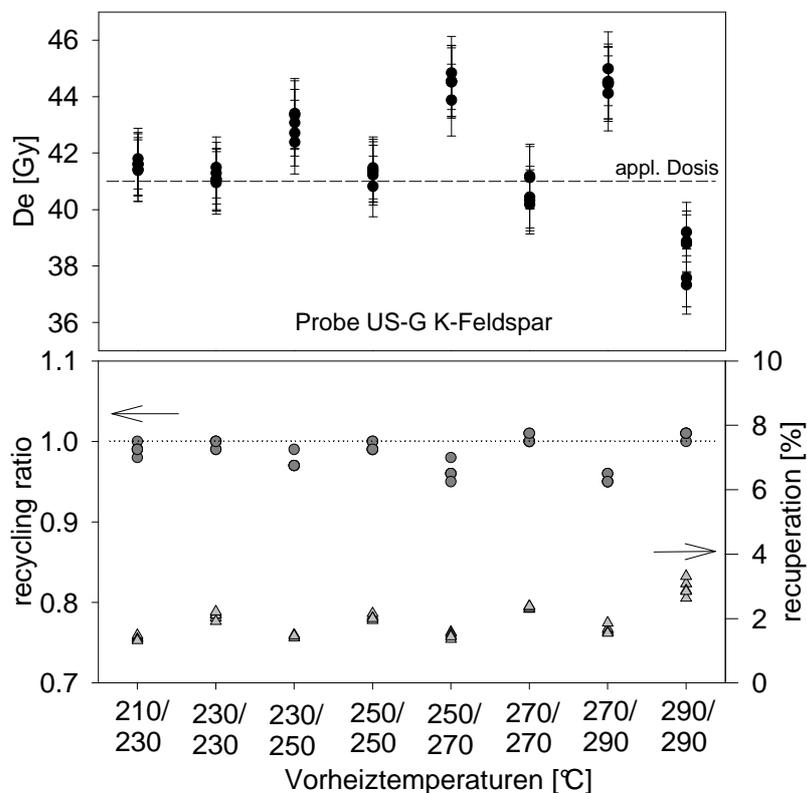


Abb. 5.18: Graphische Auswertung des kombinierten DRT-Preheat-Tests der Probe ON-N-3. Graue Punkte im unteren Diagrammteil beziehen sich auf die recycling ratio, graue Dreiecke auf die recuperation.

5.5 Dose Recovery Tests

Für jeweils mindestens eine Probe aus jedem Profil wurde ein exemplarischer Dose Recovery Test (DRT) durchgeführt. Dieser zeigt, welche Lumineszenzeigenschaften das Material aufweist, wenn eine optimale Bleichung unter Laborbedingungen sowie eine homogene Dosimetrie vorausgesetzt werden kann (Wallinga et al. 2000a, Bøtter-Jensen et al. 2003).

Für die untersuchten Proben wurde eine mit der Äquivalenzdosis-Messung vergleichbare Anzahl an Aliquots mind. 16 Stunden mit einer Intensität von 950 W/m^2 gebleicht (*Hönle SOL2*, 400 Watt, 120000 lux), was etwa dem 4-5fachen der durchschnittlichen Intensität des Sonnenlichts in der Mongolei entspricht. Zusätzlich erfolgt im Anschluss ein zusätzliches Ausleuchten des IRSL-Signals für 300 s, um eine vollständige Signalarückstellung zu gewährleisten. Im Anschluss wird eine Labordosis, die der Höhe der in Testmessungen ermittelten natürlichen Dosis entspricht, appliziert, bevor eine Äquivalenzdosisbestimmung nach dem SAR-Protokoll erfolgt.

Zwei wesentliche Informationen lassen sich aus DRT ableiten: Zum einen gibt die Streuung der Äquivalenzdosiswerte nach vollständiger Bleichung und Bestrahlung unter Laborbedingungen Aufschluss über die interne, probenspezifische Streuung und den instrumentellen Fehler. Es lässt sich also bestimmen, welche Mindeststreuung für die Probe anzunehmen ist. Die relative Standardabweichung (als Maß für Streuung) liegt bei den durchgeführten DRT zwischen 1,2 % (Proben AD-2, HAR-I-a-4) und 5,4 % (Probe ME-S-2), das arithmetische Mittel beträgt 2,7 %. Ein Vergleich mit der individuellen Streuung der unter natürlichen Bedingungen gebleichten und über geologische Zeiträume bestrahlten Proben lässt somit Rückschlüsse auf prä- und postsedimentäre Prozesse zu, welche eine zusätzliche externe Streuung zur Folge haben.

Zum anderen erlaubt der DRT Rückschlüsse auf die Güte des ermittelten Messprotokolls (Murray & Wintle 2003). Ein optimales Messprotokoll müsste in der Lage sein, die applizierte Labordosis exakt zu reproduzieren. Ein Maß hierfür ist der Quotient aus der applizierten und der gemessenen Dosis, dieser ist im Idealfall 1. Für die 12 durchgeführten DRT liegt der Quotient zwischen 0,92 (US-B) und 1,13 (HAR-II-3), der Mittelwert beträgt 1,028 (Abb. 5.19, Tab. 5.3).

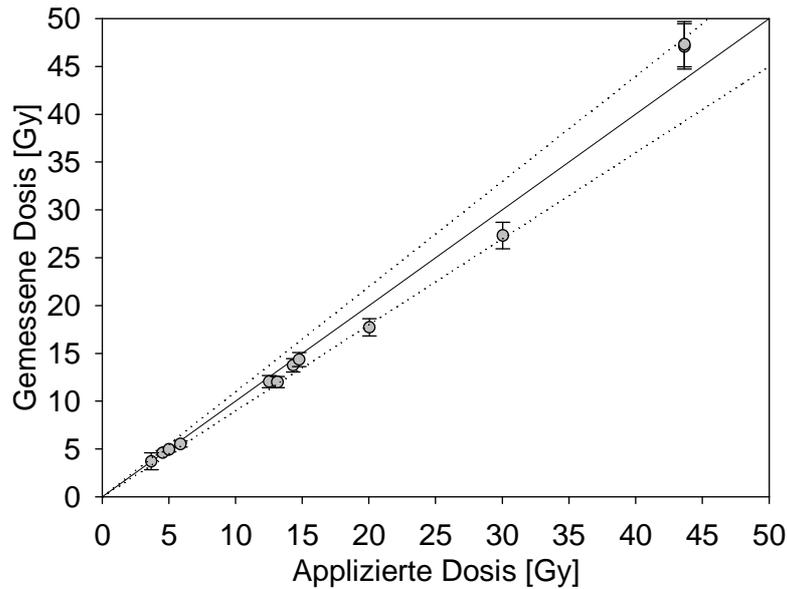


Abb. 5.19: Graphische Auswertung der Dose Recovery Tests. Die vertikale Linie gibt ein Verhältnis zwischen applizierter und gemessener Dosis von 1:1 an, die gepunkteten Linien markieren die Grenze der Abweichung von 10% (1:1,1 und 1:0,9).

Die mittlere Abweichung der gemessenen von der applizierten Dosis liegt bei 5,7 % Über- bzw. Unterschätzung. Die geringsten Abweichungen der gemessenen von der applizierten Dosis sind für die kleinsten der Bestrahlungsdosen erkennbar (AD-2, BT-2, ME-R-5 mit je 4-5 Gy). Ein systematischer Zusammenhang zwischen Reproduzierbarkeit und Größe der applizierten Dosis ist jedoch nicht erkennbar. So ist z.B. für die Proben US-B und US-H eine *Überschätzung* der Bestrahlungsdosis von je 44 Gy um 7-8 % erkennbar, für die Proben KG-E1 (28 Gy) und BT-F-1 (30 Gy) eine *Unterschätzung* um 4 und 10 %.

Insgesamt deuten die Ergebnisse der DRT darauf hin, dass die gewählten Messparameter (Vorheiztemperatur, Messtemperatur, Testdosis usw.) hinreichend geeignet sind, um eine definierte Äquivalenzdosis innerhalb einer Abweichung von durchschnittlich 6 % nach oben oder unten zu ermitteln. Dennoch sollte nicht vergessen werden, dass diese Abweichung letztendlich auch zu einer verminderten Präzision der generierten Altersdaten beitragen kann.

Tab 5.3: Ergebnisse der Auswertung der DRT (Proben, die mit dem post-IR-IR290°C-Protokoll gemessen wurden, werden an anderer Stelle gesondert behandelt). Angegeben ist der Quotient aus applizierter und gemessener Dosis, die Abweichung der gemessenen Dosis von der applizierten Dosis in %, die Labordosis in Gy, die Anzahl *n* der gemessenen Aliquots sowie die relative Standardabweichung (RSD) der ermittelten Äquivalenzdosisverteilung.

Probe	Quotient appl./gem.	Abweichung [%]	appl. Dosis [Gy]	n	RSD
AD2	0,984	1,6	4,5	12	1,2
BT2	1,014	1,4	5	24	4,6
BT-F1	1,099	9,9	30	24	3,2
HAR III-1	1,029	2,9	15	12	2,6
HAR-II-3	1,13	13	20	12	2,3
HAR-I-a-4	1,063	6,3	6	12	1,2
ME-R5	0,993	0,7	4	12	2,8
ME-S2	1,039	3,9	12,5	20	5,4
KG-E1	1,04	4	28	24	2,8
ON-N3	1,095	9,5	13	24	3,1
US-B	0,922	7,8	44	24	1,3
US-H	0,927	7,3	44	21	2,1
Arithm. Mittel	1,028	5,7			2,7

5.6 Fehler der Einzel-Äquivalenzdosis.

Jeder einzelne, an einem einzigen Aliquot mittels SAR-Protokoll bestimmte D_c -Wert weist einen Fehlerbereich auf. Dieser wird bei der Auswertung der Messung mit dem Programm „Analyst“ (Duller 2005) angegeben. Ursachen für diese Unsicherheit bei der Bestimmung einer einzelnen Äquivalenzdosis sind

- Instrumentelle Fehler: Die Reproduzierbarkeit der Ergebnisse kann beeinflusst werden durch leichte Variationen der Ausleuchtstärke und der Vorheiztemperatur sowie durch Inhomogenitäten der bestrahlenden Beta-Quelle (Duller 2007, Thomsen et al. 2005). Der instrumentelle Fehler wurde für Multi-Grain-Aliquots durch verschiedene Autoren (Armitage et al. 2000, Rodnight 2006, Galbraith et al. 2005) auf $\varnothing 1,5$ % bestimmt und wird in dieser Größenordnung auch in dieser Arbeit für die Auswertung mit der Software Analyst verwendet.
- Unsicherheiten der „Counting statistics“: Für Proben mit geringer Signalstärke ist die Unterscheidung zwischen Messuntergrund und OSL-Signal schwieriger als für hell leuchtende Proben, somit ist der Fehler für erstere größer (Duller 2007). Dieses Problem

ist in der vorliegenden Arbeit weniger relevant, da Feldspäte generell eine recht gute Signalausbeute aufweisen.

- Fehler durch Nichtlinearität der Wachstumskurve (Abb. 5.20): Die Form der Aufbaukurve hat Einfluss auf den Fehler der abzuleitenden Äquivalenzdosis. Liegt das gemessene natürliche Lumineszenzsignal, welches mit einem bestimmten Fehler gemessen wurde, im linearen Bereich einer Aufbaukurve (a), ergibt sich aus der Übertragung auf die y-Achse ein äquivalenter Fehler für die zu bestimmende D_e (a'). Liegt das natürliche Signal jedoch in einem Bereich mit z.B. exponentiellem Kurvenfitting (b), ergibt sich ein proportional größerer Fehler (b') (Murray & Funder 2003).

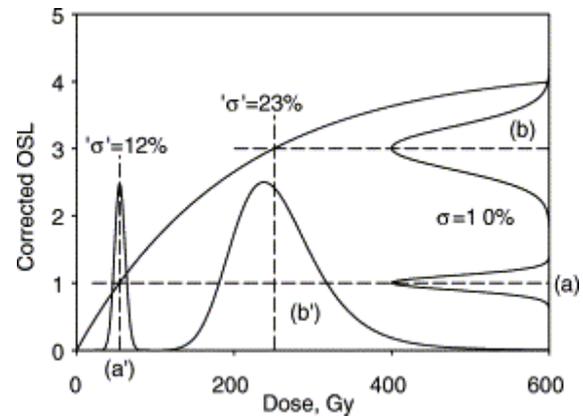


Abb. 5.20: Einfluss eines nichtlinearen Kurvenfittings auf den Fehlerbereich einer gemessenen Äquivalenzdosis. (Murray & Funder 2003)

5.7 Streuung der Äquivalenzdosiswerte

Wie in 4.4 beschrieben, erlaubt das SAR-Protokoll eine effiziente Bestimmung von mehreren individuellen Äquivalenzdosiswerten einer Probe innerhalb einer Messsequenz. So ergeben sich in dieser Arbeit je Probe durchschnittlich 20 an 2 mm-Aliquots ermittelte D_e -Werte mit individuellen Fehlerbereichen. Für die Gesamtheit der Werte ergibt sich eine Streuung, die auf folgende Faktoren zurückzuführen ist (Lomax 2009):

- Interne Streuung: Die probeninhärente Streuung wird hervorgerufen durch die unterschiedlichen Lumineszenzeigenschaften von Teilproben. Jedes gemessene Aliquot besitzt potentiell andere Charakteristika hinsichtlich Sättigung, Fading, Recuperation, Sensitivitätsänderungen o.ä. So gelten zwar für die beiden letzteren Kriterien die in Kap. 4.4 genannten Grenzwerte (die in der vorliegenden Studie fast nie überschritten wurden), innerhalb dieser Grenzen bleibt jedoch eine gewisse Verschiedenheit der Materialeigenschaften. Für die bearbeiteten Proben dürfte v.a. Fading einen relevanten Faktor für Streuung darstellen, die in Kap. 5.12.1 beschriebenen Fading-Tests zeigten eine vergleichsweise hohe Streuung von Signalverlusten innerhalb einer Probe.
- Externe Streuung: Ursachen für eine externe Streuung sind prä- und postsedimentäre Prozesse. Breite Verteilungen sind zurückzuführen auf eine unzureichende Bleichung während des Sedimenttransports oder auf nachträgliche Durchmischung des Sedimentkörpers durch Pedoturbation, Tiere oder

Durchwurzelung. Des Weiteren kann eine heterogene Verteilung der Radionuklide im Sediment zu mikrodosimetrischen Variationen innerhalb einer Probe führen.

- Streuung durch Instrumentelle Abweichungen: Die in Kap. 5.6 beschriebenen instrumentellen Variationen führen nicht nur zu individuellen Fehlerbereichen, sondern auch zu einer gewissen Varianz innerhalb der Gesamtheit der gemessenen Daten.

5.8 Statistische Modelle zur Äquivalenzdosisbestimmung

Um aus einer Vielzahl von Daten eine einzige, belastbare, mittlere Äquivalenzdosis mit Fehlerbereich ermitteln zu können, die in die Altersberechnung eingeht, bieten sich verschiedene inferenzstatistische Ansätze an. Welcher der geeignete ist, hängt von der Verteilung der D_e -Werte und von der Varianz der Fehler ab.

Mittelwerte, die den individuellen Fehler eines D_e -wertes nicht berücksichtigen – z.B. arithmetisches Mittel oder Median – sind nur geeignet, wenn sowohl die D_e -Werte als auch die relativen Fehler kaum streuen. Dies ist eher für „große“ Aliquots (z.B. 8 mm-Aliquots mit >1000 Körnern) bzw. Feinkornproben der Fall, bei denen das Lumineszenzsignal einer jeden Einzelmessung aus nivellierten OSL-Signalen aufgrund der Vielzahl an Einzelkörnern besteht. Das arithmetische Mittel ist zudem nur anwendbar, wenn die Werte symmetrisch und unimodal verteilt sind.

Für Datierungen, die auf Messungen von „kleinen Aliquots“ (1-2 mm Durchmesser der Einzelkornlage) beruhen, ist von einer größeren Varianz der Einzelergebnisse und der Fehler auszugehen (Olley et al. 1998, Duller 2008). Diese ist darauf zurückzuführen, dass in natürlichen Sedimenten nur 5-10 % der Körner zu 90-95 % des Lumineszenzsignals beitragen (z.B. Jacobs et al. 2003, Rodnight 2006), kleine Aliquots also ein weniger nivelliertes Signal aufweisen.

Um der größeren Streuung von Fehlern Rechnung zu tragen, schlugen Galbraith et al. (1999) das „*common age model*“ vor. Dieses Modell beruht auf dem gewichteten geometrischen Mittel (= exponentiertes arithmetisches Mittel der logarithmischen Werte). Der Vorteil der Verwendung von logarithmierten Werten ist, dass die Fehler als relative Fehler in das Modell eingehen, welches die Fehlerwichtung unabhängig von der Größe der D_e macht (Galbraith 2003). (Erfolgt die Fehlerwichtung mit absoluten Standardfehlern, erlangen höhere D_e -Werte mit ihren größeren Fehlerwerten eine andere Wertigkeit als niedrigere Werte.)

Das *common age model* wird angewendet, wenn die Daten homogen verteilt sind, d.h. ausschließlich die interne Streuung und die instrumentellen Fehler eine Streuung der Ergebnisse verursachen (diese Streuung lässt sich z.B. auch in Dose Recovery Tests ermitteln). In einem homogenen Datensatz liegen 95 % der Werte innerhalb des 2σ -Bereichs. Ob ein Datensatz homogen ist oder nicht, lässt sich z.B. durch die Berechnung eines „*overdispersion-values*“ (σ_{OD} ,

Streufaktor) nach Galbraith et al. (1999) überprüfen. Dieser Wert ist das Ergebnis der Subtraktion der zwangsläufigen internen und instrumentellen Streuung von der tatsächlich gemessenen Streuung, und ist für einen homogenen Datensatz 0.

Homogene Datensätze sind aufgrund der genannten, durch externe Faktoren bedingten, Streuung in natürlichen Sedimenten eher die Ausnahme. Für die Mehrzahl aller Proben empfiehlt sich daher die Anwendung des „*central age models*“ nach Galbraith et al. (1999). Dieses Modell beruht auf der Berechnung der overdispersion σ_{OD} , die gemeinsam mit den individuellen relativen Fehlern in die Wichtung des geometrischen Mittels eingeht. Ist die overdispersion 0, ist das central age model mit dem common age model identisch. Die Vorteile dieses Modells gegenüber herkömmlichen Mittelwertbildungen ist, dass eine Wichtung über Fehler erfolgt (und zwar relative statt absolute), dass eine log-normale Verteilung der Werte berücksichtigt wird, und dass die overdispersion als Maß für die externe Streuung für verschiedene Datensätze vergleichbar ist. Die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Äquivalenzdosiswerte – mit Ausnahme der unzureichend gebleichten Proben (Kap. 5.10) – wurden mit dem central-age-Model berechnet.

5.9 Die Bestimmung des Äquivalenzdosis-Fehlers

Der Fehler der in der vorliegenden Arbeit mit dem Central age model ermittelten Äquivalenzdosiswerte setzt sich aus den beschriebenen Faktoren Fehler der Einzel-Äquivalenzdosis und Streuung der Äquivalenzdosis-Population zusammen. Er berechnet sich aus dem 1- σ -Standardfehler und einem systematischen Fehler von 5% (Aitken 1985, Duller 2007, Hilgers 2006).

Der relative Fehler der ermittelten Äquivalenzdosis (ohne Korrektur des aufgetretenen optical cross-talks, Kap. 5.13, und des „anomalous fading“, Kap. 5.12) liegt für alle untersuchten Proben zwischen 4 und 8%, einzige Ausnahme ist die Probe AD-1 (13% relativer Fehler) aufgrund geringerer Reproduzierbarkeit.

5.10 Identifikation von unvollständiger Bleichung und statistische Modelle zur D_e -Korrektur

Das Central age model ist nach Galbraith et al. (1999) nur für gut gebleichte Proben anzuwenden. Inwiefern unvollständige Bleichung für die untersuchten Proben festgestellt werden kann, und welche statistischen Modelle auf solche Verteilungen angewandt werden können, wird im Folgenden dargestellt.

Die vollständige Nullstellung des Lumineszenzsignals während des Sedimenttransports ist eine der wesentlichen Grundvoraussetzungen der Datierung. Reichen Dauer und Intensität der Belichtung nicht aus, das Lumineszenzsignal aller Sedimentkörner vollständig rückzustellen, spricht man von „unvollständiger Bleichung“. Diese hat zur Folge, dass die Probe eine Residual-Äquivalenzdosis besitzt, welche zusätzlich zu der nach dem Transport akkumulierten Dosis gemessen wird. Folge ist die Überschätzung des tatsächlichen Sedimentationsalters (z.B. Fuchs & Lang 2009, Olley et al. 1998).

Das Ausmaß der Bleichung ist vom Transportprozess abhängig. Für äolische Sedimente wie Dünenande ist am ehesten von vollständiger Bleichung auszugehen, wie zahlreiche Studien zeigen konnten (z.B. Huntley et al. 1985, Stokes 1992, Olley et al. 1998, Hilgers et al. 2001).

In der vorliegenden Studie wurde die grundsätzliche Bleichbarkeit der äolischen Proben getestet (Bailey et al. 2003), indem an vier Standorten Oberflächenproben von Dünen entnommen wurden. Diese rezenten Proben weisen D_e -Werte von $0,24 \pm 0,03$ Gy (ME-R), $0,47 \pm 0,04$ Gy (SAL), $0,53 \pm 0,18$ Gy (US) und $0,66 \pm 0,16$ Gy (NUG) auf. Diese entsprechen einem Residual-Alter von 70 bis 150 Jahren. Alle einzelnen D_e -Werte ($n=12$) jeder Probe sind signifikant von 0 unterscheidbar. Diese Ergebnisse weisen darauf hin, dass die mongolischen Feldspäte ein unbleichbares Restsignal enthalten. Dieses ist jedoch so gering, dass es im Hinblick auf die Größenordnung der zu bestimmenden Alter und methodische Unsicherheiten (z.B. fading) nicht ins Gewicht fällt. (Zur Residual-Dosis des post-IR-IR-Signals siehe Kap. 5.12.2.2)

Für kolluviale und fluviale Ablagerungen kann nicht a priori vollständige Bleichung während des Transports angenommen werden (Fuchs & Lang 2009, Rittenour 2008). Zwar handelt es sich bei den vorliegenden Proben vorwiegend um äolische Proben, jedoch kann für einige (z.B. im Arbeitsgebiet Orchon-Tal, Kap. 7.4) die nachträgliche kolluviale/alluviale oder fluviale Verlagerung nicht ausgeschlossen werden.

Die Identifikation unvollständiger Bleichung beruht für Feldspäte im Wesentlichen auf der Analyse der Äquivalenzdosisverteilungen: „Tight, symmetrical dose distributions obtained on small aliquots (ultimately consisting of a single grain) provide the best indication that the sample is homogeneously bleached“ (Wallinga 2002, S. 17). Für unvollständig gebleichte Sedimente wird hingegen davon ausgegangen, dass sich die in unterschiedlichem Maße gebleichten Sedimentanteile in verschiedenen D_e -Populationen äußern, deren geringste Werte die Körner repräsentieren, die am besten gebleicht wurden (Murray et al 1995). Fuchs & Wagner (2003)

sowie Fuchs et al. (2007) haben gezeigt, dass eine unvollständig gebleichte Probe jedoch auch normalverteilt sein kann. Damit kann eine unzureichende Rückstellung des Lumineszenzsignals einer Probe vor der Ablagerung unentdeckt bleiben, die Analyse der Dosisverteilungen allein ist kein zuverlässiges Kriterium zur Identifikation von unvollständiger Bleichung.

Andere Identifikationsmerkmale schlechter Bleichung, wie sie für Quarze verfügbar sind, greifen jedoch für Feldspäte nicht: So ist ein ansteigender $D_e(t)$ -plot, wie bei Singarayer et al. (2005) beschrieben, im Falle der Feldspäte ein Merkmal abnehmender fading-Raten für spätere Signalintegrale (Kap. 5.12.2.1), das Konzept der unterschiedlich schnell bleichbaren Signalanteile trifft hier nicht zu. Aus ähnlichen Gründen ist auch die Analyse dieser Signalkomponenten, z.B. durch „*Linearly modulated OSL*“ (Bulur 1996, Bulur et al. 2000) nicht zielführend.

Deutet die Verteilung individueller Äquivalenzdosiswerte mit einer Streuung, die die des DRT weit übertrifft, und einer Überbetonung kleiner D_e -Werte (positiv schiefe Verteilung) auf schlechte Bleichung hin, stehen verschiedene Modelle zur Bestimmung der „wahren“ D_e zur Verfügung: Olley et al. (1998) schlagen die Verwendung der untersten 5 % der D_e -Werte vor, Fuchs & Lang (2001) empfehlen die Verwendung niedriger D_e -Werte bis zum Erreichen einer definierten Standardabweichung. Auf ähnlichen Annahmen beruht das „*Minimum Age Model*“ (Galbraith & Laslett 1993, Galbraith et al. 1999), welches die durchschnittliche D_e der vollständig gebleichten Sedimentanteile anhand einer „gestutzten“ (= rechtsseitig abgeschnittenen) logarithmischen Normal-Verteilung bestimmt. Wie Rodnight et al. (2006) zeigen konnten, tendieren diese Modelle für kleine Aliquots jedoch dazu, einzelne Ausreißerwerte mit sehr geringen D_e -Werten überzubetonen.

In der vorliegenden Arbeit wird daher das Finite Mixture Model nach Galbraith & Green (1990) auf potentiell schlecht gebleichte Proben angewendet. Dieses Modell dient dazu, verschiedene diskrete Populationen innerhalb einer Verteilung zu identifizieren. Jede dieser Populationen kann durch das Central-Age-Model beschrieben werden, deren overdispersion mit der einer gut gebleichten Probe vergleichbar ist. Als solcher wurde der Wert 10 % verwendet, der im Mittel für alle Proben im Arbeitsgebiet zutrifft. Neben der Anzahl der Populationen und der jeweiligen mittleren D_e ermittelt das Modell den Anteil der Aliquots, die der jeweiligen Population angehören. Diese Informationen erlauben wesentliche Einblicke in prä- und postsedimentäre Prozesse. Wie Rodnight (2006, 2008) zeigen, ist das Modell daher geeignet, die untere – und somit die am besten gebleichte – *signifikante* Population für eine D_e -Verteilung einer ungleichmäßig gebleichten Probe zu identifizieren. Einzelne untere Ausreißerwerte ergeben zwar eine individuelle Population, ihr Anteil an der Gesamtpopulation beträgt jedoch nur einige Prozent. Rodnight (2008) gibt als unteren Grenzwert für eine signifikante Population 10 % der Werte der Gesamtverteilung an. Diese Angabe wurde für die potentiell schlecht gebleichten Proben im Arbeitsgebiet übernommen.

Durchgeführt wird die Analyse mit den Programmen TINN R und RGui (Version 2006), programmiert durch Rex Galbraith auf Grundlage der Formeln und Algorithmen in Galbraith et al. (1988, 2005).

Ein wesentlicher Kritikpunkt an der beschriebenen Vorgehensweise ist der, dass auch ein 1-2 mm-Aliquot eine Mischung mehrerer Sedimentkörner darstellt. Arnold & Roberts (2009) testeten das Finite-Mixture-Model an D_e -Verteilungen von „synthetischen“ Multiple-Grain-Aliquots, die sie aus Einzelkorndaten generierten. Dabei konnte gezeigt werden, dass das Modell Populationen angibt, die als Einzelkörner mit definierten Bestrahlungsdosen gar nicht beigemischt wurden („phantom dose components“). Diese Äquivalenzdosiswerte resultieren aus der Nivellierung des Signals der unterschiedlich bestrahlten Körner auf einem Aliquot, selbst wenn dieses nur aus einigen wenigen „leuchtenden“ Körner besteht.

Einzelkornmessungen von Feldspäten waren mit der für die vorliegende Studie vorhandenen Messtechnik jedoch nicht möglich. Unter der Annahme, dass bei 1-2 mm Aliquots nur 5-10% der 200-400 Körner zum Lumineszenzsignals beitragen (z.B. Jacobs et al. 2003, Rodnight et al. 2006), stellt die Analyse der Single-Aliquot-Daten jedoch eine Annäherung an hochaufgelöste Single-Grain-Daten dar. Rodnight et al. (2006) und Tooth et al. (2007) konnten zeigen, dass dieses Vorgehen für die von ihnen untersuchten Proben gut reproduzierbare Daten und Übereinstimmung mit unabhängig datierten Altern zeigt. Rodnight (2008) weist jedoch darauf hin, dass für eine zuverlässige Anwendung des Finite-Mixture-Modells die Ergebnisse von mind. 50 Aliquots in das Modell eingehen sollten. Die Messung einer solch hohen Aliquot-Zahl war im Hinblick auf die Probenzahl und die erhöhte Messzeit für Feldspäte aufgrund von fading-Messungen für die vorliegende Untersuchung nicht systematisch durchführbar.

Im Hinblick darauf, dass auch kleine D_e -Werte innerhalb einer Verteilung nicht zwingend auf vollständiger Bleichung beruhen müssen, sondern ein nur teilweise rückgestelltes Signal repräsentieren können, kann die beschriebene Vorgehensweise lediglich eine Annäherung an das wahre Sedimentationsalter darstellen. Ohne eine unabhängige Alterskontrolle kann keine Verifizierung erfolgen.

5.11 Graphische Darstellung der Äquivalenzdosis-Datensätze

Die am weitesten verbreiteten Darstellungsweisen von Äquivalenzdosis- oder Altersverteilungen in OSL-Datierungsstudien sind Histogramme, Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen und „Radial plots“. Abb. 5.21 vergleicht diese drei Darstellungen und zeigt den Einfluss unterschiedlicher Fehlerbreiten.

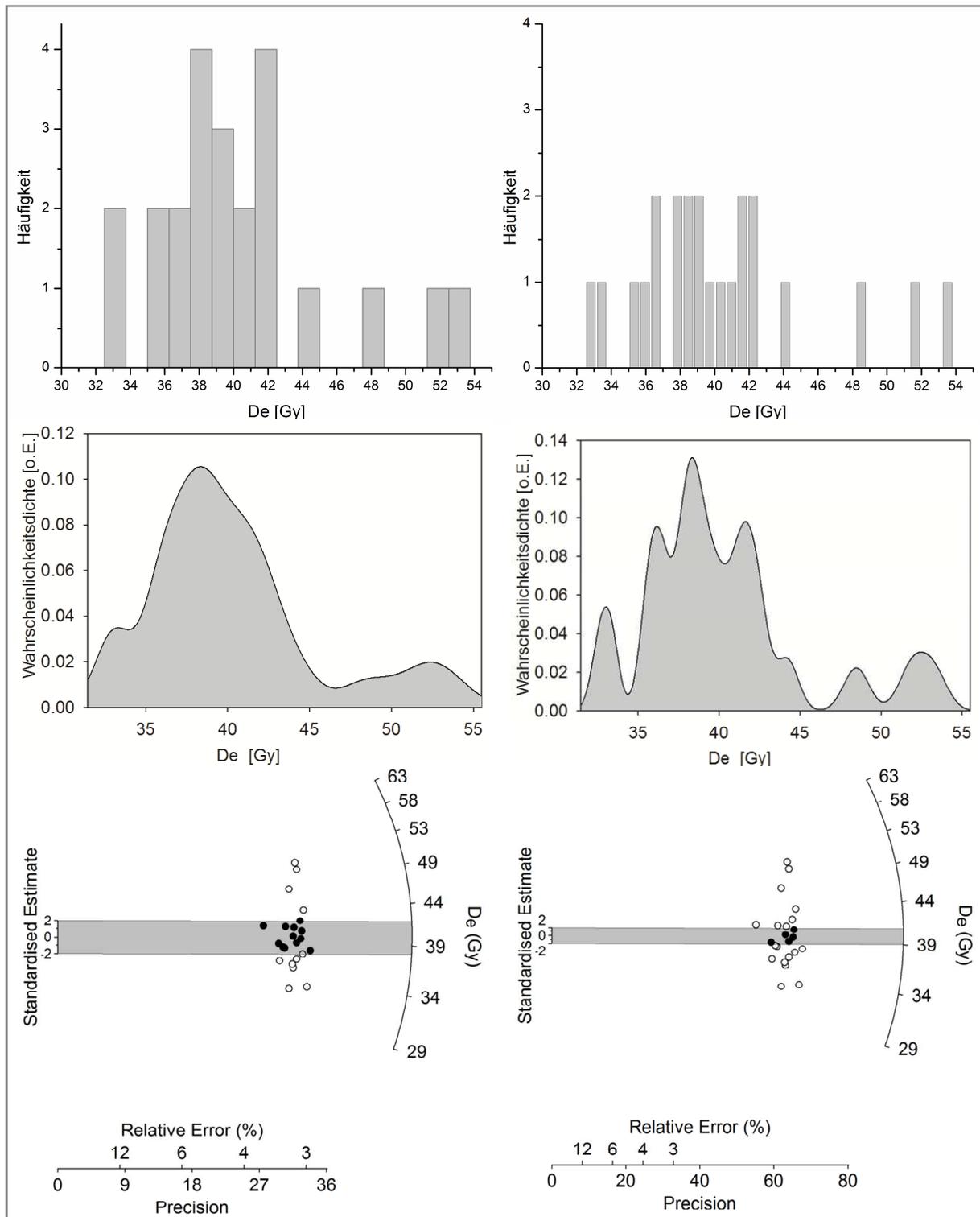


Abb. 5.21: Vergleich dreier graphischer Darstellungsweisen identischer Äquivalenzdosisverteilungen (Probe US-B, $n=24$): a) Histogramm (die Klassenbreite wurde aus dem Median der D_e -Fehler bestimmt), b) Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion c) Radial plot. Auf der linken Seite sind die individuellen Fehler doppelt so groß wie auf der rechten Seite.

- Histogramme wurden vor allem in früheren Untersuchungen verwendet. Sie haben den Vorteil, dass sie vergleichsweise einfach zu erstellen und zu verstehen sind. Generelle Trends in den Verteilungen (z.B. Schiefe, Kurtosis, Mehrgipfligkeit) sind auf den ersten Blick zu erkennen und auch von fachfremden Rezipienten nachvollziehbar. Der Nachteil der Häufigkeitsverteilungen liegt jedoch darin, dass individuelle Werte und ihre Fehler nicht ablesbar sind (Galbraith 2010). Neuere Darstellungen beziehen daher häufig die zusätzliche Darstellung der aufsteigend nach Größe geordneten individuellen D_e -Werte mit Fehlern ein. Des Weiteren wird kritisiert, dass in der Vergangenheit bei vielen der publizierten Histogramme uneinheitliche Kriterien bei der Festlegung der Klassenbreite angesetzt wurden (Bøtter-Jensen et al. 2003, Duller 2008). Lepper et al. (2000) empfehlen, den Median der D_e -Fehler als Klassenbreite heranzuziehen.
- Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen werden erstellt, indem für jeden D_e -Wert eine eigene Gaußsche Glockenkurve mit individueller Standardabweichung erstellt wird, und diese Einzelkurven zu einer Gesamtkurve aufaddiert werden. Eine Anleitung zur Erstellung von Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen liefern Singhvi et al. (2001). Die Flächen der Einzelkurven sind stets gleichbleibend, so dass Werte mit einem geringen Fehler eine sehr enge, aber hohe Verteilung ergeben, und Werte mit einem hohen Fehler eine breite und flache Kurve bilden. Somit wird die Präzision der Werte zwar dargestellt, es bleibt aber der Nachteil, dass individuelle D_e -Werte – zumindest sofern nur die Gesamtkurve dargestellt wird – kaum ablesbar sind (Duller 2008). Galbraith (2010) kritisiert zudem, dass sich die Peaks der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion nur uneindeutig interpretieren lassen, da sowohl viele D_e -Werte mit hohem Fehler als auch wenige D_e -Werte mit geringem Fehler einen gleichartigen Peak erzeugen können: „Does a particular dose have any special scientific meaning simply because it is measured with high precision? Surely not.“ (Galbraith 2010, S. 3) Des Weiteren zeigen Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen häufig erheblich breitere Verteilungen als z.B. Histogramme (Abb. 5.21). Berger (2010) schlägt als Alternative zu den herkömmlichen Darstellungen einen „*Transformed Probability Density Plot*“ vor, der logarithmische Werte und relative Fehler sowie die Darstellung der nach Größe geordneten individuellen D_e -Werte mit absoluten Fehlern berücksichtigt
- Radial plots wurden von Galbraith (1988, 1990, 1994) für die Spaltspurdatering entwickelt, werden seit mehreren Jahren (z.B. Roberts et al. 1998) aber auch zunehmend auf OSL-Daten angewandt. In dieser Darstellungsweise wird jeder D_e - bzw. Alters-Wert durch einen Punkt innerhalb eines dreiachsigen Koordinatensystems dargestellt (Abb. 5.21). Auf der x-Achse kann der relative Standardfehler in % abgelesen werden, sowie reziprok dazu die Präzision. Auf der rechten z-Achse in logarithmischer Einteilung kann der D_e -oder Alters-Wert abgelesen werden. Aus dieser Anordnung ergibt sich, dass Werte

mit hohen Fehlern nah am Ursprung liegen, Werte mit geringen Fehlern näher an der radialen D_e -Achse. Die y-Achse gibt die standardisierte Abweichung vom Mittelwert („*standardized estimate*“) an. Letztere ist aus Gründen der Übersichtlichkeit meist auf den Bereich von zwei Standardabweichungen (2σ) begrenzt. Die D_e -Werte, die innerhalb dieses 95%-Konfidenzintervalls liegen, werden meist farblich hinterlegt. Diese Anordnung ermöglicht es, mehrere Parameter, die für eine Datenanalyse und Interpretation benötigt werden, abzulesen. Zudem erlaubt der radial plot einen Vergleich zwischen verschiedenen Datierungsverfahren (z.B. mit ^{14}C) oder unabhängigen Lumineszenzdaten. Nachteil dieser Darstellungsweise ist, dass durch die ungewohnte Anordnung wesentliche Charakteristika der Verteilung nur mit einer gewissen Übung nachzuvollziehen sind. Zudem eignen sich radial plots aufgrund der logarithmischen Skala nicht für sehr junge Proben mit Äquivalenzdosen um 0 Gy. Radial plots wurden in der vorliegenden Arbeit als präferierte Darstellungsweise gewählt, da sie zur Zeit die bevorzugte Lösung für die Darstellung komplexer OSL-Datensätze mit möglichst geringen Informationsverlusten darstellen.

5.12 „Anomalous fading“ von Feldspäten aus der Mongolei

Eine Grundvoraussetzung der Lumineszenz-Datierung ist, dass die Verweilzeit der Elektronen in den Elektronenfallen (bei einer Umgebungstemperatur von ~ 20 °C) mindestens fünf- bis zehnmal größer ist als der zu datierende Zeitraum (Grün 1989). Kinetische Untersuchungen an Feldspäten zeigen, dass dies theoretisch der Fall ist (e.g. Hütt et al. 1988) und IRSL-Datierungen bis zu 600 ka möglich sein sollten. Praktisch zeigt sich aber für einen Großteil von Feldspat-Proben ein Signalverlust bereits über kurze Lagerungszeiträume, der als „*anomalous fading*“ bezeichnet wird. Die Ursache von fading liegt in den in Kap. 4.2.2 beschriebenen Prozessen „*Localised transition*“ und „*Direct Tunneling*“: So besteht in Feldspäten die Möglichkeit, dass Elektronen ohne zugeführte Anregungsenergie und ohne den Übergang in das Leitungsband mit einem Zentrum rekombinieren (Poolton et al 2002a,b, Jain & Ankjergaard 2011).

Diese Problematik wurde bereits in den frühen 1970er Jahren von Wintle (1973) bei TL-Datierungen erkannt. Spooner (1994) stellten fest, dass auch die optisch stimulierte Lumineszenz verschiedener Feldspat-Varietäten von fading beeinflusst wird. Seitdem berichten eine Vielzahl von Autoren von Signalverlusten während der Lagerung und daraus abzuleitenden Altersunterschätzungen.

Messungen der Signalstabilität der aus mongolischen Sedimenten extrahierten Feldspäte zeigen, dass auch für diese von einem Verlust des Lumineszenzsignals über geologische Zeiträume („*anomalous fading*“) auszugehen ist.

5.12.1 Die Messung und Korrektur von Fading

Wie in Kap. 4.2.2 beschrieben, erfolgt Tunneling zunächst für Donatoren-Akzeptoren-Paare, die nah beieinander liegen, im Laufe der Zeit werden auch entferntere (und somit stabilere) Elektronenfallen geleert (Jain & Ankjergaard 2011, Poolton et al 2002a,b). Daraus ergibt sich theoretisch eine logarithmische Signalabnahme nach folgender Gesetzmäßigkeit (Auclair et al. 2003, Huntley & Lamothe 2001, Visocekas 1985):

$$I = I_c \left[1 - \frac{g}{100} \log_{10} \left(\frac{t}{t_c} \right) \right]$$

wobei I die zu berechnende Lumineszenzintensität ist, I_c die gemessene Lumineszenzintensität nach einer definierten Zeitspanne t_c , t die seit der Bestrahlung vergangene Zeit und g der Signalverlust pro Dekade in Prozent. Letzterer ist ein gebräuchliches Maß, um fading-Raten auszudrücken, und wird auch als „*g-value*“ (Aitken 1985) bezeichnet. Abbildung 5.22 veranschaulicht, welchen Einfluss verschiedene g-values auf die Altersbestimmung haben.

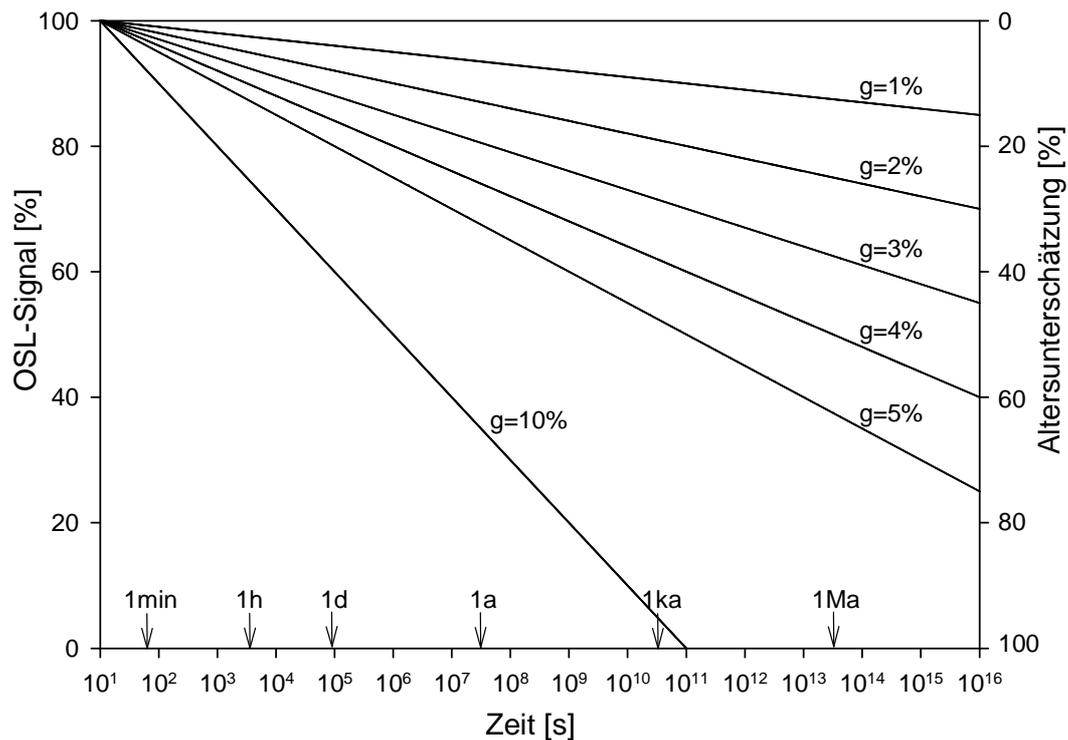


Abb. 5.22: Theoretischer Verlust des natürlichen Signals bzw. Altersunterschätzung in Korrelation zu fading-Raten (g-values in Prozent pro Dekade).

Aus den genannten Formeln lässt sich der Signalverlust durch fading nicht nur für Lagerungszeiträume quantifizieren, sondern theoretisch auch auf geologische Zeiträume extrapolieren. Basierend auf dieser Herangehensweise schlagen Auclair et al. (2003) ein Verfahren vor, bei dem der nach sukzessiven Pausen gemessene Signalverlust im Labor in einen Signalverlust während des Lagerungszeitraums übersetzt wird, um anhand dessen das unterschätzte Altersergebnis nach oben zu korrigieren.

Dieses Verfahren wurde auch in der vorliegenden Arbeit angewendet. Hierbei wurden die Proben zunächst gebleicht, und eine definierte Dosis immer wieder appliziert, vorgeheizt und nach zunehmenden Pausen gemessen, wobei jeweils eine Sensitivitätskorrektur mittels Testdosis erfolgt.

Folgendes Messprotokoll liegt der Bestimmung der fading-Rate zugrunde:

Tab. 5.4: Messprotokoll zur Bestimmung von fading-Raten.

Schritt	Prozess	Dauer [sec]	Temperatur [°C]
A1	Bestrahlen ($\sim D_e$)	z.B. 500	
A2	Vorheizen	60	251
A3	IRSL-Messung	300	50
A4	Bestrahlen mit Testdosis	251	
A5	Vorheizen	60	251
A6	IRSL-Messung	300	50
	2x Wdh. von A1-A3		
B1	Bestrahlen ($\sim D_e$)	z.B. 500	
B2	Vorheizen	60	251
B3	Pause	ansteigend	
B4	IRSL-Messung	300	50
B5	Bestrahlen mit Testdosis	251	
B6	Vorheizen	60	251
B7	IRSL-Messung	300	50
	z.B. 5x Wdh. von B1-B7 mit zunehmenden Pausenzeiten		

Mit dieser Messanordnung lässt sich ein g-value (als negative Steigung der Geraden des logarithmisch dargestellten Signalabfalls, normalisiert auf den initialen L_x/T_x -Wert) ermitteln, anhand dessen die Alterskorrektur unter Zuhilfenahme der genannten Gleichung erfolgt (Huntley & Lamothe 2001) (Abb. 5.23).

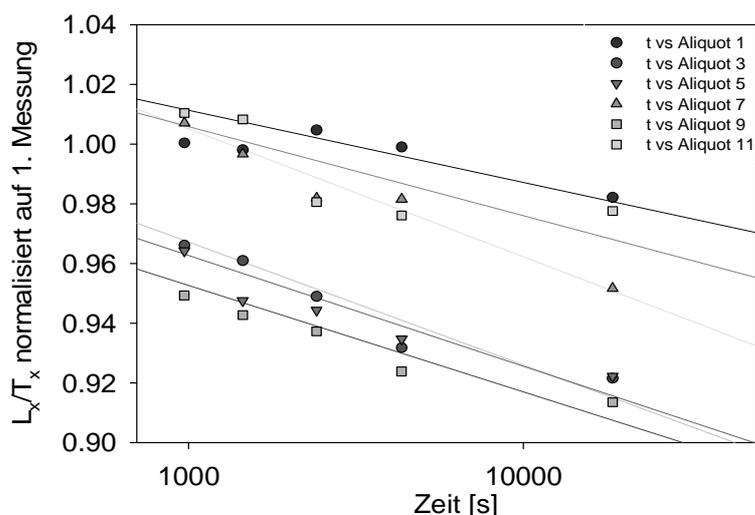


Abb. 5.23: Exemplarischer fading-test der Probe HAR-I-a-8: Mit zunehmenden Pausen zwischen Bestrahlen/Vorheizen und IRSL-Messung sind Signalverluste zu erkennen, die einer exponentiellen Abnahme entsprechen. Die negative Steigung der Regressionsgerade in % ist der g-value.

Um die Reproduzierbarkeit der erzielten Ergebnisse zu testen, wurde der fading-test für die Probe US-E exemplarisch dreimal wiederholt. Hierbei wurden durchschnittliche g-values von $3,2 \pm 1,1 \%$, $3,4 \pm 0,5 \%$, und $3,7 \pm 0,9 \%$ ermittelt. Innerhalb der Fehler sind die Ergebnisse konsistent, so dass für die übrigen Proben der g-value auf einem fading-test mit jeweils 12 Aliquots, deren einzelne g-values gemittelt wurden, beruht. Teilweise wurden fading-tests auch an Teilproben durchgeführt, die bereits zur D_e -Bestimmung gemessen wurden. Eine Korrektur, die jeweils mit den individuell an diesen Aliquots bestimmten D_e -Werten und zugehörigen g-values erfolgt, zeigt jedoch keine Verbesserung der Präzision der Ergebnisse.

Das Verfahren wurde für eine größtmögliche Zahl an Proben durchgeführt. Eine solche Messung dauert aufgrund der Pausen zwischen Bestrahlen/Vorheizen und Auslesen mindestens drei Tage für 12 Aliquots, je nach Sedimentationsalter der Probe auch erheblich länger. In Anbetracht der großen Probenanzahl wurden innerhalb eines Profils nur für einzelne Proben fading tests durchgeführt und die übrigen Proben mit g-values der darüber oder darunter liegenden Proben korrigiert. Ein ähnliches Vorgehen beschreiben auch Buylaert et al. (2008), die einen für ein ganzes Arbeitsgebiet spezifischen g-value verwenden. Dies beruht auf dem von Huntley & Lamothe (2001) vermuteten Zusammenhang zwischen geologischer Herkunft einer Probe und ihrem fading-Verhalten, aus dem die Autoren ableiten, dass für bestimmte Regionen einheitliche g-values gültig sein könnten. Dieses Vorgehen beruht auf der Beobachtung, dass z.B. vulkanische Feldspäte ein hohes Maß an fading aufweisen, andere hingegen systematisch weniger. Unter Betrachtung der in 4.2.2 beschriebenen Prozesse ist dies nachvollziehbar: In Abhängigkeit von der Abkühlungsgeschwindigkeit des Gesteins sind vulkanische Minerale weniger geordnet als langsam kristallisierte Minerale, sie weisen eine größere Dichte an Gitterdefekten und Perturbationen des Leitungsbandes auf, welches die Wahrscheinlichkeit für Tunneling-Prozesse erhöht (Poolton et al. 2002a).

Die Ergebnisse der wie bereits beschrieben mineralogisch vergleichsweise einheitlichen Mongolei-Proben ergeben ein etwas anderes Bild. Die Messungen zeigen, dass die g-values auch innerhalb eines Profils signifikant unterschiedlich (z.B. 1,8 - 2,8 % Profil BT, 2,8 - 4,3 % Profil US) sein können (Tab. 7.1, 7.2, 7.3, 7.5). In der Korrektur von Altern mit nicht individuell bestimmten fading-Raten liegt demnach ein vergleichsweise großes Potential für Unsicherheiten. Im Extremfall des Profil US könnte die Altersfehlbestimmung bis zu 20% betragen, wenn nur der geringste oder der höchste Wert als einziger g-value als Standard für das gesamte Profil bestimmt worden wäre.

Die in der vorliegenden Arbeit bestimmten typischen g-values liegen zwischen 1 % und 4 % pro Dekade, daraus resultiert eine Unterschätzung des bestimmten Alters gegenüber dem wahren Alter zwischen 15 % und 45 %.

Frühere Experimente konnten zeigen, dass das gleiche Messverfahren an Quarzen aus dem Taunus (Hülle et al. 2009) keine messbare fading-Rate ergibt. Die vorliegenden Quarz-Proben

aus der Mongolei sind aufgrund der Feldspat-Kontamination für eine analoge Untersuchung nicht geeignet.

Das beschriebene Verfahren zur fading-Korrektur wurde bereits in einer Vielzahl von Datierungsstudien mit Feldspäten angewandt und erzielte Alter, die mit den Quarz-Altern derselben Proben übereinstimmen (z.B. Buylaert et al. 2008) oder durch unabhängige Alterskontrollen bestätigt wurden (z.B. Huntley & Lamothe 2001, Balescu et al. 2003).

Nichtsdestotrotz muss festgehalten werden, dass die theoretische Annahme einer logarithmischen Abnahme einen Modellcharakter hat, der von einigen Autoren (z.B. Wallinga 2007, pers. Mitt. Li 2010) in Frage gestellt wird, zumal die Lumineszenz induzierenden Prozesse innerhalb des Feldspat-Kristallgitters noch nicht vollständig verstanden sind. Bereits Huntley & Lamothe (2001) schreiben, die Vorstellung stoße zumindest bei „sehr kleinen“ und „sehr großen“ Zeiträumen an ihre Grenzen. Für kleine Zeiträume besteht der begrenzende Faktor darin, dass nur eine bestimmte Zahl Fallen in unmittelbarer Umgebung zum Rekombinationszentrum vorhanden sein kann. Für sehr große Zeiträume ist anzunehmen, dass irgendwann alle Fallen geleert sind, und keine weitere Rekombination möglich ist. Hiermit im Zusammenhang steht auch, dass das Korrekturverfahren nur für Proben empfohlen wird, deren Äquivalenzdosis sich im linearen Bereich der Aufbaukurve befindet. So berichten beispielsweise Wallinga et al. (2007) von Proben aus den Niederlanden, deren IRSL-Alter von bis zu 400 ka trotz fading-Korrektur unter den parallel ermittelten Quarz-Altern liegen.

Für einen exponentiellen Kurvenbereich ist die Rekonstruktion des Signalverlusts – etwa über die „*dose rate correction method*“ wie von Lamothe et al. (2003) vorgeschlagen – noch umstrittener (Thomsen et al. 2008).

5.12.2 Minimierung des korrigierten Anteils an der Feldspat-Äquivalenzdosis

Aus den in Kapitel 5.12.1 gemachten Ausführungen ergibt sich die Notwendigkeit, den „korrigierten“ und daher artifiziellen Anteil eines Feldspat-Alters möglichst zu minimieren, wenn schon eine vollständige Vermeidung einer notwendigen Korrektur nicht möglich ist. Hierzu wurden mehrere Ansätze verfolgt.

5.12.2.1 Wahl der optimalen Signal-Integrale

Thomsen et al. (2008) zeigten, dass späte Bereiche der Ausleuchtcurve gleichzeitig auch stabilere Signale repräsentieren als die initialen Intervalle. Dies ist unter Annahme des postulierten Modells darauf zurückzuführen, dass bei Stimulation zunächst die nahegelegenen Donatoren-Akzeptoren-Paare rekombinieren, und in den späteren Ausleuchtintegralen weiter voneinander entfernte Paare durch Tunneling rekombinieren. Dies impliziert, dass für spätere Ausleuchtintegrale geringeres fading anzunehmen ist. Jain & Ankjergaard (2011) konnten in Experimenten mit Pulsed OSL (Kap. 5.2.4.2.2) diese Annahmen bestätigen.

Für die Proben des Profils US wurde eine ähnliche Tendenz beobachtet. Abbildung 5.24 zeigt, dass der das fading quantifizierende g-value (lila Kreise, jeweils für ein Integrationsintervall von 1,2 s, graue Balken für Integrationsintervalle von 0-22 s, 22-42 s und 42-64 s) mit zunehmender Stimulationszeit signifikant geringer wird. Die Fehlerbereiche des g-values nehmen jedoch für späte Signalanteile aufgrund der zunehmenden Messunsicherheiten der individuellen L_x/T_x -Bestimmung zu. Gleichzeitig steigt der für das jeweilige Integrationsintervall bestimmte D_e -Wert an. Diese Beobachtungen wurden auch von Li (2010) gemacht.

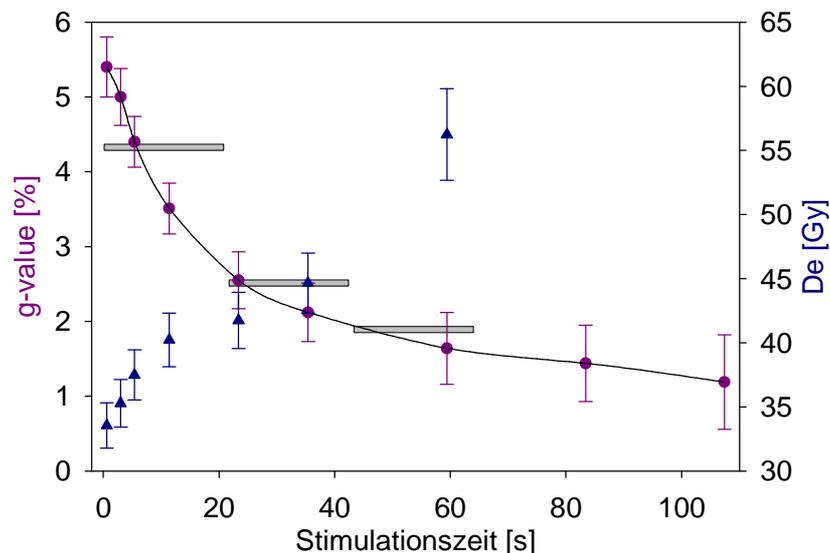


Abb. 5.24: Darstellung von g-value und D_e der Probe US-H in Abhängigkeit von den Ausleuchtintegralen. Kreise und Dreiecke zeigen die ermittelten g-values und Äquivalenzdosiswerte (arithmetisches Mittel von 12 Aliquots) für Ausleuchtintegrale von jeweils 1,2 s, graue Balken zeigen die ermittelten Werte für die Ausleuchtintegrale von 0-22, 22-42 und 42-64 s. Das background-Integral wurde für die letzten 30 s von 300 s Ausleuchtzeit bestimmt.

Die Kombination aus sinkendem g-value und steigendem D_e -Wert führt dazu, dass schlussendlich das Alter der Probe innerhalb der Fehler weitgehend gleich bleibt. Tabelle 5.5 zeigt einen Vergleich von drei Integrationsintervallen für sechs Proben des Profils US.

Tab. 5.5: Äquivalenzdosis und g-value für verschiedene Integrationsintervalle mehrerer Proben aus dem Profil US. Angegeben ist zudem das resultierende Alter für das entsprechende Intervall sowie der Anteil der fading-Korrektur am ermittelten Alter (korr.).

Probe	Intervall [s]	g-value [%]	D_e [Gy]	Alter [ka]	korr. [%]
US-A1	0-1,2	3,7 ± 1,2	30,9 ± 1,7	11,7 ± 1,6	36
	0-18	2,8 ± 1,1	34,2 ± 3,0	11,9 ± 1,7	26
	28,8-72,4	1,4 ± 1,4	43,1 ± 2,4	13,3 ± 1,7	12
US-B	0-1,2	5,3 ± 0,5	35,0 ± 2,0	16,7 ± 1,5	60
	0-18	3,9 ± 0,4	40,0 ± 2,9	16,6 ± 1,5	39
	28,8-72,4	1,7 ± 0,3	52,5 ± 3,3	17,8 ± 1,3	14
US-E	0-1,2	4,1 ± 1,1	35,5 ± 1,9	15,6 ± 2,1	41
	0-18	3,2 ± 1,1	38,37 ± 2,0	15,6 ± 1,9	30
	28,8-72,4	1,7 ± 1,3	42,2 ± 2,2	15,0 ± 1,9	14
US-G	0-1,2	3,8 ± 1,4	33,3 ± 1,9	12,8 ± 2,1	37
	0-18	2,9 ± 1,4	36,45 ± 1,9	12,9 ± 1,9	27
	28,8-72,4	1,4 ± 1,6	47,4 ± 2,6	14,8 ± 2,1	12
US-H	0-1,2	5,4 ± 0,4	33,6 ± 1,8	16,6 ± 1,4	61
	0-18	4,3 ± 0,3	36,4 ± 1,9	16,2 ± 1,2	45
	28,8-72,4	1,9 ± 0,3	47,6 ± 2,6	17,1 ± 1,1	16
US-M	0-1,2	4,2 ± 0,7	61,6 ± 3,1	27,8 ± 2,6	44
	0-18	3,2 ± 0,7	65,44 ± 3,3	26,9 ± 2,4	31
	28,8-72,4	1,5 ± 0,8	76,4 ± 3,9	26,9 ± 2,4	14

Diese Ergebnisse führen zu zwei wesentlichen Schlussfolgerungen: Zum Einen können die Erkenntnisse von Thomsen et al. (2008) aus Bleichexperimenten bestätigt werden, die besagen, dass es – anders als für Quarze – keinen signifikanten Unterschied gibt in der Bleichbarkeit der frühen und späten Bereiche der Ausleuchtcurve. Zum Anderen liefern die Erkenntnisse einen Beleg dafür, dass die angewandte fading-Korrektur in ihren Grundlagen gültig ist.

Wie Tab. 5.5 zeigt, wären somit theoretisch verschiedene Integrationsintervalle der ersten ~50 Sekunden der Ausleuchtcurve für eine Datierung geeignet, da das Altersergebnis systematisch innerhalb der Fehler gleich bleibt. Für die Datierung der Proben der vorliegenden Untersuchung wurde der Integrationsintervall 0-18 Sekunden aus mehreren Gründen als geeignet ausgewählt.

Zum einen beinhaltet er sowohl eine initiale als auch spätere Signalkomponente, um evtl. unterschiedliche Bleichungscharakteristika (trotz der bisherigen Erkenntnisse) zu berücksichtigen. Zum anderen ist die fading-Rate für diesen Ausleuchtbereich weniger hoch als für das initiale Signal, weist aber einen geringeren Fehler als spätere, noch kleinere fading-Raten auf.

5.12.2.2 Das Post-IR-IR-290°C-Protokoll

Eine weitere Möglichkeit, den Anteil der fading-Korrektur an der ermittelten Äquivalenzdosis so weit wie möglich zu verringern, ist die Stimulation des Signals von „stabilen“ Fallen, die eine geringere Wahrscheinlichkeit von Tunnelübergängen aufweisen, mittels erhöhter Messtemperatur.

Das Auftreten höherer Signalintensitäten mit steigenden Stimulationstemperaturen wurde von Duller & Bøtter-Jensen (1993), sowie Poolton et al. (2002b) nachgewiesen. Jain & Singhvi (2001) stellten fest, dass nach dem Messen des IRSL-Signals bei 50 °C ein Signal verbleibt, welches mit hohen Temperaturen (220 °C) ausgelesen werden kann. Dies hängt damit zusammen, dass während der 50 °C-Stimulation u.a. Elektronen aus instabilen Fallen in nahegelegenen Rekombinationszentren rekombinieren. Während der post-IR-IR-Stimulation sind diese instabilen Fallen demnach bereits geleert, so dass Rekombination nur in entfernteren Rekombinationszentren stattfinden kann. Mit zunehmender Distanz steigt die Stabilität der Fallen über geologische Zeiträume, so dass der Signalverlust durch fading geringer wird (Thomsen et al. 2008, Thiel et al. 2011, Jain & Ankjergaard 2011).

Thomsen et al. (2008) konnten dies experimentell nachweisen. Sie zeigten, dass das nach der 50° IRSL-Stimulation bei 225 °C ausgelesene Signal (post-IR-IR_{225°C}) neben einem um ~300 % helleren Signal eine um 60 % geringere fading-Rate aufweist.

Buylaert et al. (2009) wandten das vorgeschlagene Protokoll systematisch auf Proben unterschiedlicher Genese und Herkunft an. Sie stellten g-values fest, die ebenfalls durchschnittlich 60% unter denen der IRSL_{50°C}-Messungen liegen. Die ermittelten post-IR-IR_{225°C}-Alter stimmen mit den anhand Quarz-OSL und Feldspat-IRSL_{50°C} ermittelten Alter vor allem für vergleichsweise alte Proben gut überein. Für junge Proben wird hingegen ein Residual-Signal angenommen, welches – trotz der nach Thomsen et al. (2008) prinzipiell guten Bleichbarkeit des 225 °C-Signals bei Tageslicht – abzuziehen ist. Für ältere Proben mit großen Äquivalenzdosen fällt diese Residualdosis (<5 Gy) weniger stark ins Gewicht.

Thiel et al. (2011) erstellten ein Messprotokoll, welches statt 225 °C eine post-IR-IR Stimulationstemperatur von 290 °C verwendet. Grundlage für die noch höhere Messtemperatur sind Untersuchungen von Murray et al. (2009), die zeigen konnten, dass die Äquivalenzdosis von Grobkorn-Feldspäten über einen Vorheiz-Temperaturbereich von 80 °C bis 320 °C gleichbleibend ist. Eine Vorheiztemperatur von 320 °C erlaubt es somit, die post-IR-IR-Messtemperatur auf 290 °C zu erhöhen (eine noch höhere Messtemperatur könnte ein

unerwünschtes Themolumineszenz-Signal induzieren), und eine daraus resultierende, noch geringere fading-Rate auszunutzen.

Eine systematische Anwendung des post-IR-IR_{290°C}-Protokolls erfolgte durch Stevens et al. (2011) an polymineralischen Feinkorn-Proben aus einem serbischen Lössprofil. Es wurde gezeigt, dass die fading-Raten des 290 °C-Signals (zwischen 0,1 % und 1,2 %) weit unter denen des 50 °C-Signals (0,8 % bis 2,5 %) liegen. Die erzielten Alter stimmen im Altersbereich 20-60 ka gut mit den parallel ermittelten Quarzaltem und unabhängiger Alterskontrolle (magnetische Suszeptibilität, Paläoböden) überein; bei höheren Altern liegen die Quarz-OSL-Alter unter den 290 °C-IRSL-Altern, was auf Sättigung des Quarz-Signals zurückgeführt wird.

Eine systematische Evaluierung des Post-IR-IR_{290°C}-Protokolls anhand von Proben, für die eine zuverlässige Alterskontrolle existiert, steht bisher aus.

In Anbetracht der vielversprechenden Ergebnisse wurde in der vorliegenden Arbeit das post-IR-290 °C-Protokoll getestet. Angelehnt an das herkömmliche SAR-Protokoll umfasst das durchgeführte post-IR-IR_{290°C}-Messverfahren folgende Messschritte:

Tab. 5.6: Messprotokoll des post-IR-IR_{290°C}-Verfahrens.

Schritt	Prozess	Dauer [sec]	Temperatur [°C]
B1	Bestrahlen mit Regenerationsdosis	ansteigend	
B2	Vorheizen	60	320
B3	IRSL-Messung	200	50
B4	IRSL-Messung (I_x)	200	290
B5	Bestrahlen mit Testdosis	gleichbleibend	
B6	Vorheizen	60	320
B7	IRSL-Messung	200	50
B8	IRSL-Messung (T_x)	200	290

Analog zum ursprünglichen SAR_{50°C}-Protokoll erfolgt im ersten Messzyklus (A) die Messung der natürlichen Dosis, danach die der Regenerationsdosen (B), und zum Schluss die Recuperation-Messung (C, Dosis 0 Gy wird gemessen) und Wiederholung des ersten Bestrahlungsschritts (D).

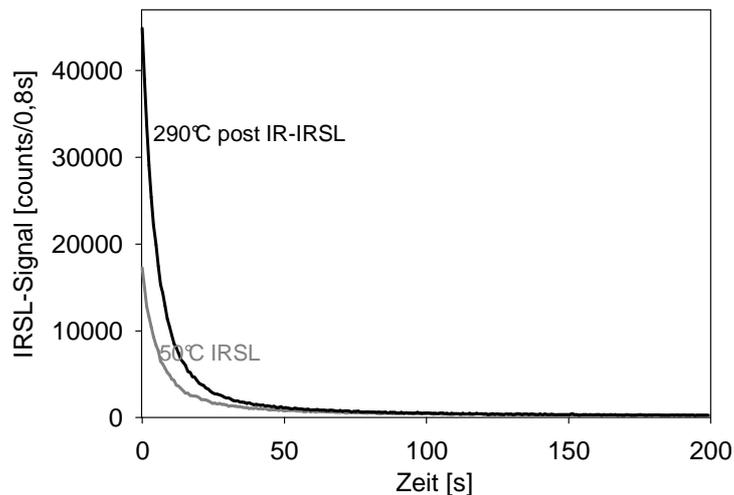


Abb. 5.25: Exemplarische Ausleuchtcurven der 50° C-Stimulation und der post IR 290° C-Stimulation des natürlichen Signals der Probe ME-T-3.

Die Auswertung der Messungen zeigt ein durchweg gut reproduzierbares Lumineszenzsignal, welches deutlich höhere Intensitäten als das 50°C-Signal aufweist (Abb. 5.25). Für alle untersuchten Proben liegt die Recycling-Ratio in einem Bereich zwischen 0,97 und 1,02, auch die recuperation ist mit Werten unter 1 % durchgehend als sehr gut zu bewerten.

Tests auf vollständige Bleichung zeigten für die Probe ME-T-2 ein Residual-Signal nach 24 h Bleichung (*Hönle SOL2*) von $11,8 \pm 0,8$ Gy (=2,9 % der D_e) und für die Probe SG-II-3 von $2,0 \pm 0,68$ Gy (=0,3 % der D_e). Thiel et al. (2011) stellten für die von Ihnen untersuchten Proben Residual-Äquivalenzdosen von ~ 3 Gy fest, die durch künstliche Bleichung nicht zu entfernen sind.

Buylaert (2010, pers. Mitteilung) berichtet, dass solche Residual-Dosen nur für im Labor gebleichte, nicht aber für natürlich gebleichte Proben feststellbar sind. Die Messung einer natürlich gebleichten Oberflächenprobe aus dem Profil US bestätigt dies nicht, es ergibt sich eine residuale Äquivalenzdosis von $2,7 \pm 0,2$ Gy, die mit der im Solar Simulator gebleichten D_e sowie der Äquivalenzdosis von $1,9 \pm 0,2$ Gy aus der Auswertung des 50 °C-Signals innerhalb der gleichen Messsequenz vergleichbar ist.

Für Dose Recovery Tests mit dem Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll empfehlen Thiel et al. (2011) die Verwendung von rezenten Oberflächenproben („*modern analogue*“) aufgrund des unter Laborbedingungen schlecht bleichbaren Restsignals. Für die untersuchten Proben stehen weitere rezente, unter vergleichbaren Sedimentationsbedingungen entstandene Oberflächenproben nicht zur Verfügung, da vor allem sehr alte Proben mit dem post-IR-IR_{290°C}-Protokoll gemessen werden. In Anbetracht dessen, dass der Residual-Anteil an der Äquivalenzdosis für die vorliegenden Proben ohnehin gering ist, und sich die Effektivität der künstlichen und der natürlichen Bleichung kaum unterscheidet, wurden DRT mit künstlich gebleichten Proben durchgeführt.

Die Ergebnisse zeigen eine Reproduzierbarkeit der applizierten Dosis, die mit den Ergebnissen des 50 °C-SAR-Protokolls (Kap. 5.5) vergleichbar ist. Für die Probe US-H liegt das Verhältnis zwischen applizierter und gemessener Dosis bei 0,99, für die Probe SGII-3 bei 0,90. (Wertet man das 50 °C-Signal innerhalb des Post-IR-IR_{290°C}-Protokolls aus, liegen die Werte bei 1,12 und 1,19; für die Probe US-H wurde auch ein SAR_{50°C}-Protokoll-DRT durchgeführt, hier liegt der Wert bei 0,93).

Um die Anwendbarkeit für die vorliegenden Proben zu testen, wurden Proben, deren IRSL-Alter zwischen 10 und 30 ka liegt, für einen Vergleich zwischen SAR_{50°C} und Post-IR-IR_{290°C} herangezogen. (Jüngere Proben sind aufgrund des relativ gesehen hohen Residual-Anteils nicht für das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll zu empfehlen). Die Ergebnisse (Tab. 5.7) zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen fading-korrigierten SAR_{50°C}-Altern (inkl. Korrektur des „*optical cross-talk*“, Kap. 5.13) und unkorrigierten Post-IR-IR_{290°C}-Altern. Innerhalb der Fehler sind beide Alter gleich.

Tab 5.7: Vergleich der fading-korrigierten SAR_{50°C}-Alter (inkl. cross-illumination-Korrektur) mit Post-IR-IR_{290°C}-Altern

Probe	Alter 50°C-SAR fading-corr. [ka]	Alter Post-IR-IR _{290°C} [ka]
US-H	16,3 ± 1,2	17,2 ± 1,2
US-M	26,9 ± 2,4	28,0 ± 3,3
HAR-III-2	15,0 ± 1,9	14,2 ± 1,5
ME-T-1	>65	119 ± 10
ME-T-2	>75	127 ± 10
ME-T-3	>130	114 ± 10
SG-I-1	>90	151 ± 13

Für Proben mit weit höheren Altern >100 ka (Proben mit Sedimentationsaltern zwischen 30 ka und 100 ka stehen nicht zur Verfügung) ist ein Vergleich schwieriger, da bei Proben, deren natürliches IRSL-Signal nicht mehr im linearen Bereich der Aufbaukurve liegt, die fading-Korrektur nur ein Mindestalter ergeben kann (Kap. 5.12.1). Wie in Tab. 5.7 dargestellt, liegen die Post-IR-IR_{290°C}-Alter in den meisten Fällen weit über diesen Mindestaltern.

Die daraus resultierende Interpretation, dass das 290 °C-Signal höhere Alter für diese Proben zeigt, weil es weniger von fading betroffen ist, wird auch durch fading-tests gestützt. Abb. 5.26 zeigt die sensitivitätskorrigierten Signale des 50 °C- und des 290 °C-post-IR-Signals in Abhängigkeit von den Pausen zwischen Bestrahlung und Stimulation. Die Regressionsgerade deutet die für alle Aliquots erkennbare Tendenz an, dass die Signalverluste des 290 °C-Signals (g-

value \emptyset 0,8 %) wesentlich geringer als die des 50 °C-Signals (g-value \emptyset 2,5 %) innerhalb der gleichen Messsequenz sind.

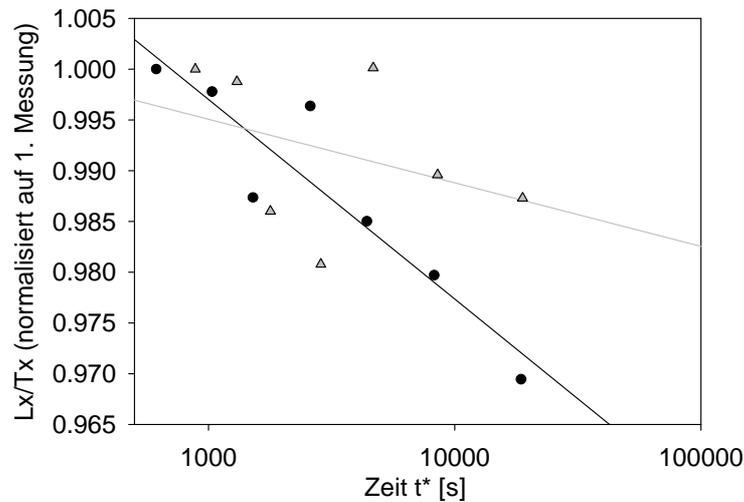


Abb. 5.26: Exemplarischer Vergleich der Signalverluste mit zunehmenden Pausen t^* für das 50°C-Signal (schwarz) mit dem des 290 °C post-IR-Signals (grau) der Probe US-H.

Eine endgültige Verifizierung der Anwendbarkeit des Post-IR-IR_{290°C}-Protokolls für die untersuchten Proben kann aufgrund der fehlenden Alterskontrolle nicht erfolgen. Die untersuchten Qualitätskriterien recycling ratio, recuperation und DRT sowie die Übereinstimmung mit fading-korrigierten SAR_{50°C}-Altern zeigen jedoch das Potential dieses Messverfahrens auf.

Für die in dieser Arbeit untersuchten Proben im Altersbereich >100 ka wurde es systematisch angewandt, da SAR_{50°C}-Messungen in diesem Altersbereich nicht hinreichend fading-korrigiert werden können. Da eigene Experimente sowie die Erfahrungen anderer Autoren zeigen konnten, dass Signalverluste durch fading für dieses Signal sehr viel geringer als für das herkömmliche Protokoll und teilweise sogar kaum messbar sind (Stevens et al. 2011), erfolgte keine systematische fading-Messung und -Korrektur. In Anbetracht der ohnehin erhöhten Messzeiten für das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll wäre der Aufwand für Fading-Tests im Verhältnis zum Nutzen nicht zu rechtfertigen.

Für die Bestimmung spätpleistozäner und holozäner Alter bietet sich das Verfahren nicht an, da Residual-Signale nicht ausgeschlossen werden können, die bei jungen Altern eine deutliche Altersüberschätzung zur Folge haben könnten.

5.12.2.3 Das Post-IR-YOSL_{260°C}-Protokoll

In Anlehnung an die Post-IR-IR-Protokolle stellten Lauer et al. (2008) ein Verfahren vor, welches auf der Stimulation der Feldspäte mit Licht im gelben Wellenlängenbereich (Post-IR-YOSL_{260°C}, 590 nm) im Anschluss an die IRSL_{50°C}-Messung beruht (Detektion jeweils 410 nm).

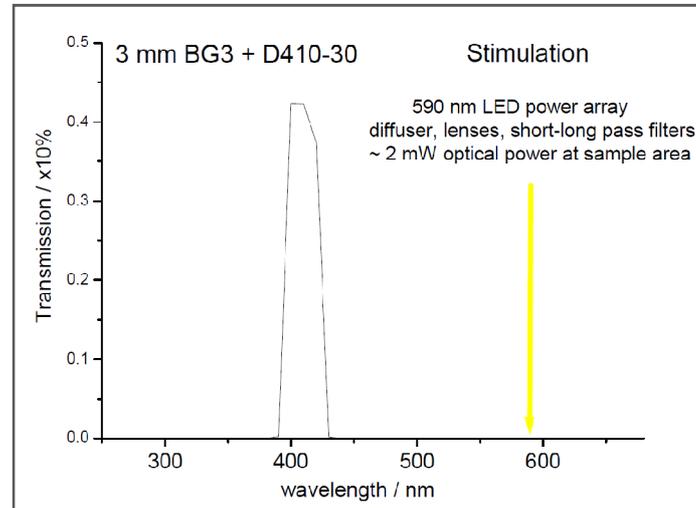


Abb. 5.27: Stimulations- und Detektionswellenlängen der post-IR-YOSL (zur Verfügung gestellt durch T. Lauer).

Tests an Proben unterschiedlicher Genese und Herkunft zeigen systematisch höhere D_c -Werte als bei der herkömmlichen IRSL-Messung und veranlassen daher zu der Vermutung, dass dieses Lumineszenzsignal ebenfalls eine höhere Stabilität und daher geringeres fading aufweist. Lüthgens et al. (in press) wandten das Verfahren an Proben >100 ka aus Nordost-Deutschland an und stellten eine ähnliche Systematik fest.

Messungen mit gelb stimulierter Lumineszenz sind in Köln bisher technisch nicht möglich. Einige Proben aus der Mongolei wurden jedoch dankenswerterweise durch T. Lauer und M. Krbetschek an der Technischen Universität Bergakademie Freiberg mit folgenden Messschritten (innerhalb des SAR-Protokolls) untersucht:

Tab. 5.8: Messprotokoll des post-IR-YOSL_{260°C}-Verfahrens.

Schritt	Prozess	Dauer [sec]	Temperatur [°C]
B1	Bestrahlen mit Regenerationsdosis	ansteigend	
B2	Vorheizen	60	280
B3	IRSL-Messung	150	50
B4	Y-OSL-Messung (I_y)	300	260
B5	Bestrahlen mit Testdosis	gleichbleibend	
B6	Vorheizen	60	280
B7	IRSL-Messung	150	50
B8	Y-OSL-Messung (T_y)	300	260

Mit diesem Protokoll wurde zunächst ein Dose Recovery Test durchgeführt, um die grundsätzliche Anwendbarkeit für mongolische Feldspäte zu testen. Die Ergebnisse sind in Abb. 5.28 zusammengefasst. Ausgewertet wurde hierbei einerseits das gelb stimulierte OSL-Signal sowie das 50°C-IRSL-Signal innerhalb derselben Messequenz. Es zeigt sich, dass sowohl die recycling ratio als auch die Reproduzierbarkeit der applizierten Dosis für das bei erhöhten Temperaturen gelb stimulierte Signal positiv ausfallen.

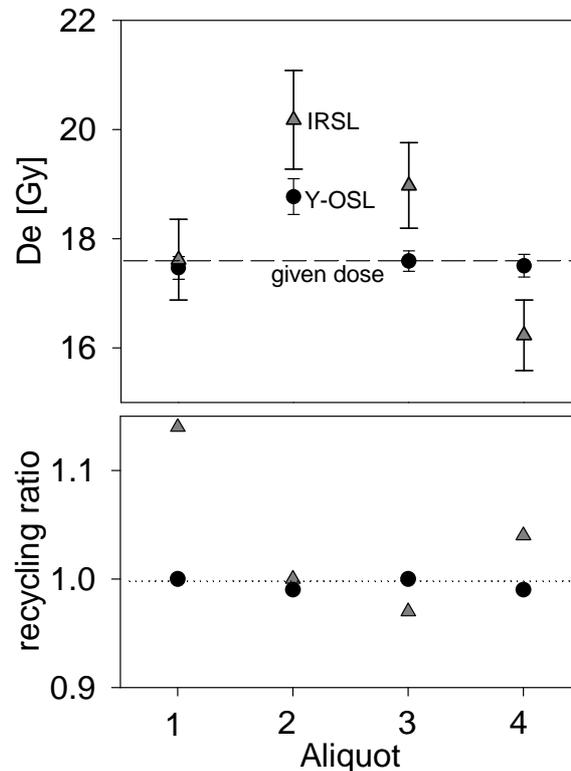


Abb. 5.28: Vergleich der Ergebnisse des Dose Recovery Tests der Probe ME-S-1 der IRSL- und der Y-OSL-Messung.

In der Folge wurden drei Proben aus der Mongolei mit dem beschriebenen Protokoll in Freiberg datiert. Die Ergebnisse der Datierung sind in Tab. 5.9 zusammengefasst. Die Ergebnisse zeigen eine gute Übereinstimmung zwischen den verschiedenen Messmethoden. So sind die mit dem Y-OSL-Verfahren erzielten Alter innerhalb des Fehlerbereichs mit den fading-korrigierten IRSL-Altern vergleichbar. (Zu bemerken ist auch, dass die nicht fading-korrigierten IRSL-Ergebnisse aus Freiberg und Köln nahezu identisch sind.) Die für das Profil ME-S verfügbare Alterskontrolle durch ^{14}C -datierte Molluskenschalen, die in der Schicht zwischen der Probe ME-S-2 und ME-S-1 gefunden wurden, passt allerdings etwas besser zum fading korrigierten IRSL-Alter.

Tab. 5.9: Vergleich der mit verschiedenen Messprotokollen in Freiberg und Köln ermittelten Feldspat-Alter. (Für die Kölner Alter wurde die Korrektur des optical cross-talks, Kap. 5.13.4, einbezogen.)

Probe	IRSL Köln Alter [ka]	IRSL Freiberg Alter [ka]	fading korr. IRSL Köln Alter [ka]	Y-OSL Freiberg Alter [ka]	¹⁴ C Erlangen Alter [ka]
ME-S-1	3,5 ± 0,3	3,3 ± 0,2	4,0 ± 0,6	4,2 ± 0,3	5,3 ± 0,05 (darunter)
ME-S-2	4,3 ± 0,3	3,7 ± 0,3	5,0 ± 0,7	4,3 ± 0,5	5,3 ± 0,05 (darüber)
US-H	11,2 ± 0,7	11,0 ± 0,5	16,0 ± 1,5	13,4 ± 0,7	

5.12.2.4 Isochron dating

Eine weitere Methode, die ein Potential aufweist, eine fading-unabhängige D_e zu generieren, ist das „isochron dating“. Das Verfahren basiert auf der Annahme, dass eine Abhängigkeit zwischen der Korngröße einer Probe und ihrer fading-Rate besteht. Durch Extrapolation der anhand verschiedener Korngrößenfraktionen erzielten D_e auf eine fiktive „Probe“ mit der Korngröße 0 soll dabei eine von fading nicht beeinflusste D_e erzielt werden. Eine Beschreibung des aufwendigen Verfahrens sowie der Rechenmethoden erfolgt in (Zhao & Li 2002) sowie Li et al. (2007a,b). Eine Anwendung des „isochron dating“ konnte in der vorliegenden Studie nicht durchgeführt werden. Zum einen erfordert das Verfahren die Datierung mehrerer (5-7) verschiedener Korngrößen (für die jeweils eine individuelle beta-Quellen-Kalibration durchzuführen ist), zum anderen ist ein Vergleich mit der Quarz-Fraktion erforderlich. Beides steht für die vorliegenden Proben nicht zur Verfügung. Zudem befindet sich das Verfahren noch in der „experimentellen Phase“ (Wintle 2008) und ist aufgrund des Aufwands kaum für eine größere Probenreihe umsetzbar.

5.12.2.5 IR-RF Infrarote Radiofluoreszenz

Mit der „Infraroten Radiofluoreszenz“ wurde durch Trautmann et al. (1998, 1999, 2000) ein gänzlich neuer Datierungsansatz innerhalb des Lumineszenz-Methodenspektrums präsentiert. Bei diesem Verfahren wird ein Lumineszenzsignal emittiert, während die Probe ionisierender Bestrahlung ausgesetzt wird.

Die Datierung basiert dabei auf folgendem Prinzip: Während der Bestrahlung mit Konversionselektronen und β -Partikeln aus einer ¹³⁷Cs-Quelle werden Elektronen vom Valenzband in das Leitungsband und von dort in die Elektronenfallen verlagert. Hierbei geben sie ein Lichtsignal im Wellenlängenbereich 865 nm ab (Trautmann et al. 2000). Die Intensität dieses Signals ist Ausdruck der Anzahl der Übergänge von Elektronen in Haftterme und kann zur Datierung genutzt werden. Ist ein großer Anteil der verfügbaren Fallen bereits gefüllt (=alte Probe), ist das Signal gering, stehen jedoch noch viele Fallen für die Rekombination zur Verfügung (=junge Probe), weist das Signal eine hohe Intensität auf (Erfurt & Krbetschek 2003). Die „Aufbaukurve“ weist somit einen abfallenden, und somit zur herkömmlichen OSL-

Datierung gegensätzlichen Verlauf auf. Das für die Datierung genutzte Signal ist nach bisherigen Erkenntnissen thermisch stabil und weist kein „anomalous fading“ auf (Wintle 2008). Die zu datierende Zeitspanne liegt zwischen 20 ka und 350 ka, bei geringen Dosisleistungswerten sogar bei 500 ka (Preusser et al. 2008). Erfurt & Krbetschek (2003) stellten mit dem IRSAR-Protokoll ein optimiertes Messverfahren zur Datierung von Feldspäten vor. Verschiedene Datierungsstudien (z.B. Krbetschek et al. 2008, Lauer et al. 2011) belegen die erfolgreiche Anwendung der Methodik.

Das Verfahren erfordert eine spezielle Instrumentierung, die bisher nicht weit verbreitet ist. In Deutschland stehen IR-RF-Messgeräte in nur einem einzigen Labor an der Technischen Universität Bergakademie Freiberg zur Verfügung. Für die vorliegende Studie wurden mehrere Proben an dieses Labor weitergegeben, die Kapazitäten ließen jedoch keine Messungen bis zur Fertigstellung dieser Arbeit zu. Eine systematische Untersuchung der vorliegenden Proben ist jedoch schon deshalb nicht möglich, da die Transportalter in den meisten Fällen <20 ka sind.

Die Ergebnisse der Untersuchungen zur Verminderung des fading-korrigierten Anteils an den ermittelten Feldspat-Altern lassen sich wie folgt zusammenfassen: Für die Datierung der meisten Proben erscheint eine SAR_{50°C}-Datierung mit Auswertung des Integrationsintervall 0-18 Sekunden und Einbeziehung der in Kap. 5.12.1 beschriebenen fading-Korrektur als geeignet.

Für die Proben in einem Altersbereich außerhalb des linearen Bereichs der Aufbaukurve (in der vorliegenden Untersuchung also >100 ka) können SAR_{50°C}-Messungen nicht hinreichend fading-korrigiert werden, so dass für diese das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll verwendet wird. Die in der Literatur verfügbaren Erkenntnisse sowie eigene Ergebnisse deuten an, dass eine fading-Korrektur für die mit diesem Protokoll erzielten Alter nicht notwendig ist.

Messungen mit gelb stimulierter Lumineszenz wurden versuchsweise durchgeführt und führen zu vergleichbaren Ergebnissen wie das SAR_{50°C}-Protokoll inkl. fading-Korrektur. Systematische Datierungen sind in Köln jedoch technisch nicht möglich.

Die beiden Verfahren „Isochron dating“ und „Infrarote Radiofluoreszenz“ wurden vorgestellt, konnten jedoch in der vorliegenden Studie nicht durchgeführt werden.

5.13 Das Problem des „optical cross-talk“ als Unsicherheitsfaktor der D_e -Bestimmung

5.13.1 Technische Ursachen von „optical cross-talk“

Hoffer et al. (2010), Universität Bayreuth, brachten in einem Posterbeitrag auf der Deutschen Lumineszenz- und ESR-Tagung im November 2010 das Problem des „*optical cross-talk*“ für Infrarot-stimulierte Lumineszenz zur Sprache. Die präsentierten Untersuchungen zeigten eine deutliche Systematik dahingehend, dass die Messung der jeweils ersten Messposition eine höhere testdosiskorrigierte Intensität (L_x/T_x) des natürlichen Signals als die der unmittelbar folgenden Nachbarpositionen liefert. Dies hat zur Folge, dass auch die Äquivalenzdosis der ersten Messposition systematisch höher ist als die der übrigen Messpositionen. Als Ursache wird „optical cross-talk“ (auch „*cross illumination*“, Bray et al. 2002) angenommen: Darunter ist die teilweise Ausleuchtung benachbarter Messpositionen im Zuge der optischen Stimulation des Lumineszenzsignals zu verstehen. Während auf der ersten Messposition ein unbeeinflusstes natürliches Signal gemessen wird, wird durch gestreutes Stimmulationslicht das natürliche Signal der benachbarten Positionen bereits zu einem gewissen Teil gebleicht (Abb. 5.29).

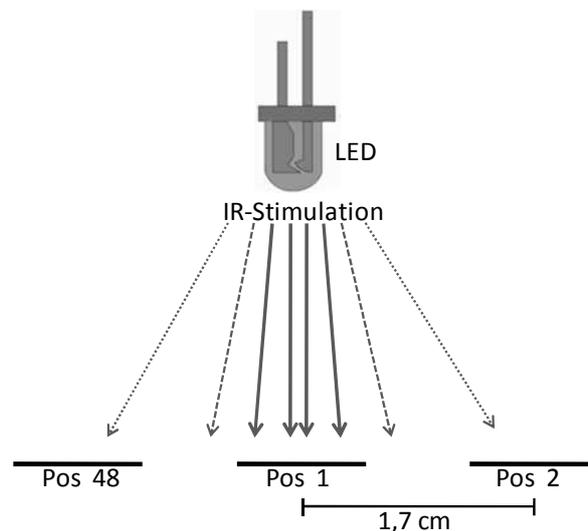


Abb. 5.29: Optical cross-talk (Riso Gerät TL-DA 15).

Systematisch untersucht wurde das Problem bisher nur für Quarze. Bray et al. (2002) geben einen Wert der unbeabsichtigten Ausleuchtung benachbarter Positionen von 0,014 % bei blauer Stimulation mit 18 mW/cm^2 an (Gerätetyp TL/OSL Reader „DA 15“, der von Bøtter-Jensen et al. (2000) angegebene Wert für ein vergleichbares Gerät Wert mit einer Diodenleistung von 35 mW/cm^2 liegt bei 0,006 %. Nach Gleichung (1) aus Bray et al. (2002) lässt sich der Effekt auf das Lumineszenzsignal benachbarter Positionen berechnen:

$$T_p = 0,00014T_n$$

wobei T_p die zu berechnende effektive Ausleuchtzeit auf der benachbarten Position ist, und T_n die Ausleuchtzeit der zu messenden Position. Dies bedeutet, dass eine Sekunde Ausleuchtzeit auf

einer bestimmten Messposition zu einer optischen Stimulation der benachbarten Position führt, die äquivalent zu einer Ausleuchtzeit von 0,00014 s ist. Für routinemäßige Quarz-Messungen mit z.B. 50-100 s Ausleuchtzeit ist das Problem somit vor allem für hochsensitive Messungen relevant (Bray et al. 2002).

Für Feldspäte hingegen ergibt sich trotz der erwähnten geringen Ausleuchtraten der benachbarten Positionen ein Problem gravierenden Ausmaßes: Zum Einen beträgt die Ausleuchtzeit 300 s, zum anderen ist die Nutzung der Messoption „*run-1-at-a-time*“ erforderlich. Diese Option ermöglicht es, die programmierte Messequenz durchgehend pro Aliquot zu messen, statt wie für Quarze üblich, jeden individuellen Schritt des SAR-Protokolls (Bestrahlung, Vorheizen, Stimulation) zunächst für alle Teilproben durchzuführen. Die durchgehende Messung ist jedoch für Feldspat obligatorisch, um einen für das Problem des „anomalous fading“ relevanten, einheitlichen zeitlichen Abstand zwischen Bestrahlung/Vorheizen und der IRSL-Stimulation zu gewährleisten (Thomsen 2011, pers. Mitt.). Im Hinblick auf optical cross-talk ergibt sich somit das Problem, dass alle Aliquots mit Ausnahme der ersten Position vor der Messung ihres natürlichen Signals bis zu 14 Mal für jeweils 300 Sekunden vom gestreuten Stimulationslicht der Nachbarposition beeinflusst werden.

Quantifizierungen des optical cross-talk von IR-Dioden sind bisher nicht verfügbar. Auf Anfrage des Bayreuther Lumineszenzlabors beim Gerätehersteller Risø wurde mit Hinweis auf die feste Gerätegeometrie ein Unterschied zwischen blauer und infraroter Stimulation als unwahrscheinlich bezeichnet. Um den Effekt bei IR-Dioden annähernd quantifizieren zu können, wird daher der „Streuwert“ einer blauen LED aus Bray et al. (2002) verwendet: Aus den genannten Stimulationszeiten (14 x 300 s) und dem Cross-Talk-Faktor (0,00014) ergibt sich dann aus der Gleichung eine effektive Ausleuchtzeit auf der benachbarten Position von 0,58 sec. Exemplarische Analysen der Ausleuchtkurven von 20 der in dieser Arbeit untersuchten Proben zeigen, dass während dieser Stimulationszeit bereits durchschnittlich 13 % bis 20 % des natürlichen Signals emittiert werden (Abb. 5.30).

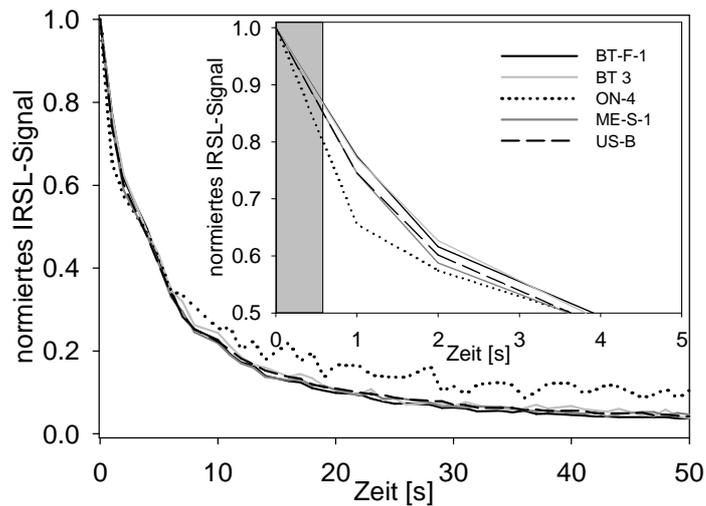


Abb. 5.30: Ausleuchtcurven (auf das Initialsignal normiert) der natürlichen IRSL-Signale der Proben BT-F-1, BT-3, ON-4, ME-S-1 und US-B. Trotz unterschiedlicher Signalintensitäten ist ein einheitlicher Kurvenverlauf erkennbar, der auch für andere Proben aus dem Untersuchungsgebiet repräsentativ ist. Das Inset zeigt, dass der Signalverlust innerhalb der ersten 0,58 Sekunden zwischen 14 und 20% liegt.

5.13.2 Identifizierung von optical cross-talk bei den untersuchten Proben

Um das Problem des optical cross-talk auch für die vorliegende Untersuchung zu überprüfen, wurden alle betroffenen bisherigen Messungen – unbeeinflusst sind Post-IR-IR_{290°C}-Messungen und fading-tests, da für diese routinemäßig jeweils eine Messposition frei gelassen wurde – systematisch neu ausgewertet unter Berücksichtigung der Messposition. Zudem wurden von allen Proben jeweils zwei Aliquots erneut mit einer Position Abstand gemessen, um diese als weitere von optical cross-talk weitgehend unbeeinflusste Aliquots (neben dem Aliquot der Messposition 1 aus der ursprünglichen Messung) in den Vergleich einbeziehen zu können:

Die Mittelwerte von 24 der 64 getesteten Proben zeigen keinen messbaren Effekt: Sowohl der Median als auch der per Central-Age-Model (Kap. 5.8) errechnete Mittelwert der ersten bzw. mit einer Position Abstand gemessenen Aliquots und der ohne Abstand gemessenen Aliquots sind innerhalb des 1 σ -Konfidenzintervalls nicht zu unterscheiden.

Für weitere zehn Messungen ist der Effekt durch Berechnung der Mittelwerte erkennbar, aber nur gering ausgeprägt: Die um im Mittel 7 % bis 17 % erhöhten D_e -Werte liegen innerhalb des 2 σ -Konfidenzintervalls der Verteilung – es gibt also mehrere Aliquots, die trotz optical cross-talk eine höhere D_e als die mit Abstand gemessenen Aliquots aufweisen.

Bei 27 Proben zeigen die Ergebnisse, dass das jeweils erste Aliquot, bzw. die mit einer Position Abstand gemessenen Aliquots, eine um 16 % bis 55% höhere D_e aufweisen als die restlichen Messpositionen. Hierbei fällt auf, dass von allen Messungen auf den unterschiedlichen Geräten des Messlabors (Gerätetypen TL/OSL Reader DA 12, DA 15 und DA 20) der TL/OSL Reader DA 20, das jüngste Gerät der Baureihe, die größte Abweichung zwischen Position 1 und allen anderen Messpositionen aufweist (Ø 42 %) und optical cross-talk bei allen Messungen auftritt.

Für drei Proben kann aufgrund der hohen Streuung der Äquivalenzdosisverteilung kein eindeutiges Urteil gefällt werden.

Zusammenfassend zeigen die Auswertungen, dass optical cross-talk einen Effekt hat, der in erster Linie abhängig ist von dem verwendeten Messgerät und in zweiter Linie von der zu messenden Probe.

Im Rahmen der Dose Recovery Tests konnte das Problem nicht erkannt werden, da jedes Aliquot vor der SAR-Messung im Messgerät ausgeleuchtet und bestrahlt wird. Beeinträchtigungen aus den vorhergehenden Ausleuchtzeiten benachbarter Plättchen werden also vor der D_e -Messung beseitigt. (Somit ist der DRT auch trotz optical cross-talk ein gültiges Qualitätskriterium im Hinblick auf die Lumineszenzcharakteristika und die Streuung der Äquivalenzdosiswerte, Kap. 5.5)

5.13.3 Experimente zur Quantifizierung von optical cross-talk

Um das Problem besser quantifizieren zu können, wurde eine systematische Studie an zwei verschiedenen Proben durchgeführt. Ziel war es, festzustellen, wie groß die Verringerung der gemessenen D_e durch optical cross-talk ist, wenn die Äquivalenzdosis bekannt und die Streuung möglichst gering ist.

Für die Untersuchung wurden die Proben US-C und KG-1 zwei Stunden lang bei 500°C ausgeheizt, um das Lumineszenzsignal vollständig zu löschen. Anschließend wurden von beiden Proben 60 Teilproben erstellt, von denen jeweils 12 Aliquots mit 4,45 Gy, 8,9 Gy, 13,35 Gy, 26,7 Gy und 40,5 Gy mit einer ^{60}Co -Gamma-Quelle im Universitätsklinikum Düsseldorf bestrahlt wurden. Die Dosisgruppen wurden so gewählt, dass sie die Äquivalenzdosiswerte aller untersuchten Proben möglichst gut repräsentieren und eine eventuelle Dosisabhängigkeit des Effekts untersucht werden kann.

Anschließend wurden die 12 Aliquots einer Probe und Dosisgruppe mit dem SAR-Protokoll (Kap. 4.4) gemessen, und zwar auf den Messpositionen 1-4, 10-13 und 20-23. So ergeben sich drei Messpositionen (1, 10 und 20), die von optical cross-talk unbeeinflusst sind, und neun Messpositionen, für die ein Effekt feststellbar sein müsste. Das Experiment wurde für alle fünf Dosisgruppen der beiden Proben durchgeführt. Probe US-C wurde systematisch auf dem Gerät DA 20 gemessen, Probe KG-1 wurde auf allen drei verfügbaren Geräten DA 12, DA 15, und DA 20 gemessen, auf denen die Messungen im Rahmen dieser Arbeit durchgeführt wurden.

Die Untersuchung bestätigt die Annahme, dass nicht das jeweils erste Aliquot überbestimmt, sondern die Äquivalenzdosen aller anderen Teilproben unterbestimmt sind. So wird die applizierte Dosis von den Aliquots der Positionen 1, 10 und 20 gut reproduziert (wobei auch für diese tendenziell eine leichte Unterschätzung durch anomalous-fading während des mehrwöchigen Zeitraums zwischen Bestrahlung und Messung erkennbar ist), die übrigen Aliquots hingegen sind systematisch unterbestimmt (Abb. 5.31). Die einzige nachvollziehbare

Erklärung für diese Beobachtung ist das teilweise Bleichen des Lumineszenzsignals der Nachbarpositionen durch optical cross-talk.

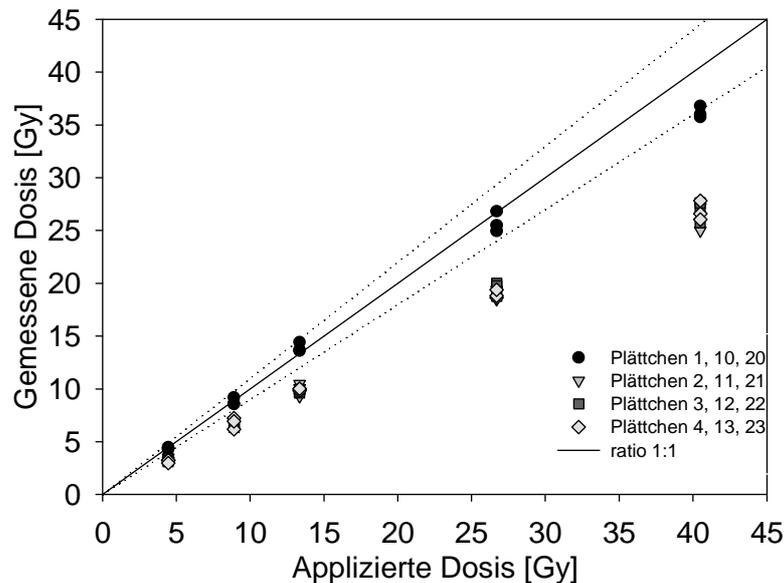


Abb. 5.31: Graphische Auswertung der Experimente zum optical cross-talk der Probe US-C auf Gerät TL/OSL-DA 20. Die Aliquots 1, 10 und 20 sind durch schwarze Kreise dargestellt, die übrigen (von optical cross-talk beeinflussten) Aliquots mit grauen Dreiecken und Vierecken. Die vertikale Linie gibt ein Verhältnis von applizierter und gemessener Dosis von 1:1 an, die gepunkteten Linien geben die Grenze der Abweichung von 10% (1:1,1 und 1:0,9) an.

Eine weitere Beobachtung ist, dass das Ausmaß der Beeinflussung durch optical cross-talk nicht dosisabhängig ist. Für alle Dosisgruppen zeigt sich bei der Probe US-C, die ausschließlich auf Gerät DA 20 gemessen wurde, systematisch eine Unterbestimmung der von optical cross-talk beeinflussten Aliquots von etwa 36 % (Tab 5.10). Aufgrund der von der Dosis unabhängigen Stimulationszeiten ist dies nachvollziehbar. Die Ergebnisse implizieren auch, dass ein möglicher Ausgleich der cross-illumination durch cross-irradiation (also Bestrahlung benachbarter Positionen durch Streustrahlung) nicht in messbarem Maß erfolgt. Für diese müsste in jedem Fall eine Dosisabhängigkeit erkennbar sein.

Probe	Dosis	\bar{D}_c [Gy]		ratio A/B-D
		Pos A (1, 10, 20)	Pos B-D (2-4, 11-13, 21-23)	
US-C	4,45	4,38	3,23	1,36
US-C	8,9	8,78	6,69	1,31
US-C	13,35	13,92	9,88	1,41
US-C	26,7	25,76	19,09	1,35
US-C	40,5	36,19	26,6	1,36
KG-1	13,35	12,63	9,20	1,37

Tab. 5.10: Auswertung des Experiments zum optical cross-talk der Probe US-C auf Gerät TL/OSL-DA 20.

Die Messungen der zweiten Probe KG-E auf allen drei Geräten, zeigen, wie bereits oben angedeutet, dass das Problem des optical cross-talk geräteabhängig ist. Auf Gerät DA 12 zeigt sich eine Unterbestimmung der D_e der von cross-illumination beeinflussten Aliquots von 15 % und 9 %. (Theoretisch sollte aufgrund der Bauweise mit größerem Abstand zwischen den 24 Messpositionen gar kein Effekt erkennbar sein, allerdings geben Bötter-Jensen et al. (2000, S. 526) einen nicht näher spezifizierten Hinweis darauf, dass der Lift-Mechanismus der Geräte der Baureihe DA 12 weniger gut geeignet sei, optical cross-talk zu vermeiden).

Auf Gerät DA 15 liegt die Unterbestimmung im Experiment bei 11 % und 18 %. Zu bemerken ist zudem, dass für das Gerät DA 15 das Ausmaß der D_e -Unterbestimmung in etwa dem entspricht, was nach den Angaben von Bray et al. (2002) für diesen Gerätetyp (TL/OSL-DA 15, Baujahr 2002) zu erwarten wäre: Ein optical cross-talk von 0,014 % akkumuliert sich wie erwähnt beim SAR-Protokoll zu einer Stimulation des natürlichen Signals, die 0,58 s entspricht – in dieser Zeit liegt der Signalverlust bei den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben bei 14-16 %.

Die Ergebnisse der systematischen Untersuchung des Problems passen zu den Ergebnissen der Neuauswertung der Äquivalenzdosisverteilungen, bei der festgestellt wurde, dass der Effekt des optical cross-talk auf Gerät DA 20 am höchsten ist. Auch Hoffer et al. (2010) zeigten, dass auf zwei verschiedenen Messgeräten unterschiedlich große Effekte zu beobachten sind. S. Kreutzer, Universität Bayreuth, (pers. Mitteilung 2011) geht davon aus, dass aufgrund technischer Modifikationen vor allem jüngere Geräte einen größeren als den in der Literatur für blaue LED quantifizierten optical cross-talk-Effekt aufweisen. Betroffen sind vermutlich Geräte der Serie Risø - TL/OSL DA-15 und DA-20 ab einem Baujahr ≥ 2005 . Eine mögliche Rolle könnten dabei veränderte Öffnungswinkel der LEDs spielen. Angaben des Herstellers zu dieser Vermutung sind bisher nicht verfügbar.

Die vorgestellten Ergebnisse der systematischen Unterschätzung des natürlichen Lumineszenzsignals benachbarter Positionen um 36 % auf Gerät DA 20 implizieren einen tentativen optical cross-talk-Wert der IR-Dioden (max. 145 mW/cm^2) von 0,04 % (gemessen wurden ca. 36% Signalverlust, dies entspricht nach Abb. 5.30 ca. 1,7sec Ausleuchten, geteilt durch 14×300). Dieser Wert entspricht dem 2,5fachen des durch Bray et al. (2002) für blaue Leuchtdioden (18 mW/cm^2) ermittelten Wertes, welcher auch vom Gerätehersteller zitiert wird. Eine Sekunde Ausleuchtzeit auf einer bestimmten Position des Geräts D führt somit zu einer optischen Stimulation der benachbarten Position, die äquivalent zu einer Ausleuchtzeit von 0,0004 s ist.

5.13.4 Einbeziehung von Korrekturfaktoren in die Messergebnisse

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass für alle Messungen auf dem Messgerät DA 20 erhebliche ($\approx 42 \%$) Unterschätzungen der wahren Äquivalenzdosis durch optical cross-talk festgestellt wurden. Auf den Geräten DA 12 und DA 15 wurde für mehr als die Hälfte der Proben kein

Effekt festgestellt, für die restlichen liegt er zwischen 7 % und 46 %. Eine Erklärung für die probenspezifischen Effekte auf diesen beiden Geräten kann zum aktuellen Zeitpunkt nicht geliefert werden. (Exemplarische Untersuchungen normierter Ausleuchtcurven zeigen, dass diese sich für die in unterschiedlichem Maße betroffenen Proben nicht unterscheiden). Systematische Untersuchungen, z.B. der Beleuchtungsgeometrie und des möglicherweise teilweise entgegengerichteten Effekts der cross-irradiation stehen aus.

Die beschriebene Problematik wurde bisher nur in einer einzigen Publikation thematisiert, welche sich jedoch auf Quarz-Messungen bezieht. Wie dargestellt, ist für diese das Problem weniger gravierend, sofern die Aliquots nicht mit der "run1-at-a-time"-Option gemessen werden. Dies wird auch vom Hersteller im Handbuch so kommuniziert: „Although this cross-talk can be significant in highly sensitive samples, the effects can usually be disregarded if care is taken with the measurement sequence design.“ (Guide to The Risø TL/OSL Reader 2010, S. 16). Die im Rahmen dieser Untersuchung vorgestellten Ergebnisse und die Erkenntnisse des Lumineszenzlabors der Universität Bayreuth zeigen jedoch, dass bei Feldspäten, für die eine Messung mit „run-1-at-a-time“ zwingend ist, optical cross-talk einen signifikanten Effekt hat. Eine wesentliche Maßgabe für künftige Feldspat-Messungen ist es also, immer mindestens eine, möglichst auch zwei Messpositionen zwischen den zu messenden Aliquots frei zu lassen.

Für die im Rahmen der vorliegenden Studie bereits erfolgten Messungen kann eine vollständige Neumessung unter Beachtung dieser Vorgabe nicht mehr erfolgen. Betroffen sind diejenigen Äquivalenzdosismessungen, die bis zum Bekanntwerden des Problems gemessen wurden. Unbeeinflusst von optical cross-talk sind Post-IR-IR_{290°C}-Messungen und fading-tests, da für diese routinemäßig jeweils eine Messposition frei gelassen wurde.

In Anbetracht der Ergebnisse aus Kap. 5.13.2 kann eine Korrektur der gemessenen D_e um einen optical cross-talk quantifizierenden Faktor nur von Probe zu Probe individuell erfolgen. Es wird ermittelt, wie groß das Verhältnis des Mittelwerts der mit einer Messposition Abstand ermittelten Äquivalenzdosismessungen zu den niedrigeren, von optical-cross-talk beeinflussten D_e ist. (Die Mittelwertberechnung beruht auf dem Central-Age Model). Diese Abweichung wird als Korrekturfaktor für die von optical cross-talk beeinflussten Aliquots verwendet (s. Tabellen Anhang H).

Für diejenigen Proben, deren mit einer Messposition Abstand gemessene D_e innerhalb des 1σ -Konfidenzintervalls mit der von optical cross-talk beeinflussten D_e übereinstimmt, wurde auf dieses Vorgehen verzichtet.

Insgesamt kann dieses Vorgehen jedoch nur eine näherungsweise Korrektur darstellen. Das Problem des optical cross-talk stellt somit einen Unsicherheitsfaktor in der Altersbestimmung dar.

5.14 Die Bestimmung der Dosisleistung

Die ionisierende Strahlung in Sedimenten beruht auf dem Zerfall der natürlich vorkommenden Radioisotope ^{235}U , ^{238}U und ^{232}Th sowie von ^{40}K . (Der Beitrag von ^{14}C und ^{87}Rb zur Sedimentdosisleistung ist vernachlässigbar gering und wird nicht in die Gesamtdosisleistung einbezogen.) Emittiert wird dabei α - β - und γ -Strahlung. Abbildung 5.32 zeigt die drei natürlichen Zerfallsreihen der Ausgangsnuklide ^{238}U , ^{235}U und ^{232}Th unter Angabe der Halbwertszeiten und Zerfallsprozesse.

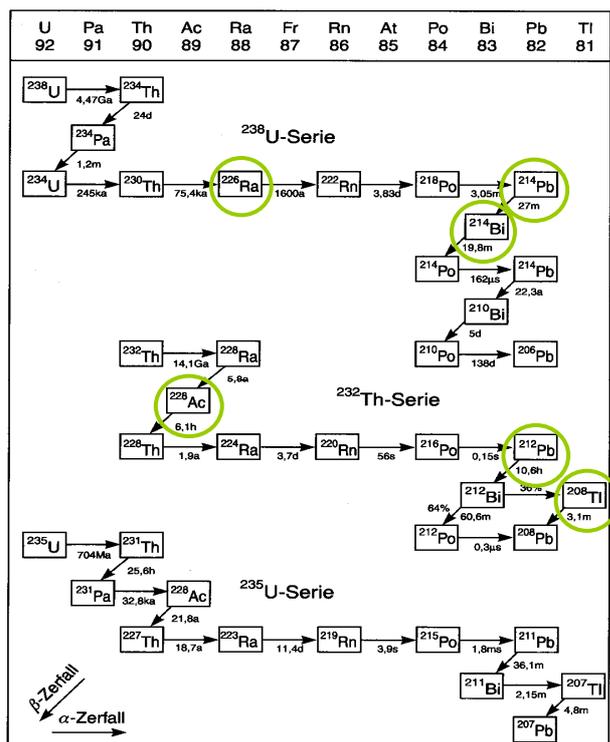


Abb. 5.32: Uran-, Thorium- und Actinium-Zerfallsreihen. Grün markiert wurden die in der γ -Spektrometrie analysierten Tochterisotope (Kapitel 5.12.1). (aus: Geyb 2005)

Grundlage für eine Dosisleistungsberechnung ist somit die Bestimmung der Radionuklidgehalte des Sediments, im vorliegenden Fall durch γ -Spektrometrie. Eine Erläuterung der physikalischen Grundlagen dieser Methode erfolgt im Anhang E.

5.14.1 Bestimmung der Radionuklidgehalte

Die γ -Spektrometrie wurde im Lumineszenz-Labor des Geographischen Instituts der Universität zu Köln durchgeführt. Für diesen Zweck wurde getrocknetes und homogenisiertes Probenmaterial in Marinelli-Becher eingewogen. Zwei Bechergößen (ca. 800 und 1600 g) stehen zur Verfügung, die maximal befüllt wurden, um eine mit der Kalibrationsmessung vergleichbare Probengeometrie zu gewährleisten.

Um den Radonverlust zu kompensieren, der durch die Bearbeitung auftreten kann und zu einem radioaktiven Ungleichgewicht führen würde (Kapitel 5.14.2), wurden die Proben zwischen Einwaage und Messung mindestens vier Wochen gelagert.

Mit den verwendeten γ -Spektrometern (Germaniumdetektor der Firma Canberra sowie HPGe der Firma Ortec) werden die Aktivitäten der Isotope ^{226}Ra ($E_\gamma = 186,0$ keV), ^{214}Pb ($E_\gamma = 295,2$ keV, $351,9$ keV), ^{214}Bi ($E_\gamma = 609,3$ keV; $1120,3$ keV; $1764,5$ keV; $2204,2$ keV) der ^{238}U -Zerfallsreihe, sowie ^{228}Ac ($E_\gamma = 209,25$ keV; $338,3$ keV; $794,95$ keV; $911,1$ keV; $964,7$ keV; $968,97$ keV), ^{212}Pb ($E_\gamma = 238,6$ keV) und ^{208}Tl ($E_\gamma = 583,2$ keV & $860,37$ keV), der ^{232}Th -Zerfallsreihe (siehe Abbildung 5.32) sowie ^{40}K ($E_\gamma = 1460,75$ keV) bestimmt. Die Auswertung der Spektren erfolgt mit der Software „Gamma-Vision“ der Firma Ortec.

Die Ergebnisse der Bestimmung der Radionuklidgehalte sind in Anhang E für alle untersuchten Proben dargestellt. Die Gehalte innerhalb eines Profils sind vergleichsweise einheitlich (von Schichten unterschiedlicher Genese abgesehen) (Tab. 5.11). Zwischen den Standorten variieren die U-Gehalte zwischen 0,6 % und 3,6% und die K-Gehalte zwischen 0,9 % und 2,9 %, es lässt sich jedoch keine Systematik bezüglich Genese oder Herkunft der Probe feststellen. Die größte Varianz der Messwerte weist Thorium mit Gehalten zwischen 1,9 und 11,4 ppm auf. Hierbei zeigt sich eine deutliche Systematik, dass Dünensande geringe Werte und Terrassensedimente des Arbeitsgebiets Karakorum (HAR) oder auch Proben mit fluvial-lakustrinem Einfluss (SG, OG) eher hohe Thorium-Gehalte aufweisen.

Tabelle 5.11: Mittelwerte, Minimal- und Maximalwerte der U-, Th- und K-Gehalte aller untersuchten Proben.

	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)
Arithm. Mittel	1,4	5,5	2,1
Median	1,3	5,2	2,2
Minimum	0,6	1,9	0,9
Maximum	3,0	11,4	2,9

5.14.2 Der Einfluss radioaktiver Ungleichgewichte auf die Dosisleistungsbestimmung

Die Ermittlung der Dosisleistung beruht auf der Umrechnung der Isotopengehalte von Uran, Thorium und Kalium in eine charakteristische Strahlungsverteilung (Tab. 5.11). Diese ist jedoch nicht korrekt, wenn das Gleichgewicht zwischen den Zerfallsraten von Mutterisotopen und Tochterisotopen gestört ist. Solche „radioaktiven Ungleichgewichte“ treten auf, wenn Isotope aus einem theoretisch geschlossenen System entfernt oder in ein solches zugeführt werden. Relevant ist die Untersuchung radioaktiver Ungleichgewichte vor allem für fluviale und grundwasserbeeinflusste Sedimente oder Profile, in die Paläoböden eingeschaltet sind (Prescott & Hutton 1995). In Anbetracht der Tatsache, dass einige der untersuchten Sedimente aus einem fluvial-lakustrinen Einflussbereich stammen oder auch Rostflecken als Merkmale für

Grundwassereinfluss aufweisen, müssen solche Ungleichgewichte in der Zerfallsreihe in Betracht gezogen werden.

Betroffen von radioaktiven Ungleichgewichten sind vor allem die Radionuklide der ^{238}U -Zerfallsreihe – zum Einen aufgrund ihrer geochemischen Mobilität, zum Anderen aufgrund ihrer langen Halbwertszeiten (Krbetschek et al. 1994). Letztere haben zur Folge, dass Ungleichgewichte über Jahrtausende erhalten bleiben können. Innerhalb der ^{232}Th -Zerfallsreihe sind die Halbwertszeiten hingegen kurz, so dass ein radioaktives Ungleichgewicht im Sediment innerhalb von 20 Jahren abgebaut wird (Olley et al. 1997). ^{40}K erzeugt eine zeitlich konstante Dosisrate.

Trotz kurzer Halbwertszeit von Bedeutung für radioaktive Ungleichgewichte ist das Edelgas Radon, welches sowohl in der ^{238}U - als auch ^{232}Th -Zerfallsreihe auftritt und eine Halbwertszeit von 3,8 Tagen bzw. 56 Sekunden aufweist. Relevant ist der Radon-Verlust bei der Bearbeitung – dieser wird in der vorliegenden Arbeit ausgeglichen, indem die Proben vor der γ -Spektrometrie einige Wochen unter Luftabschluss gelagert werden, damit das Ungleichgewicht abgebaut werden kann. Der Ausschluss von Ungleichgewichten dieses Radionuklids ist besonders wichtig, da es in hohem Maße zur Dosisleistung beiträgt (Krbetschek et al. 1994, Olley et al. 1996).

Die Quantifizierung der langfristigen radioaktiven Ungleichgewichte im Ablagerungszeitraum, welche zu einer zeitlich variierenden Dosisleistung führen, stellt ein Problem dar, das sich kaum lösen lässt (Olley et al. 1996). Die Evaluierung radioaktiver Ungleichgewichte zum Probennahmezeitpunkt erfordert einen Vergleich der γ -Spektrometrie (Bestimmung von ^{226}Ra , $^{214/210}\text{Pb}$, $^{214/210}\text{Bi}$) mit Methoden, die die Bestimmung von $^{238/234}\text{U}$ erlauben. Hierzu gehört z.B. α -Spektrometrie, deren Kapazitäten im Rahmen von systematischen Datierungsstudien jedoch limitiert sind (Krbetschek et al. 1994). Wird aus dem Vergleich ein radioaktives Ungleichgewicht festgestellt, ergibt sich die Schwierigkeit, zu rekonstruieren, wann dieses eingetreten ist. So schlagen Zander et al. (2007) für die von ihnen untersuchten marinen, kalkreichen Sedimente in Anlehnung an Methoden aus der Elektronen-Spin-Resonanz- und Uranreihen-Datierung das „*early uptake model*“ und das „*linear uptake model*“ als Lösungsansätze vor (z.B. Grün 1988). Ersteres geht von der Annahme eines geschlossenen Systems aus, in dem von Anfang an ein Überschuss eines Mutterisotops geherrscht hat, letzteres nimmt ein offenes System an, in welches nachträglich konstant $^{238/234}\text{U}$ und ^{226}Ra aus Meerwasser aufgenommen wird. Auch diese Modelle gehen von theoretischen Annahmen aus, welche die realen Prozesse während des Ablagerungszeitraums nur vage widerspiegeln können. Eine Evaluierung der mit den verschiedenen Modellen erzielten Alter kann in dem genannten Beispiel nur erfolgen, da – anders als in der vorliegenden Untersuchung – eine ^{14}C -Alterskontrolle gegeben ist.

Untersuchungen von Olley et al. (1996) an fluviatilen Lehmen und Sanden aus Australien ergaben, dass die dort festgestellten Ungleichgewichte zwischen Mutter- und Tochternukliden zwar zum Teil zwischen 20 % und 50 % betragen, aber lediglich eine Abweichung von weniger

als 3 % von der tatsächlichen Dosisleistung ergaben und somit innerhalb des Fehlerbereichs herkömmlicher Dosisleistungsbestimmungen liegen. Zu ähnlichen Ergebnissen kommt Lomax (2009): Je nachdem, ob die höhere oder die niedrigere gemessene Aktivität innerhalb der sich im Ungleichgewicht befindlichen Uran-Zerfallsreihe zur Dosisleistungsbestimmung herangezogen wurde, unterscheiden sich die ermittelten Dosisleistungswerte um maximal 5 % und sind innerhalb der Fehler konsistent.

Für die vorliegende Untersuchung konnte keine Bestimmung von $^{238/234}\text{U}$ durchgeführt werden. Es lassen sich jedoch auch anhand der mittels Gamma-Spektrometrie ermittelten Radionuklide Anhaltspunkte für radioaktive Ungleichgewichte ermitteln. So zeigen einige der untersuchten Proben einen Überschuss von ^{226}Ra gegenüber den Tochternukliden. Hierbei handelt es sich um die Probe ATSW-3 (Strandwall, Kap. 7.2.6), einzelne Proben fluvial-lakustrinen Ursprungs (KG-E-1, Kap. 7.1.7., ON-2, Kap. 7.2.1.) sowie mehrere Proben aus dem Arbeitsgebiet Karakorum (HAR, Kap. 7.4.), in welchem Paläoböden identifiziert wurden.

Für diese Proben ist die Aktivität des Radiums durchschnittlich doppelt so hoch wie die Aktivität von ^{214}Pb und ^{214}Bi . Je nachdem, ob der ^{226}Ra -Wert als über geologische Zeiträume gegeben (= „initial uptake“) in die Berechnung des Uran-Gehalts einbezogen wird, oder ob er verworfen und ein Gleichgewicht angenommen wird, variiert der berechnete Uran-Wert um durchschnittlich 5 bis maximal 10 %. Daraus ergibt sich eine Veränderung der Gesamtdosisrate um ca. 2 %. Da eine detailliertere, zeitlich aufgelöste Modellierung ohne die Bestimmung von $^{238/234}\text{U}$ im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt werden konnte, stellt die Annahme eines Gleichgewichts somit eine vertretbare Lösung dar. Für die von radioaktiven Ungleichgewichten betroffenen Proben resultiert aus diesem Vorgehen einen Unsicherheitsfaktor, der jedoch in Anbetracht der Unsicherheiten der Äquivalenzdosis-Bestimmung (durch fading und optical cross-talk) eher von untergeordneter Bedeutung ist.

5.14.3 Parameter zur Berechnung der Dosisleistung

Die Berechnung der Dosisleistung erfolgt mit Hilfe der Software „ADELE“ (Version 2006). Grundlage ist die Eingabe der durch γ -Spektrometrie ermittelten internen und externen Uran-, Thorium- und Kalium-Aktivitäten bzw. Gehalte. Über Konvertierungsfaktoren, die auf Adamiec & Aitken (1998) beruhen, wird daraus die Dosisleistung berechnet (Tab. 5.12). Diese Konvertierungsfaktoren berücksichtigen die Nuklidhäufigkeiten, die jeweiligen Zerfallsenergien und Zerfallswahrscheinlichkeiten sowie das spezifische Ionisationsverhalten der Strahlungsarten (Nambi & Aitken 1986).

Tabelle 5.12: Konvertierungsfaktoren zur Berechnung der Dosisleistung [Gy/ka]. Die kosmische Dosisleistung entspricht dem Mittel aller untersuchten Proben. Für die Berechnung der Gesamtdosis wurde ein k -Wert von 0.07 ± 0.02 sowie β -Abschwächungs-Faktor von 0,9 verwendet. Der Wassergehalt wurde als 0 % angenommen.

Verändert nach Adamiec & Aitken 1998.

	Konzentration	eff. alpha	beta	gamma	Gesamt
Kalium	1%		0,782	0,243	0,947
Thorium	1ppm	0,061	0,027	0,048	0,077
Uran	1ppm	0,218	0,146	0,113	0,260
Kosm.				0,250	0,250
Total		0,279	0,955	0,584	1,713

Abgesehen von den Radionuklidgehalten werden noch weitere Parameter bei der Dosisleistungsberechnung mit ADELE berücksichtigt:

- *α -Effektivität:* Wie in Kap. 4.5.1 dargestellt, weist α -Strahlung (bestehend aus zweifach positiv geladenen Helium-Kernen) eine sehr hohe Ionisationsdichte und geringe Streuung auf: Entlang ihrer tunnelförmigen Eintrittsspuren („tracks“) sättigt sie alle vorhandenen Ladungsdefekte mit Elektronen ab, über diese hinaus können die verbleibenden Elektronen jedoch keine Aufenthaltsmöglichkeiten belegen (Grün 1989). Somit kann α -Strahlung absolut gesehen weniger Fallen mit Elektronen füllen als eine vergleichbare β - oder γ -Dosis. Dieses relativ geringe Ionisationspotential drückt sich in der Dosisleistungsberechnung in einem k -Faktor aus. Nach Aitken (1998) eignen sich k -Faktoren zwischen 0,05 und 0,2. Den Empfehlungen von Preusser (2003) folgend, wurde für die Feldspat-Grobkorn-Proben der Wert $0,07 \pm 0,02$ verwendet.
- *β -Abschwächung:* Die ebenfalls korpuskulare β -Strahlung ist eine Elektronenemission und kann in ein Material mit einer mittleren Dichte von $2,5 \text{ g/cm}^3$ etwa 2 mm weit eindringen (Aitken 1998, Grün 1989). Bei der Berechnung der Dosisleistung wird ein β -Abschwächungsfaktor (β -attenuation) mit einbezogen, der von der Dichte des Materials und der Korngröße abhängig ist (Mejdahl 1979). Für Korngrößen zwischen $100 \mu\text{m}$ und $200 \mu\text{m}$ liegt dieser Faktor zwischen 0,935 und 0,875, verwendet wird daher ein mittlerer Faktor von 0,9.
- Neben der dominierenden internen und externen Sedimentdosisleistung hat auch die *kosmische Strahlung* einen zu berücksichtigenden Anteil an der Gesamtdosisleistung. Die kosmische Primärstrahlung – bestehend vorwiegend aus Protonen und α -Teilchen – wird beim Durchgang durch die Atmosphäre abgeschwächt und abgewandelt. Somit sind Längen- und Breitengrad sowie die Höhenlage (diese liegt bei den untersuchten Proben im Durchschnitt bei 1400 m) des Probennahmestandortes für die Berechnung der kosmischen Dosisleistung relevant. Die Berechnung der an der Erdoberfläche eingehenden ortsspezifischen kosmischen Dosisleistung beruht auf Angaben von

Prescott & Hutton (1994). (Zeitliche Variationen der an der Erdoberfläche eintreffenden kosmischen Strahlung können kaum rekonstruiert werden, daher wird von der Prämisse eines konstanten Wertes ausgegangen.) Da die Intensität der eintreffenden kosmischen Strahlung beim Durchdringen des Sediments wesentlich abgeschwächt wird, werden für die Abschätzung der kosmischen Dosisleistung auch die Tiefenlage sowie die Dichte des Umgebungsmaterials einbezogen. Änderungen der Mächtigkeit der Sedimentüberdeckung im Laufe der Sedimentationsgeschichte sind, soweit möglich, einzubeziehen. Die kosmische Dosisleistung der untersuchten Proben liegt im Mittel bei $\approx 0,25$ Gy/ka, ihr Anteil an der Gesamtdosisleistung beträgt maximal 7 %.

- Für die Berechnung *der internen Dosisleistung* der Kali-Feldspäte wird ein ^{40}K -Gehalt von $12,5 \pm 0,5$ % angenommen. Dieser Wert beruht auf Angaben von Huntley & Baril (1997), die 21 Feldspat-Proben unterschiedlicher geographischer Herkunft auf ihren Kalium-Gehalt untersuchten, und zeigen konnten, dass nahezu alle Proben um diesen Wert schwanken. Die daraus resultierende interne Dosisleistung von $0,53 \pm 0,17$ Gy trägt bei den vorliegenden Proben durchschnittlich 15 % zur gesamten Dosisleistung bei. Der Anteil der internen Dosis ist aufgrund der insgesamt hohen Dosisleistung vergleichsweise gering – so berichtet Buylaert 2008 von Durchschnittswerten von 30 % – trägt aber immer noch dazu bei, dass die Unsicherheiten in der externen Dosisleistungsberechnung (z.B. durch Wassergehaltsschwankungen, Überdeckung usw.) in geringerem Maße relevant sind, als es bei Quarzen der Fall wäre (Preusser 2003, Wintle 2008).
- Eine einzubeziehende Größe bei der Bestimmung der Dosisleistung stellt die Abschätzung des *Wassergehaltes* im Probenmaterial über den Ablagerungszeitraum dar. Dieser ist bedeutsam, da Wasser im Porenraum des Sediments dazu führt, dass α -, β - und γ -Strahlung abgeschwächt wird und somit die Dosisleistung je nach Wassergehalt variiert (Aitken 1998, Grün 1989, Wagner 1995). Über einen größeren Zeitraum kann der Wassergehalt eines Sedimentes je nach Standort stark schwanken. Zum einen ist dies auf saisonale Veränderungen des Niederschlags- und Abflussregimes zurückzuführen, zum anderen führen paläoklimatische Schwankungen zu langfristigen Veränderungen der hydrologischen Bedingungen. Auch Veränderungen des Porenvolumens – etwa durch Verdichtung oder Ausspülung von Feinmaterial – führen Schwankungen des Wassergehalts herbei. Der Wassergehalt zum Zeitpunkt der Probennahme wird durch Trocknung ermittelt. Für den größten Teil der in dieser Arbeit untersuchten Proben liegt er zwischen 0 % und 6 %, lediglich einige Proben mit einem vergleichsweise hohen Schluffgehalt weisen einen höheren Wassergehalt auf. Unter Berücksichtigung des Porenvolumens des untersuchten Sediments kann daraus eine grobe Abschätzung der Feuchteschwankungen seit der Ablagerung erfolgen. Für die sandigen Proben wurde eine Variation des Wassergehalts von 0 ± 0 %, $5 \pm 0,5$ %, 10 ± 1 % einbezogen, für die

schluffreicheren Proben von $5 \pm 0,5 \%$, $10 \pm 1 \%$ und $15 \pm 1,5 \%$. Ein exemplarischer Vergleich der Dosisleistung der Proben aus dem Becken des Oroog Nuur für ein trockenes Sediment mit dem angenommenen maximalen Wassergehalt zeigt, dass die Dosisleistung für das Sediment mit 10% Wassergehalt um durchschnittlich $8-9 \%$ unter der des vollständig ausgetrockneten Sedimentes liegt. Ein höherer Wassergehalt als 10% würde die Feldkapazität eines sandigen Substrats überschreiten. (Für einen hypothetischen Wassergehalt von 50% wäre die Dosisleistung um 27% reduziert). Es kann somit davon ausgegangen werden, dass in der Einschätzung eines mittleren Wassergehaltes eine Fehlerquelle der Altersberechnung liegt, die in etwa den von Aitken (1998) angegebenen 5% entspricht.

- Die *Dichte* wurde für die Feldspat-Datierungsfraction als $2,58 \text{ g/cm}^3$ angegeben

Die Gesamtdosisleistung D_0 einer Probe ergibt sich schließlich aus folgender Gleichung (AITKEN 1998): $D_0 = k \cdot D_\alpha + 0,9 \cdot D_\beta + D_\gamma + D_{\text{kosm.}}$

Die Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung sind in Anhang H zusammengefasst.

5.15 Zusammenfassung der Methodik zur Datierung mongolischer Sedimente

Die gemachten Ausführungen zeigen, welche Ansätze aus dem Methodenspektrum der optisch stimulierten Lumineszenz sich als am besten geeignet erwiesen haben, belastbare Alter für Sedimente aus der südlichen Mongolei zu ermitteln. Die wesentlichen Erkenntnisse sollen im Folgenden noch einmal zusammengefasst werden, um eine Validierung der in den folgenden Kapiteln dargestellten Chronostratigraphien zu ermöglichen.

Im Zuge der Untersuchungen wurde festgestellt, dass eine Datierung von Quarzen im Arbeitsgebiet südliche Mongolei nicht aussichtsreich ist. Verschiedene Methoden konnten eine Kontamination der Quarze mit Plagioklasen nachweisen. Dieses Problem konnte weder durch alternative Aufbereitungstechniken noch durch messmethodische Ansätze gelöst werden. In der Folge wurden für alle bearbeiteten Proben die Fraktion der Kali-Feldspäte separiert und datiert. Es wurde ein Messprozedere auf Basis des SAR-Protokolls ermittelt, welches auf der Stimulation im infraroten Wellenlängenbereich und der Detektion im blau-violetten Bereich – unter Verwendung von Vorheiztemperaturen von 270 °C für die Regenerierungs- und Testdosis – basiert. Die zur Verfügung stehenden Qualitätskriterien (recycling-ratio, recuperation, DRT) belegen, dass das gewählte Protokoll in der Lage ist, eine bestimmte Äquivalenzdosis mit hoher Reproduzierbarkeit zu ermitteln.

Allerdings sind bei der Generierung von Altersdaten mehrere Problembereiche zu berücksichtigen gewesen. Zum Einen wurde gegen Ende der vorliegenden Arbeit „optical cross-talk“, also eine nicht vorgesehene Ausleuchtung benachbarter Messpositionen im Zuge der optischen Stimulation des Lumineszenzsignals, festgestellt. Durch systematische Untersuchungen konnte das Problem quantifiziert und ein entsprechendes Korrekturverfahren entwickelt werden. Nichtsdestotrotz stellt das beschriebene Vorgehen eine Unwägbarkeit in der Ermittlung der Äquivalenzdosis dar, die sich nur durch weitere systematische Neumessungen aller betroffenen Proben beseitigen ließe.

Zum Anderen beinhaltet die Datierung von Feldspäten eine gewisse Unsicherheit durch das Problem des „anomalous fading“. Die durchgeführte Messung dieses Signalverlustes unter Laborbedingungen und deren Extrapolation auf geologische Zeiträume stellt für die meisten der untersuchten Proben das einzige zur Verfügung stehende Instrument dar, das Problem quantifizieren und eine Korrektur durchführen zu können. Aus zeitlichen Gründen konnte die Ermittlung von g-values nicht für jede einzelne Probe durchgeführt werden, so dass die Korrektur mithilfe von Fading-Raten benachbarter Proben einen zusätzlichen Unsicherheitsfaktor (neben der Erhöhung der relativen Altersfehler z.B. durch Streuung der ermittelten g-values je Probe) darstellt.

Für die Proben in einem Altersbereich >100 ka können SAR_{50°C}-Messungen nicht hinreichend fading-korrigiert werden. Für diese wurde das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll getestet und aufgrund der positiven Ergebnisse systematisch angewandt.

Für fünf der 85 untersuchten Proben scheint auch das Problem der unvollständigen Bleichung relevant zu sein. Das wesentliche Instrument zur Identifikation der unzureichenden Rückstellung

des Lumineszenzsignals bei Feldspäten ist die Analyse der Verteilung der Äquivalenzdosiswerte. Für die abschließende Beurteilung der Bleichungsbedingungen aller Proben müssten allerdings mehr Aliquots ($n > 50$, Rodnight 2008) gemessen werden, bzw. der Idealfall wäre die Single-Grain-Datierung. Beides ist aber mit den zur Verfügung stehenden Kapazitäten nicht möglich. Um für die betroffenen Proben eine bestmögliche Annäherung an das „wahre“ Sedimentationsalter zu ermöglichen, wird für diese das Finite Mixture Model (statt Central age model) angewendet (Rodnight 2006).

Die Dosisleistung wurde mittels Gamma-Spektrometrie ermittelt. Für einige Proben deuten die Ergebnisse ein radioaktives Ungleichgewicht in der Zerfallsreihe an, eine endgültige Einschätzung könnte nur durch den Vergleich mit Methoden, die die Bestimmung von $^{238/234}\text{U}$ erlauben, erfolgen. Die Abwägung verschiedener Szenarien der Entstehung eines solchen Ungleichgewichts zeigt jedoch, dass die daraus resultierende Unsicherheit der Altersbestimmung von untergeordneter Bedeutung ist.

Die relativen Fehler der ermittelten Altersergebnisse liegen bei durchschnittlich 12 % (Minimalwerte liegen bei 6 %, Maximalwerte betragen 27 %). Es ist somit in Anbetracht der beschriebenen Datierungsprobleme eine vergleichsweise hohe Präzision der Ergebnisse gegeben. Die Frage der Richtigkeit, also ob das Ergebnis das tatsächliche Sedimentationsalter widerspiegelt, lässt sich ohne Alterskontrolle nicht abschließend beantworten. In einem einzigen Profil (ME-S, Kap. 7.3.3) ist eine ^{14}C -Datierung einer Schneckenschale vorhanden, hier stimmt das Alter innerhalb der Fehler mit den IRSL-Altern der über- und unterlagernden Sedimenten überein.

Einen weiteren Hinweis auf die Richtigkeit der Alter liefert die gute Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen, die exemplarisch mit den beiden unterschiedlichen Messverfahren Post-IR- $\text{IR}_{290^\circ\text{C}}$ und $\text{SAR}_{50^\circ\text{C}}$ ermittelt wurden. Desweiteren stimmen auch die drei im Freiburger Labor mittels Y-OSL ermittelten Feldspat-Alter innerhalb der Fehler mit den hier vorliegenden Altern überein.

6 Probennahmestrategie und Auswahl der Arbeitsgebiete

Umwelt- und Klimarekonstruktionen für die Mongolei beruhen bisher weitgehend auf Daten, die nur für einzelne Standorte eine einheitliche methodische Vorgehensweise aufweisen. Wie in Kapitel 2.8.1 ausgeführt wurde, ist jedoch ein erheblicher lokaler Einfluss zu berücksichtigen. Um kleinräumige und überregionale Entwicklungen identifizieren und ggfs. voneinander trennen zu können, wurde eine Probennahmestrategie entwickelt, die es ermöglicht, Erkenntnisse über punktuelle, lokale und in der Zusammenschau auch flächenhafte Prozesse und Klimaparameter zu gewinnen (Abb. 6.1).

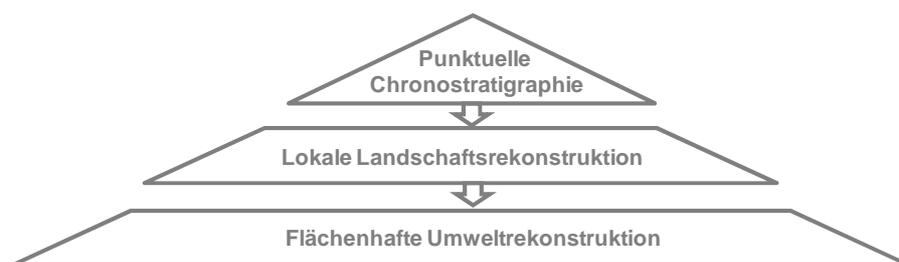


Abb. 6.1: Aus dem Probennahmekonzept resultierende Maßstabsebenen der Interpretation.

Es wurden vier verschiedene Teilarbeitsgebiete in der südlichen Mongolei bearbeitet, zwischen denen bis zu 750 km Distanz liegen (*überregionale, flächenhafte Umweltrekonstruktion*, Abb. 6.2). Jedes einzelne dieser Teilarbeitsgebiete weist eine möglichst in sich „geschlossene“ Klima- und Entwicklungsgeschichte auf, da es sich um ein endorheisches Becken (Tal der Gobi-Seen), ein Dünenfeld (Mongol Els, Khongoryn Els) oder eine punktuell stark anthropogen geprägte Region handelt (Kharkhorin) (*lokale Landschaftsrekonstruktion*). In jedem dieser Arbeitsgebiete wurden sechs bis sieben Profile beprobt, um verifizierbare Aussagen durch Vergleich der Daten treffen zu können.

Innerhalb der Profile wurde anhand der Geländeansprache möglichst aus jeder „relevanten“ Schicht eine Probe entnommen (*punktuelle Chronostratigraphie*). Bei der Entnahme von Proben wurde darauf geachtet, eine Teilmenge des zu beprobenden Sediments zu entnehmen, welche die Gesamtmenge repräsentiert. Die Entscheidung, welche eine relevante Schicht innerhalb eines Profils ist, beruht auf der Identifizierung des vermutlichen Prozessgeschehens in der Vergangenheit auf Grundlage von sichtbaren Charakteristika wie Korngröße, Textur, Farbe, Zementierung und Diskordanzen. Der wesentliche Schwerpunkt liegt hierbei auf äolischen Sedimenten, die in vielen Fällen jedoch von Sedimenten anderer Genese über- oder unterlagert werden und somit differenzierte Aussagen der Prozessabfolgen zulassen.

Für das Profil „Ujim Sair“ (US), einige Profile aus dem Mongol Els sowie für das Arbeitsgebiet Karakorum stehen zudem geochemische Untersuchungen und Korngrößenanalysen der Projektpartner zur Verfügung, die die im Gelände gezogenen Schlüsse stützen (Kap. 7.1.4).

Eigene detaillierte sedimentologische Analysen für alle vorgestellten Arbeitsgebiete wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt.

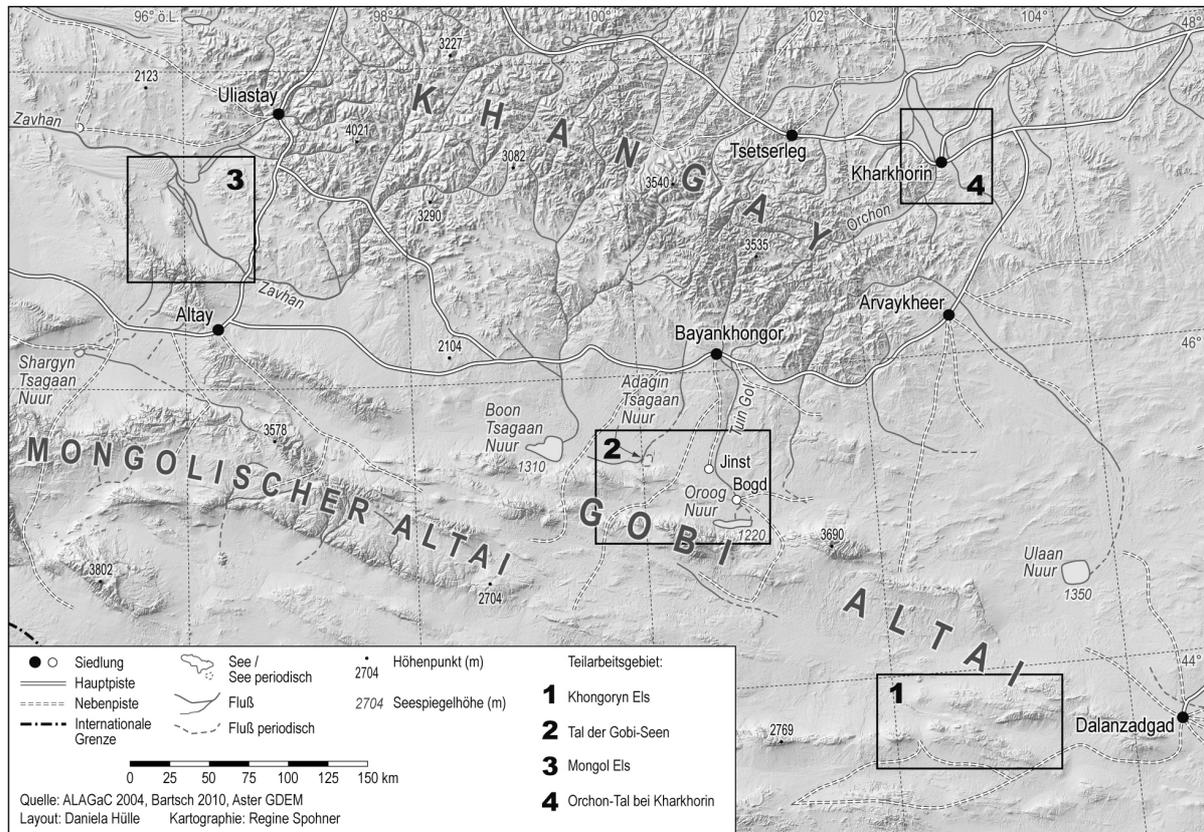


Abb. 6.2: Karte des Untersuchungsgebietes mit den vier Teilarbeitungsgebieten.

Eine grundlegende Rolle bei der Auswahl der Profilstandorte innerhalb der Arbeitsgebiete spielt die Geomorphologie der umgebenden Landschaft. Nur aus der Kombination von Geomorphologie und Sedimentcharakteristika lässt sich ableiten, welche Transportprozesse (z.B. äolisch, kolluvial, fluvial, lakustrin) zur Ablagerung geführt haben und welche Aussage somit im Sinne einer Klima- und Landschaftsrekonstruktion ableitbar ist. Eine erhebliche Bedeutung kommt auch der Repräsentativität eines Profils zu. Im Idealfall stellt es nicht ein singuläres Phänomen dar, sondern ist ein Ausschnitt aus einem typischen Archiv, welches linienhaft (z.B. Strandwall) oder flächig (z.B. Flugsand, Paläoboden, Seesediment) in einem Arbeitsgebiet zu finden ist.

Nicht zu unterschätzen sind in einem Gebiet wie der Mongolei aber auch Gründe der Praktikabilität: In weitgehend abgelegenen Regionen ist es nicht möglich, Baggerschurfe anzulegen, sondern die Freilegung der Profile muss von Hand erfolgen, so dass sich Anschnitte, die an einem Fluss-Prallhang oder in Erosionsrinnen liegen, anbieten, die Beprobung hoher Dünen bis zur Basis hingegen nicht möglich ist.

7 Ergebnisse: Punktuelle Chronostratigraphien

Die Ausführungen in diesem Kapitel umfassen eine Einführung in jedes der vier Teilarbeitsgebiete, die Beschreibung der beprobten Profile sowie die Darstellung der ermittelten Alter (eine Interpretation dieser Alter erfolgt in Kap. 8). Eine Legende zu den Profilabbildungen gemäß dem von der „Federal Geographic Data Committee der USA“ erarbeiteten Standard befindet sich im Anhang F. Es erfolgt eine Angabe der im Gelände mittels Fingerprobe ermittelten Bodenartengruppe (AG Boden 1994). Für die Definition der einzelnen Bodenarten in den Profilabbildungen sind die drei Fraktionen Ton (T), Schluff (U) und Sand (S) maßgebend. Die dominierende Korngrößenfraktion ist mit einem Großbuchstaben gekennzeichnet, die adjektivische Bezeichnung wird mit einem Kleinbuchstaben vorangestellt (z.B. sU = sandiger Schluff).

Die im Folgenden dargestellten OSL-Alter beruhen auf der Datierung von Kali-Feldspäten mittels infrarot stimulierter Lumineszenz (IRSL). Eine tabellarische Zusammenfassung der Datierungsergebnisse erfolgt jeweils am Ende der Ausführungen zu den einzelnen Arbeitsgebieten. Sofern nicht anders angegeben, wurden die Messungen nach dem SAR-Protokoll (Kap. 4.4) durchgeführt, die verwendeten Messparameter entsprechen den in Kapitel 5.4 gemachten Ausführungen.

Wie in Abschnitt 5.8 erörtert, beruht die Bestimmung eines geeigneten Mittelwerts der Äquivalenzdosis auf dem Central Age Model. Für Proben, die im Zuge des Transportprozesses vermutlich unzureichend gebleicht wurden, erfolgt die Identifizierung der am besten gebleichten Teilproben-Population mit dem Finite Mixture Model (Kap. 5.10.). Der D_e -Fehler ergibt sich aus dem 1σ -Standardfehler unter Einbeziehung eines systematischen Fehlers von 5 % (Kap. 5.9)

Die angegebenen Alter beinhalten zwei wesentliche Korrekturen: Ein „optical cross-talk“-Faktor wurde für jede Messung nachträglich ermittelt (Anhang H), und die gemessene D_e entsprechend korrigiert. Wie in Kap. 5.12.1 dargestellt, wurde zudem der der Signalverlust durch „anomalous fading“ im Labor gemessen und auf den Ablagerungszeitraum extrapoliert. Die gemessenen und für die Korrektur verwendeten g-values werden angegeben. Für Proben, deren Sedimentationsalter in einem Altersbereich liegen, für die eine fading-Korrektur nicht anwendbar ist (>100 ka), wurde das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll angewendet. Diese Fälle werden explizit angegeben. Aufgrund der Annahme, dass das Post-IR-IR_{290°C}-Signal weitgehend von fading unbeeinflusst ist (Kap. 5.12.2.2), wird hierbei auf eine fading-Korrektur verzichtet.

Abb. 6.3 zeigt, wie sich die beschriebenen Korrekturen auf die Altersergebnisse auswirken.

Die Dosisleistung wurde gemäß den Angaben in Kap. 5.14.3 ermittelt. Das Sedimentationsalter einer Probe berechnet sich nach der in Kapitel 4.1 dargestellten Gleichung.

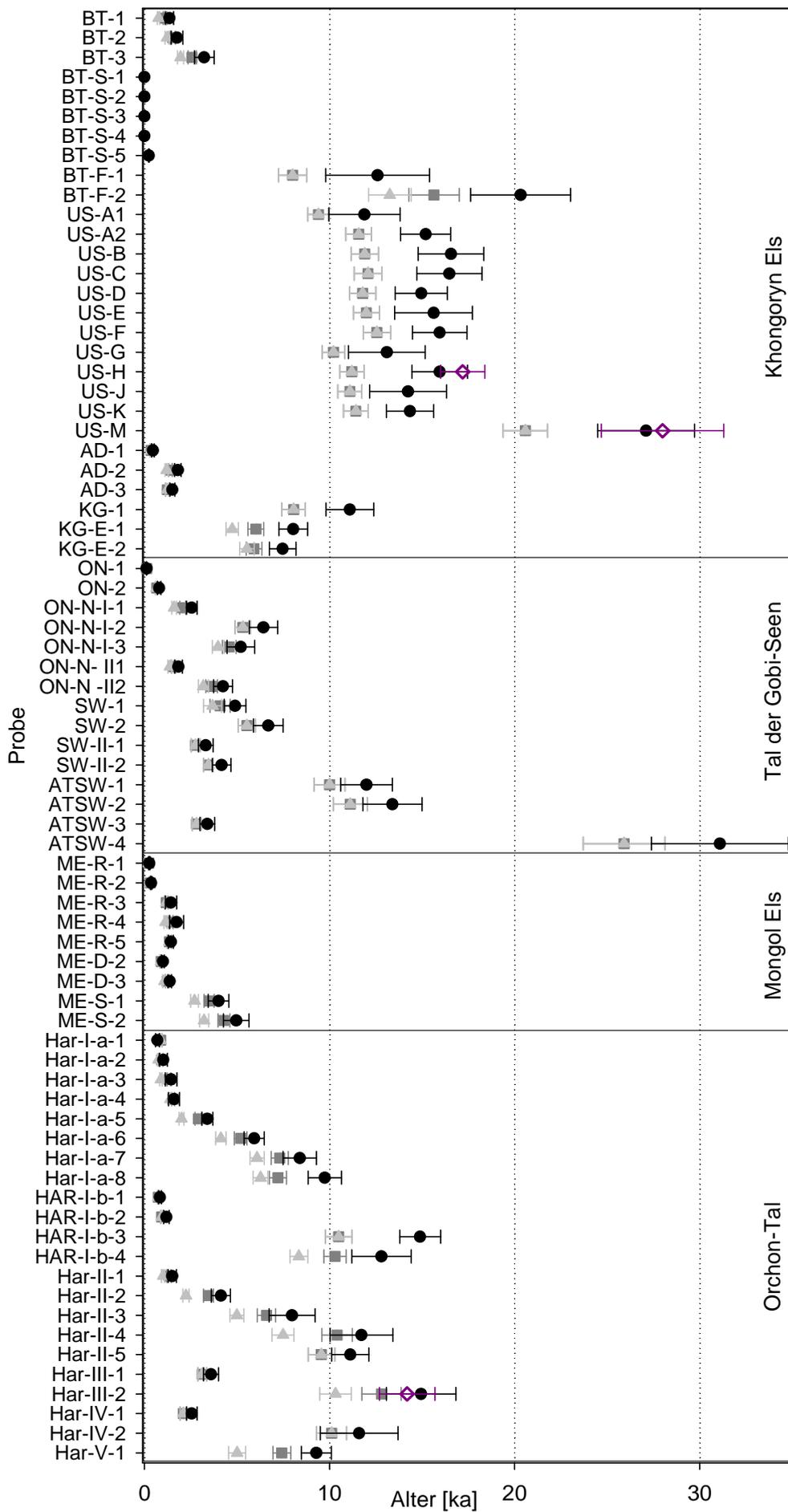


Abb. 6.3: Zusammenfassung der IRSL-Alter der bearbeiteten Proben (post-IR-IR >100 ka ausgenommen). Mit hellgrauen Dreiecken sind unkorrigierte Alter dargestellt, dunkelgraue Quadrate sind Alter, die um einen „cross-talk-Faktor“ korrigiert wurden (s. Kap. 5.13 sowie Tabelle mit Korrekturfaktoren im Anhang H), schwarze Kreise sind die endgültigen Alter, die sowohl eine Korrektur des cross-talk als auch des fading beinhalten. Pink markierte Vierecke sind Post-IR-IR-Alter, die für die Proben US-H, US-M und HAR-III-2 zusätzlich ermittelt wurden.

7.1 Das Teilarbeitsgebiet Khongoryn Els

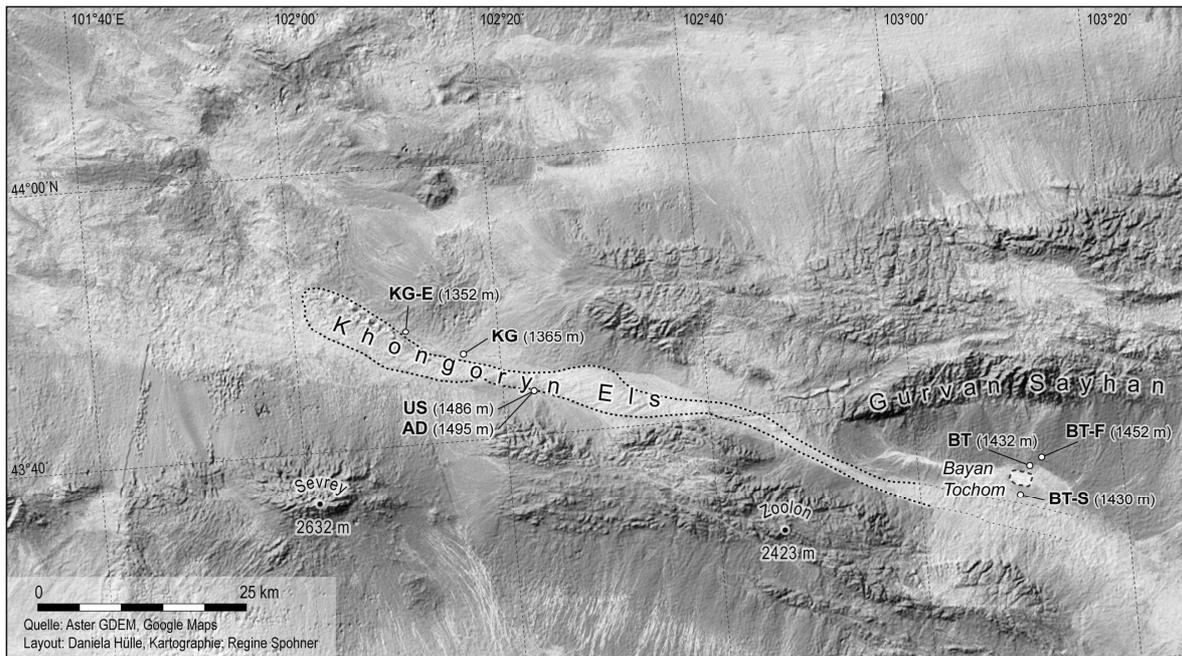


Abb. 7.1: Karte des Teilarbeitsgebiets Khongoryn Els mit den Probennahmestandorten „Bayan Tochom“ (BT), „Ujim Sair“ (US) und „Khongoryn Gol“ (KG).

Das Dünenfeld Khongoryn Els erstreckt sich südlich des 44. Breitengrades zwischen ca. 102 °E und 104 °E über eine Länge von 180 km in Richtung NW-SE (Abb. 7.1). Mit einer Fläche von rund 1000 km² bedeckt es weite Teile einer Senke zwischen Ausläufern des Gobi Altai, die durch tektonische Aktivität seit dem Paläozoikum entstanden ist. Das Dünenfeld setzt sich aus mehreren Generationen komplexer Dünen zusammen, die Höhen von bis zu 150 m erreichen (Baasan 2004). Am südöstlichen Ende ist der Dünenkörper flacher, bis er schließlich in einzelne, wandernde Barchane zerfällt. Am nordwestlichen Teil wird das Dünenfeld begleitet vom namensgebenden Fluss Khongoryn Gol. Dieser hat seinen Ursprung als „Ujim Sair“ in den südlich angrenzenden Gebirgen, quert das Dünenfeld an der Stelle des Profils „US“ und endet schließlich in der das westliche Ende des Dünenfeldes bildenden Endpfanne.

Das zum Teilarbeitsgebiet gehörende Becken „Bayan Tochom“ umfasst den gleichnamigen See Bayan Tochom Nuur sowie das umgebende Seebecken (43°34'N, 103°11'E, 1410 m a.s.l.). Es hat eine Fläche von rund 300 km² und befindet sich am südöstlichen Teil des Dünenfeldes Khongoryn Els. Die Senke wird von NW-SE streichenden Gebirgszügen (Gurban Sayhan 2600 m a.s.l. im Norden, Zoolon Uul 2400 m a.s.l. im Süden) begrenzt, die durch känozoische Tektonik des Bogd-Verwerfungssystems herausgehoben wurden. Den Übergang vom Gebirgsfuß zum Becken bilden Schwemmfächer, die sich zu einer Fußfläche vereinigen.

Die eigentliche Seefläche nimmt unter den rezent ariden Klimabedingungen nur einen kleinen, jahreszeitlich variablen Teil des Beckens ein, gespeist wird der See durch ephemere Zuflüsse aus

den Gebirgen. Ein Salzsumpf im Zentrum der Senke überdauert durch Grundwasser aus den Schwemmfächern.

Den Übergang zwischen den Fußflächen (Profil BT-F) der nördlich liegenden Gebirgszüge und den Seesedimenten des Bayan Tochom bilden sandige Sedimente sowie kleine Dünen (<2 m), die durch *Achnatherum splendens* (Poaceae) fixiert werden. Diese bilden in einer Höhe ca. 10 m über dem heutigen Seespiegel eine scharfe Grenze aus. Der südliche Bereich des Beckens wird von Dünen bedeckt, die sich bis zu 10 m über der Fläche erheben (Profil BT-S).

7.1.1. Profil Bayan Tochom „Fußfläche“ (BT-F, 43°32'72.5"N, 103°12'82.0"E, 1452 m a.s.l.)

Das Profil BT-F befindet sich auf einem Schwemmfächer, der von der nördlichen Seite des Beckens in die Gebirge übergeht. Das Profil besteht im oberen Teil aus grobem, kantigem Schutt und Sand. Ab ca. 0,50 m Tiefe schließt sich eine Wechsellagerung aus Schutt und Sand an, in die auch Schlufflinsen eingeschaltet sind, welche für die OSL-Datierung beprobt wurden. Anhand der Lagebedingungen und Sedimentcharakteristika lässt sich nicht rekonstruieren, ob diese äolisch eingeweht und dann von weiteren Schwemmfächersedimenten überlagert wurden, oder ob sie während der Verspülung des Hangschutts eingearbeitet wurden. Ab ca. 1,00 m Tiefe nehmen die sandigeren Komponenten zu (Abb. 7.2).



Abb. 7.2: Das Profil BT-F, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils.

In Anbetracht der Tatsache, dass für die oberflächennahen, grobklastischen Sedimente der Fußfläche kolluviale/alluviale Verlagerung anzunehmen ist, ist die vollständige Bleichung des Lumineszenzsignals beim Transport nicht vorauszusetzen. Die Verteilung der gemessenen Äquivalenzdosiswerte ($n=24$ bzw. 22) weist mit 14 % (BT-F-1) und 9 % (BT-F-2) keine signifikant erhöhte Streuung auf, auch die Schiefe ist mit 0,2 und 0,3 nicht auffällig. Nach Fuchs & Wagner (2003) sowie Fuchs et al. (2007) sind die genannten Kriterien jedoch nicht zwingend,

eine unvollständig gebleichte Probe kann auch normalverteilt sein. Da jedoch keine weiteren Möglichkeiten der Detektion schlechter Bleichung für die vorliegenden Proben zur Verfügung stehen (Kap. 5.10), kann eine Altersüberschätzung durch ein Residualsignal nicht ausgeschlossen werden. Da andererseits darauf geachtet wurde, möglichst einheitliche Schluff- bzw. Sandlinsen zu beproben, bleibt zu hoffen, dass für diese eine vollständige Bleichung während des Transports erfolgt ist.

Insgesamt zeigen die bearbeiteten Proben jedoch keine signifikanten Unterschiede hinsichtlich Streuung und Lumineszenzcharakteristika zu den äolisch transportierten Proben. Die IRSL-Alter liegen bei $20,3 \pm 2,7$ in 1,0 m Tiefe und $12,6 \pm 2,8$ ka 0,3 m Tiefe.

7.1.2 Profil Bayan Tochom (BT, 43°34'84.5"N, 103°11'94.1"E, 1432 m a.s.l.)

Das Profil BT wurde in einem Wall angelegt, dessen vorwiegend sandige Sedimente eine markante Linie gleicher Höhe (10 m über dem heutigen Seespiegel) innerhalb des Seebeckens bilden. Zu den Fußflächen hin schließen sich Kupstendünen an. Grunert et al. (2009) interpretieren die enthaltenen Sande als Strandsedimente, die einen früheren, höheren Seespiegelstand anzeigen. Eine alternative Hypothese kann jedoch dahingehend formuliert werden, dass diese Linie durch Grundwasseraustritt am Übergang der Schwemmfächersedimente zu den lakustrinen Sedimenten des Bayan Tochom zu erklären ist. Die damit verbundene Vegetation am Quellhorizont führt zu sukzessivem Aufwachsen der aus dem Becken ausgewehten äolischen Sedimente.

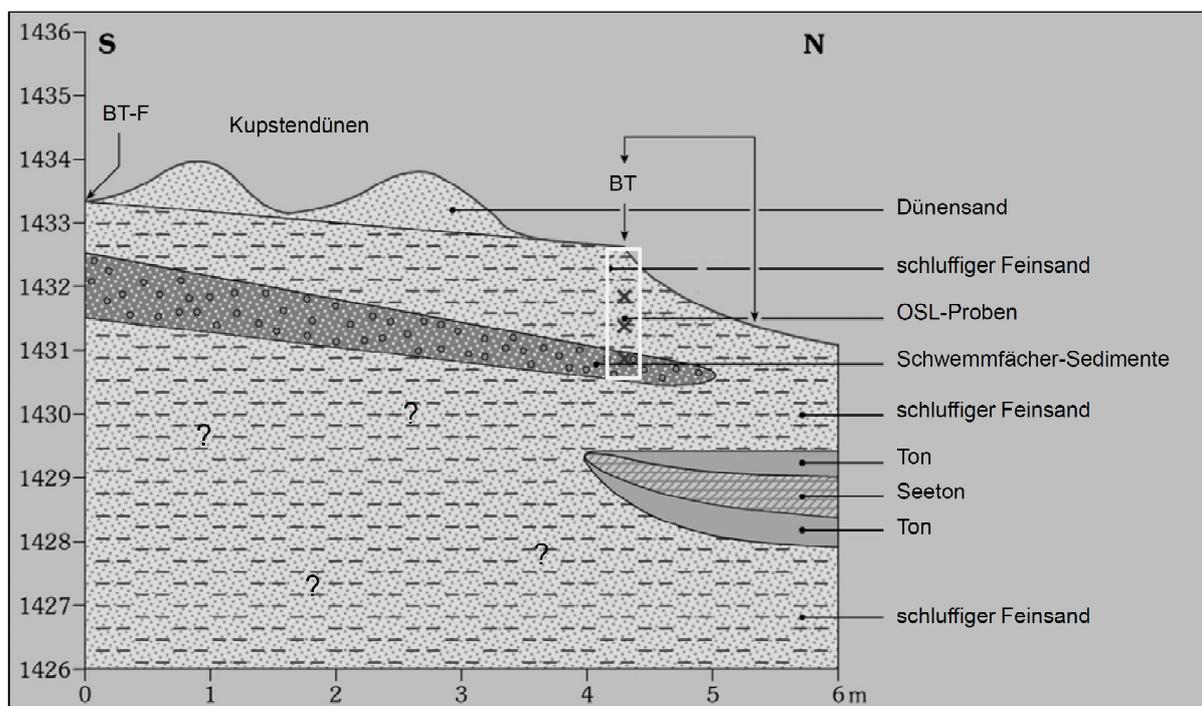


Abb. 7.3: Lage des Profils BT (verändert nach Grunert et al. 2009).

Im Aufschluss liegt bis in eine Tiefe von 1,70 m graubrauner, feinsandiger Schluff (Probe BT-1) oder schluffiger Feinsand (BT-2) vor. Die oberen 0,50 m des Profils sind durchwurzelt, daher wurde aus dieser Schicht keine OSL-Probe entnommen. Zwischen 1,70 m und 2,00 m sind Kiese enthalten, die nach Grunert et al. (2009) kolluvial/alluvial aus dem sich zum Gebirge hin anschließenden Schwemmfächer verlagert wurden. In dieser Tiefe sind zunehmend Rostflecken erkennbar, ab einer Tiefe von 2,0 m steht Grundwasser an (Abb. 7.4). Eine Pürckhauer-Bohrung in unmittelbarer Nähe des Profils zeigt, dass sich im Liegenden des Profils eine weitere Schicht schluffigen Feinsands befindet, sowie ein Seeton, der vermutlich vom Beckeninneren her eingreift (Abb. 7.3). Die Verzahnung der Sedimente konnte jedoch nicht eindeutig geklärt werden, hierfür müsste eine systematische Catena vom Beckeninneren zum Gebirgsfuß angelegt werden.

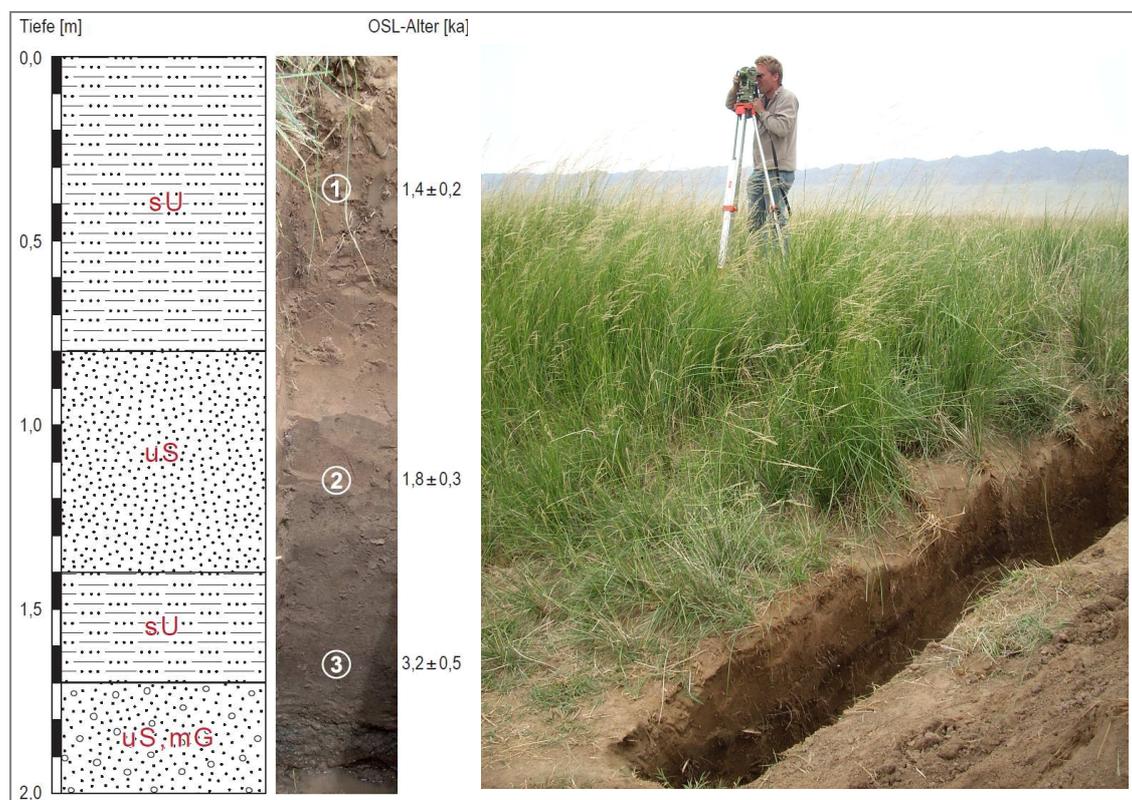


Abb. 7.4: Das Profil BT, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils.

Das Sedimentationsalter der in 1,70 m Tiefe entnommenen Probe liegt bei $3,2 \pm 0,5$ ka. Für die Probe in 1,25 m Tiefe konnte der Zeitpunkt des letzten Transportes als $1,8 \pm 0,3$ ka bestimmt werden, der sandige Schluff in 0,75 m Tiefe wurde vor $1,4 \pm 0,2$ ka abgelagert (Abb. 7.4).

7.1.3 Profil Bayan Tochom Südufer (BT-S, 43°32'72.5"N, 103°10'24.4"E, 1430 m a.s.l.)

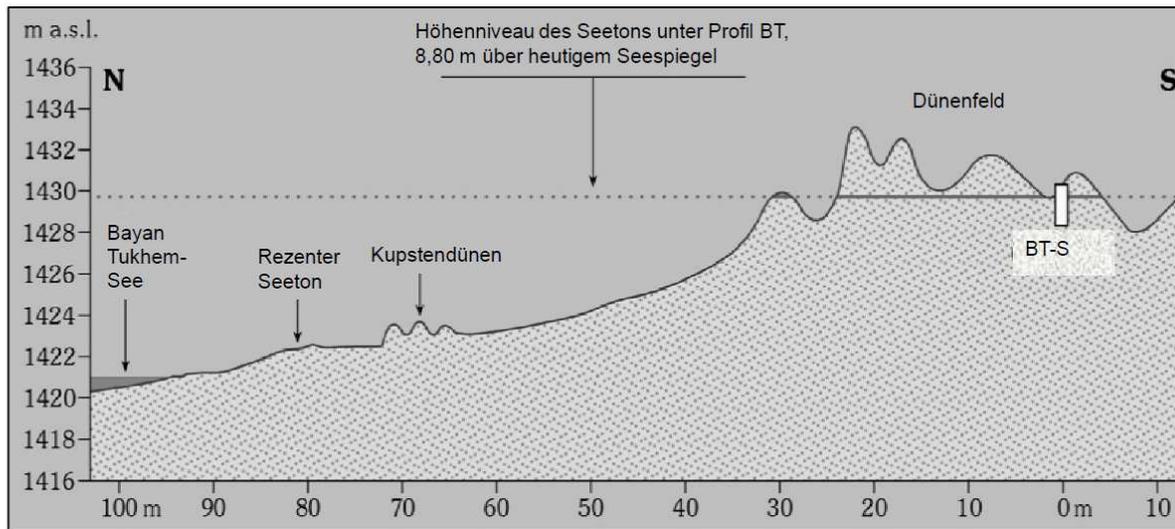


Abb. 7.5: Lage des Profil BT-S (verändert nach Grunert et al 2009).

Das Profil BT-S befindet sich in einem Dünenfeld etwa 400m südlich des rezenten Sees (Abb. 7.5). Die Höhe über dem Seespiegel im August 2007 beträgt ca. 9 m.

Den oberen Teil des Profils (0-0,60 m) bilden Fein- und Mittelsande. Durch den Bewuchs der Düne mit Moosbere (*Nitraria sibirica*) ist dieser Teil vergleichsweise stark durchwurzelt. Zwischen 0,60 m und 0,65 m befindet sich ein grau- bis ockerfarbener schluffiger Ton, der plattige Strukturen aufweist. Darunter schließt sich zunehmend feuchter Mittelsand an, unterbrochen von einem weiteren Band schluffigen Tons in 1,35 m Tiefe (Abb. 7.6).

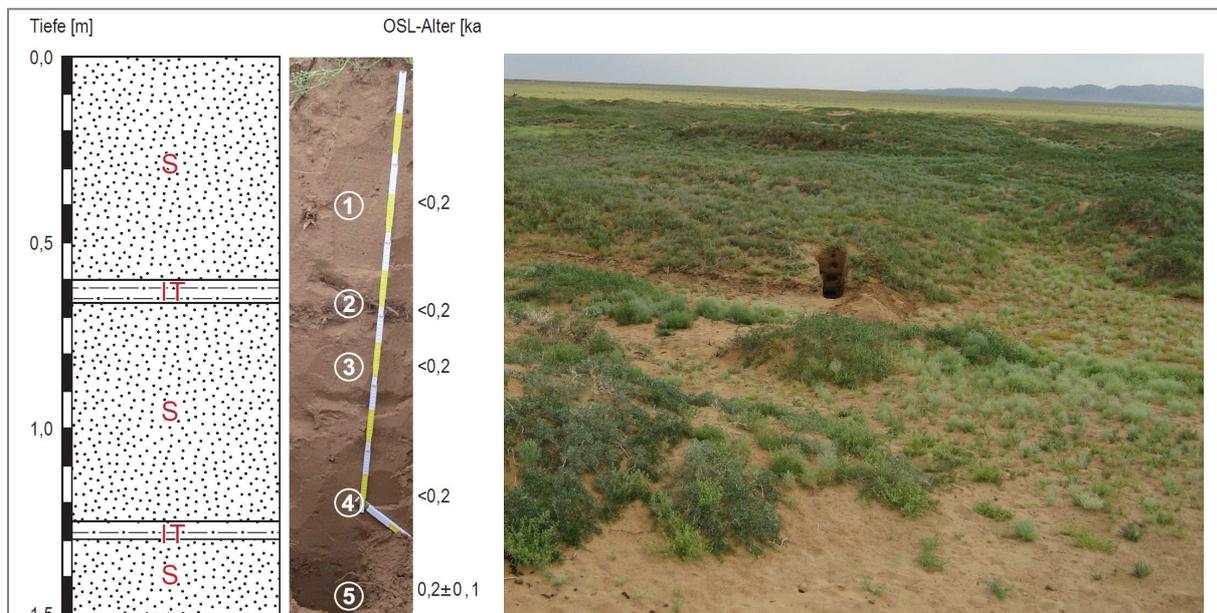


Abb. 7.6: Das Profil BT-S, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils.

Die Datierung der Probe BT-S5 in einer Tiefe von 1,40 m ergibt ein Alter von $0,2 \pm 0,1$ ka, für die Probe BT-S-1 ist keine von 0 unterscheidbare D_e bestimmbar. In Anbetracht der in Kap. 5.10

erwähnten Residualalter von 50-150 Jahren ist die Genese des Profils somit als rezent bis subrezent einzuordnen. Auch wenn das Profil eine vergleichsweise starke Durchwurzelung der oberen Schichten aufweist, kann Bioturbation nicht die durchweg sehr geringen Äquivalenzdosiswerte in einer Tiefe von 1,50 m erklären.

7.1.4 Profil Ujim Sair (US, 43°43'47.7"N, 102°22'28.1"E, 1486 m a.s.l.)

Das Profil US ist an einer Stelle aufgeschlossen, an der der episodische Fluss Ujim Sair das Dünenfeld Khongoryn Els quert, bevor er als „Khongoryn“ Gol in nordwestlicher Richtung parallel zum Dünenfeld weiterfließt.

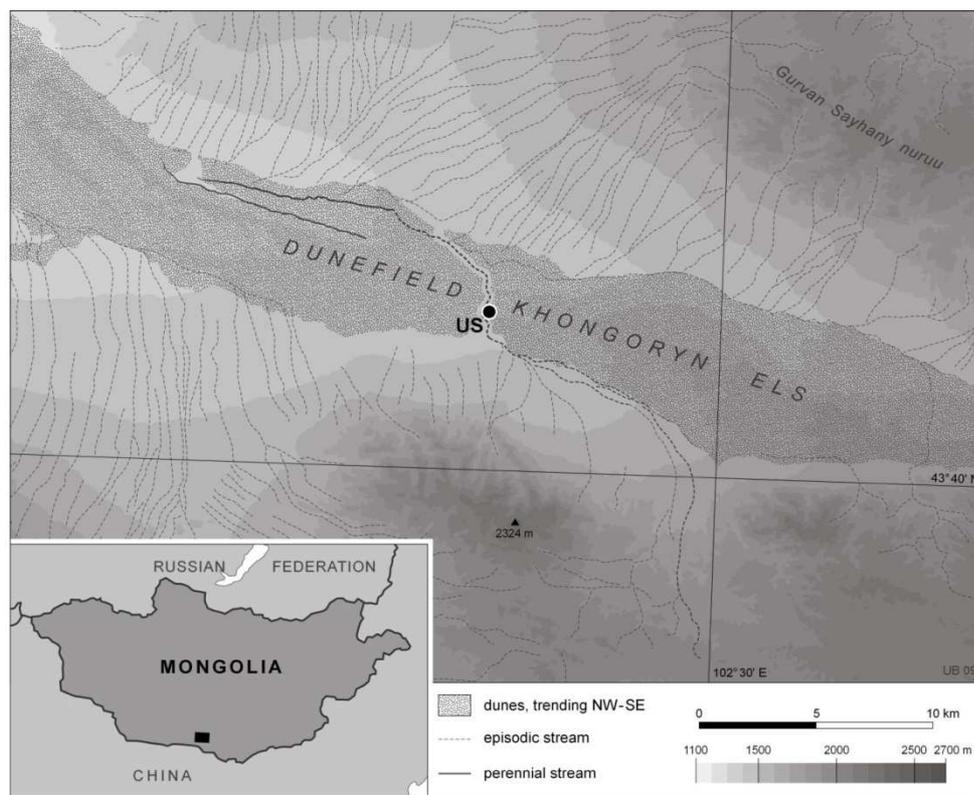


Abb. 7.7: Das Dünenfeld Khongoryn Els mit dem Dünendurchbruch am Profil Ujim Sair (US) (Quelle: Hülle et al. 2009b).

Das 23 m hohe Profil besteht aus einer Wechsellagerung von sandigen und ton- bzw. schluffreicheren Lagen. Letztere haben der Erosion besser widerstanden, so dass sich eine Terrassierung der Oberfläche ausgebildet hat, welche in Abb. 7.8 erkennbar ist. Die Korngrößenanalyse der Sedimente (durchgeführt von Dr. C. Stolz, Mainz) zeigt, dass die sandigen Schichten weniger als 10-15 % Ton und Schluff enthalten, die verfestigten Ton- und Schlufflagen hingegen weniger als 10 % Sand. Zudem zeigen Salinitätsmessungen, dass in den Siltlagen der Salzgehalt (Ø 17 g Salz pro kg Boden) etwa zehnfach höher als in den Sandlagen (Ø 1,4 g Salz pro kg Boden) ist. Es kann demnach daraus abgeleitet werden, dass die Sandlagen äolischer und die Siltlagen fluvial-lakustriner Herkunft sind (Hülle et al. 2009b).

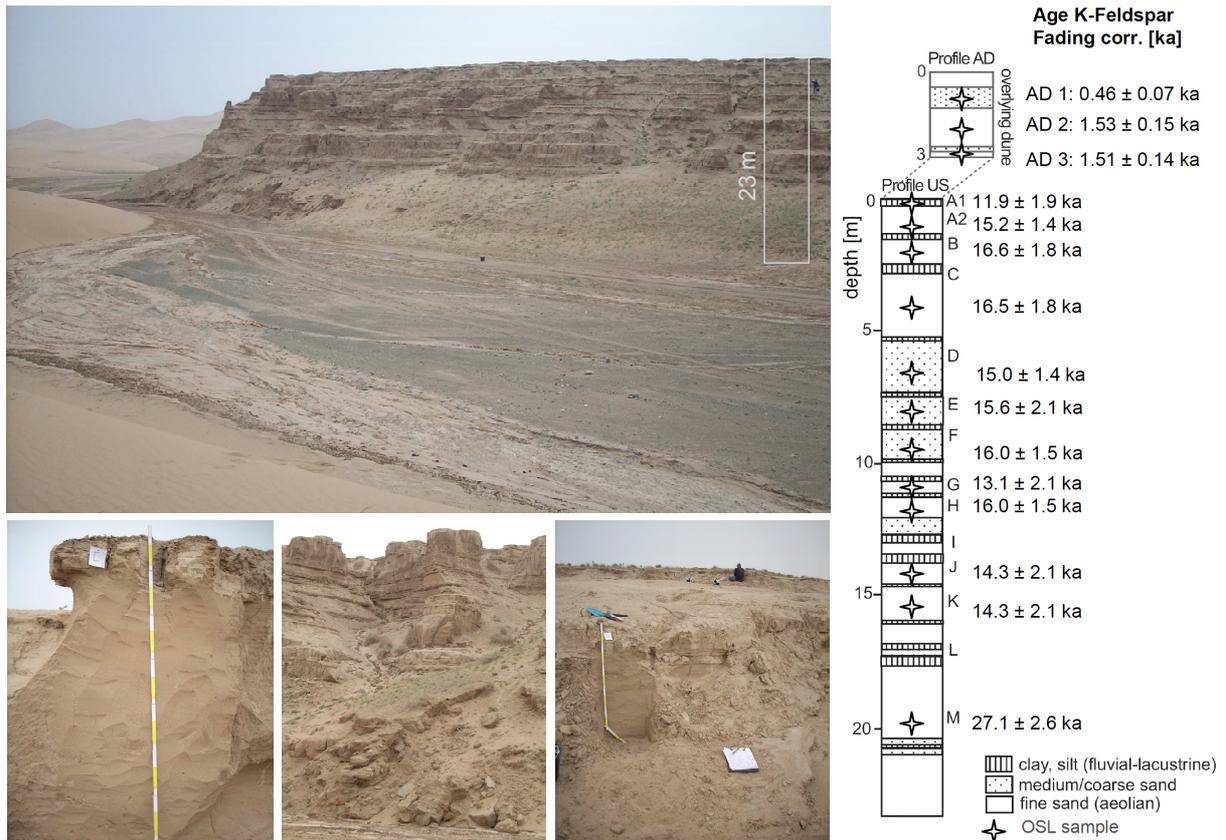


Abb. 7.8: Das Profil US. Links: Übersichtsaufnahmen (oben mit Ausschnitt des bearbeiteten Profils) sowie exemplarische Detailaufnahmen der Profileile US-E (unten links) und US-B (unten rechts). Rechts: Schema der Profile US und AD sowie die erzielten IRSL-Alter.

Im Profil US wurden zwölf der mindestens 16 etwa 0,5-1,0 m mächtigen Sandlagen beprobt. Für zwei Proben wurden je 24 bis 36 Aliquots mit einem Durchmesser der Einzelkornlage von 2 mm gemessen, um einen Einblick in die Äquivalenzdosisverteilung zu erhalten. Die Streuung der Einzelwerte liegt bei 10 % (US-A1) und 13 % (US-B) und somit im Bereich dessen, was für eine gut gebleichte Probe anzunehmen ist. Im Hinblick auf die effiziente Nutzung der zur Verfügung stehenden Messzeiten wurden daher für die Proben US-C bis US-M jeweils 12 Aliquots mit 8 mm Durchmesser gemessen. Die Sedimentationsalter deuten eine zeitliche Zweiteilung des Profils an: Die Datierung der Probe US-M an der Basis des Profils ergibt ein Alter von $27,1 \pm 2,6$ ka. Parallel wurde auch das post-IR-IR_{290°C}-Protokoll für diese Probe gemessen, das erzielte Alter liegt bei $28,0 \pm 3,3$ ka und stimmt gut mit dem SAR-Alter überein. Die Alter der Proben US-K bis US-A1 sind jünger und stimmen größtenteils innerhalb der Fehler überein – das fehlergewichtete Mittel der elf Alter liegt bei $15,1 \pm 1,7$ ka.

7.1.5 Profil „Aufsitzende Düne“ (AD, 43°43'12.5"N, 102°22'31.7"E, 1495 m a.s.l.)



Abb. 7.9: Das Profil AD, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils (Fotos Hülle, Hilgers 2007, 2008).

Bei dem Profil AD handelt es sich um eine dem Profil US aufgesetzte Düne mit einer vergleichsweise undifferenzierten Schichtung aus Grobsand und Feinsand (Abb. 7.9).

Die Datierung der beiden Proben in 2,80 m und 1,90 m Tiefe liefert übereinstimmende Alter von $1,5 \pm 0,1$ ka und $1,5 \pm 0,2$ ka, die Probe in 1,10 m Tiefe hat ein Alter von $0,5 \pm 0,1$ ka.

7.1.6 Profil Khongoryn Gol (KG, 47°09'42.52''N, 102°48'.27.02 E)



Abb. 7.10: Das Profil KG, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils. Foto: Stolz

Das Profil KG ist an einem Prallhang des Khongoryn Gol aufgeschlossen (Abb. 7.10). Das Top des Profils bildet eine wenige Zentimeter mächtige, karbonatreiche Schluff- und Tonlage. Darunter befindet sich bis in eine Tiefe von 1,10 m grauer, schluffiger Sand, der vor allem im oberen Bereich durchwurzelt ist. Es schließt sich ein hellbrauner Hochflutlehm an, darunter (1,50-1,90 m) liegt rötlicher, geschichteter Sand, für den ein fluvialer Sedimentationsprozess angenommen wird. Zwischen 1,90 und 2,00 m schließt sich eine Schicht Feinkiese über einer

weiteren Schicht Sand (2,00-2,30 m) an. Ein weiteres Hochflutereignis repräsentiert eine 0,90 m mächtige Schlufflage, die im unteren Teil auch Ton und kleine Kiese enthält. Darunter (3,20-3,40 m) wechselt das Korngrößenspektrum wieder zu einer Dominanz der Sandfraktion, zwischen 3,40 m und 3,75 m wird dieses von einer weiteren Schlufflage abgelöst. Die Basis des Profils bis auf das Wasserstands-niveau des Khongoryn Gol im August 2007 stellen rötlich-braune Sande mit einem geringen Schluffanteil dar. Für diese Schicht kann am ehesten äolischer Transport vor der Sedimentation angenommen werden, so dass sie für die Datierung beprobt wurde (KG-1). Das Sedimentationsalter dieser Probe liegt bei $11,1 \pm 1,3$ ka. Eine hochauflösendere Datierung wäre wünschenswert, konnte aber aufgrund der Unzugänglichkeit des Aufschlusses ohne technische Hilfsmittel nicht erfolgen.

7.1.7 Profil Khongoryn Gol Endpfanne (KG-E, $43^{\circ}48'17.2''\text{N}$, $102^{\circ}10'80.0''\text{E}$, 1352 m a.s.l.)

Das Profil KG-E befindet sich in der Endpfanne des Flusses Khongoryn Gol am westlichen Ende des Dünenfeldes Khongoryn Els. Die an der Oberfläche sichtbaren lakustrinen Schluff-Sedimente haben eine Mächtigkeit von etwa 0,12 m und weisen Trockenrisse auf. Darunter befindet sich fein geschichteter Mittelsand. In einer Tiefe von 0,55 bis 0,65 m befindet sich eine weitere Lage lakustrinen Schluffs und Tons, darunter wieder Mittelsand. Die sandigen, vermutlich äolischen Sedimente wurden für die OSL-Datierung beprobt.

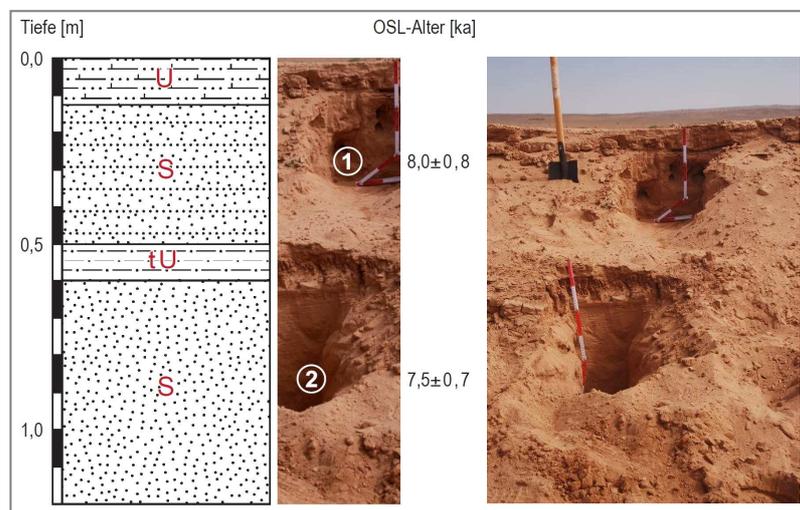


Abb. 7.11: Das Profil KG-E und die erzielten IRSL-Alter.

Das Sedimentationsalter der Probe KG-E-2 in einer Tiefe von 0,85 m liegt bei $7,5 \pm 0,7$ ka, das Alter der Probe KG-E-1 in 0,45 m Tiefe bei $8,0 \pm 0,8$ ka. Innerhalb der Fehler stimmen die beiden Alter überein. Der zwischen den beiden äolischen Sedimenten liegende tonige Schluff ist somit in einen vergleichsweise kurzen Zeitraum des Früh- bis Mittelholozäns zu stellen.

Tab. 7.1: Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“. Angegeben sind die Tiefenlage der Probe, die Dosisleistung, die relative Standardabweichung (RSD) und die overdispersion (od) der IRSL-Messung von n Teilproben, die daraus resultierende Äquivalenzdosis (inklusive Korrektur des „optical cross talk“), der g -value als Maß für die fading-Korrektur sowie das fading korrigierte Alter.

Probe	Tiefe (m)	Dosisleistung (Gy/ka)	rsd	od	n	De inkl. CT (Gy)	g (%)	fading korr. Alter (ka)
BT-1	0,75	3,80 ± 0,25	13	12	21	4,22 ± 0,23	2,8	1,35 ± 0,22
BT-2	1,25	3,37 ± 0,22	17	16	22	5,18 ± 0,32	1,8	1,76 ± 0,31
BT-3	1,70	3,65 ± 0,24	14	12	22	9,39 ± 0,54	2,8	3,23 ± 0,53
BT-S-5	1,45	3,40 ± 0,20			5	0,80 ± 0,10		0,30 ± 0,04
BT-F-1	0,30	3,77 ± 0,28	15	14	23	30,20 ± 1,77	2,8	12,60 ± 2,80
BT-F-2	1,00	3,53 ± 0,24	9	9	21	55,24 ± 2,97	3,2	20,33 ± 2,70
US-A1	0,10	3,60 ± 0,11	10	9	23	33,86 ± 1,82	2,8	11,89 ± 1,92
US-A2	0,65	3,46 ± 0,10	5	4	10	40,07 ± 2,09		15,20 ± 1,36
US-B	1,00	3,36 ± 0,09	13	12	23	40,00 ± 2,24	3,9	16,57 ± 1,77
US-C	1,45	3,26 ± 0,09	12	11	22	39,37 ± 2,19		16,48 ± 1,76
US-D	1,00	3,29 ± 0,09	7	6	12	38,80 ± 2,06		14,96 ± 1,41
US-E	1,40	3,20 ± 0,09	5	5	24	38,38 ± 1,97	3,2	15,63 ± 2,10
US-F	1,60	3,36 ± 0,09	5	5	12	33,86 ± 1,82		15,96 ± 1,47
US-G	0,50	3,57 ± 0,10	7	6	12	36,45 ± 1,95	2,9	13,10 ± 2,07
US-H	0,40	3,25 ± 0,09	5	4	12	36,43 ± 1,90	4,3	15,96 ± 1,50
US-J	0,65	3,43 ± 0,10	3	1	11	38,09 ± 1,93		14,25 ± 2,08
US-K	0,50	3,27 ± 0,09	4	4	12	37,35 ± 1,93		14,35 ± 1,28
US-M	1,80	3,18 ± 0,09	3	2	12	65,44 ± 3,33	3,2	27,11 ± 2,62
AD-1	1,10	2,78 ± 0,13	40	31	7	0,98 ± 0,13		0,46 ± 0,07
AD-2	1,90	2,98 ± 0,13	5	3	8	4,21 ± 0,22		1,53 ± 0,15
AD-3	2,80	2,70 ± 0,16	4	3	8	3,35 ± 0,18		1,51 ± 0,14
KG-1	4,50	3,08 ± 0,18	6	5	10	24,80 ± 1,31	4,0	11,10 ± 1,29
KG-E-1	0,45	3,02 ± 0,15	6	5	22	18,19 ± 0,94		8,04 ± 0,77
KG-E-2	0,85	2,82 ± 0,14	6	5	22	16,71 ± 0,86	3,6	7,47 ± 0,72

7.2 Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“

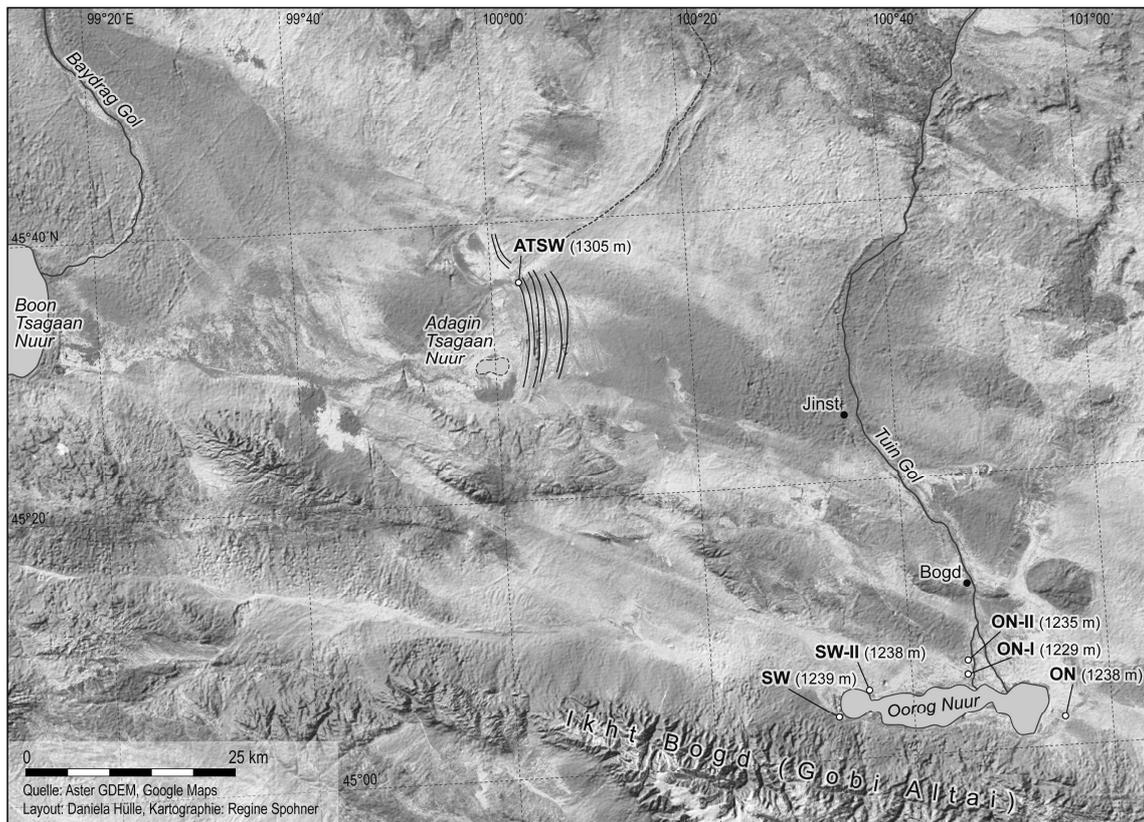


Abb. 7.12: Karte des Teilarbeitsgebiets „Tal der Gobi-Seen“.

Das Tal der Gobiseen (Abb. 7.12) erstreckt sich in einer NE-SW streichenden Geosynklinale zwischen dem Khangay-Gebirge im Norden und den Gebirgszügen des Gobi-Altai im Süden. Es besteht aus einer Vielzahl von abflusslosen Senken, die von Salzsümpfen und periodischen sowie perennierenden Salzseen eingenommen werden. In west-östlicher Richtung und mit abnehmender Höhenlage sind dies auf einer Länge von ca. 350 km die Seen Boon Tsagaan Nuur, Adagin Tsagaan Nuur, Oroog Nuur, Taatsyn Tsagaan Nuur und Ulan Nuur. Strandwallsysteme der Seen in verschiedenen Höhenlagen deuten auf Schwankungen der Seespiegel hin, so dass eine hydrologische Verbindung der Seen während des Pleistozäns diskutiert wird (Murzaev 1954, Lehmkuhl & Lang 2001, Walther et al. 2003, Walther 1998).

Das Becken des Oroog Nuur (1219 m a.s.l.) bildet den mittleren Teil des Tals der Gobiseen. Es hat eine Ausdehnung von ca. 1400 km², die eigentliche Seefläche ist sowohl jahreszeitlich als auch längerfristig stark schwankend und beträgt max. 140 km². Der See gliedert sich in drei Teilbecken, die durch flachgründigere Schwellenzonen voneinander getrennt sind. Die größte Wassertiefe liegt bei ca. 5 m und nimmt von NW nach SO ab. Gespeist wird der See vom Fluss Tuyn Gol. Dieser hat seinen Ursprung als Vorfluter für das Gewässernetz im Khangay und fließt nach dem Austritt aus dem Gebirge ca. 170 km durch das Khangay-Vorland, bevor er im Oroog Nuur endet (Komatsu et al. 2001).



Abb. 7.13: Blick nach Norden auf den Oroog Nuur im Sommer 2007. Nur noch das westliche Becken ist zu dieser Zeit gefüllt (generiertes Panorama nach Fotos von N. Hempelmann).

Die südliche Begrenzung des Seebeckens bildet die vergleichsweise steile Nordabdachung des Iht Bogd, welcher als höchster Gipfel (3957 m a.s.l.) des Gobi-Altai durch känozoische Tektonik des Bogd-Verwerfungssystems herausgehoben wurde. Weiter östlich schließt sich der Baga Bogd mit 3590 m a.s.l. an. Noch heute ist dieses Gebiet tektonisch stark aktiv. So berichten Prentice et al. (2002) von Vertikalversätzen entlang der Gurvan Bulag Verwerfung von 2-5 m für einzelne Ereignisse mit einer durchschnittlichen Wiederkehrwahrscheinlichkeit von 3-5 ka. Eine Interpretation der erwähnten Seespiegelstände muss daher unter Berücksichtigung der Hebungsvorgänge in der Vergangenheit erfolgen.

Den Übergang vom Gebirge in das südliche Becken bilden Fußflächen mit mehreren Schwemmfächergenerationen. Der nördliche Teil des Beckens weist eine insgesamt schwächere Neigung als der Südteil auf. In diesem Bereich bedecken kleine Dünenfelder und Barchane die fluvialen und lakustrinen Beckensedimente und bilden einen Übergang zum Nugin Els, einem Dünenfeld östlich des Sees, dessen Dünen bis zu 100 m hoch sind (Baasan 2004). Die nördliche Begrenzung des Beckens bildet eine Bruchstufe, die durch einen Nebenzweig der Bogd Verwerfung angehoben wurde.

Während der Geländearbeit konnten Strandwälle in 23 m, 16 m, 10 m und 3 m über dem rezenten Seespiegel identifiziert werden. Weitere, wesentlich höhere Seespiegelstände ca. 11 km vom heutigen Seeufer entfernt beschreibt Walther (1999). In Höhe der 23-, 16- und 10 m-Niveaus wurden insgesamt vier Profile unterschiedlicher Genese (Dünen, Playasedimente, Strandwallsedimente) beprobt.

7.2.1 Profil Oroog Nuur (ON, 16 m-Niveau, 45°02'04.1"N, 100°55'18.7"E, 1238 m a.s.l.)

Das Profil ON (Abb. 7.14) wurde in einem Dünenfeld angelegt, welches sich östlich des Sees Oroog Nuur befindet. Der Aufschluss wurde an einer Stelle angelegt, an der karbonatische, schluffhaltige Sedimente (16 m über dem rezenten Seespiegel, 1238 m a.s.l.) an eine rezente Düne heranreichen, diese jedoch nicht durchziehen. Die oberen 0,25 m bestehen aus hellgraugelblichem, geschichtetem Feinsand (ON-1), darunter liegt hellbrauner, schluffiger Feinsand. Zwischen 0,35 und 0,60 m ist der schluffige Feinsand so stark karbonatisiert und verhärtet, dass die Entnahme einer OSL-Probe (ON-2) in Form eines Blocks erfolgte (das Blockinnere wurde im Rotlichtlabor freigelegt). In einer Tiefe von 0,60 m bis 0,75m wechseln sich schluffiger

Feinsand und rotbraune Schlufflagen ab. Zwischen 0,75 m und 0,87m liegt hellgrauer, lockerer Sand (ON-3), darunter hellgrauer Schluff. Eine weitere Lage Fein- bis Mittelsand zwischen 0,96 m und 1,03 m wurde ebenfalls beprobt (ON-4), darunter wurde bis in eine Tiefe von mindestens 1,20 m hellgrauer Schluff vorgefunden.

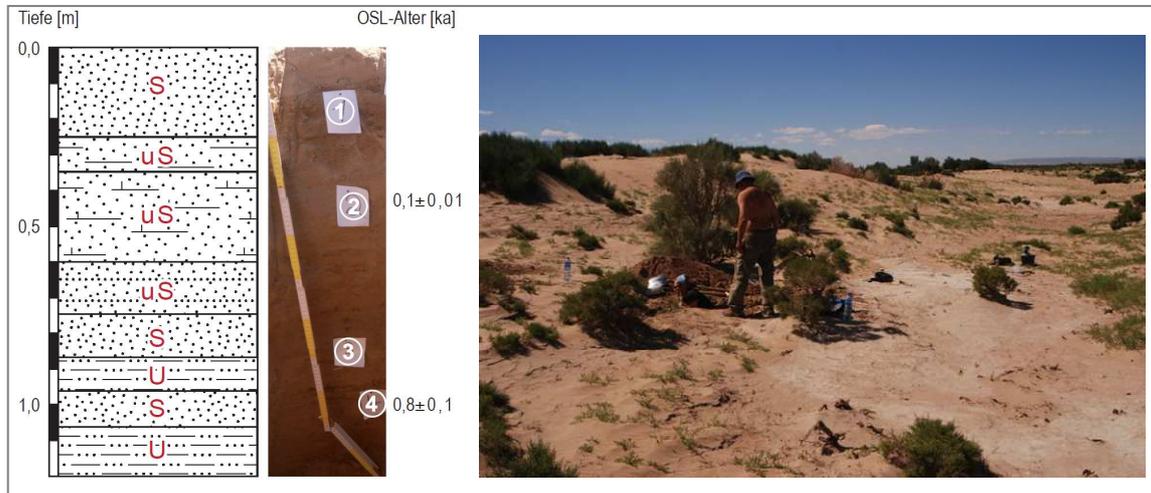


Abb. 7.14: Das Profil ON, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils. Foto: Hempelmann (0733)

Das IRSL-Alter der Probe ON-4, entnommen in 1,0 m Tiefe, liegt bei $0,8 \pm 0,1$ ka, das der Probe ON-2 in 0,5m Tiefe impliziert mit $0,12 \pm 0,01$ ka unter Berücksichtigung eines möglichen Residual-Signals eine rezente Genese. Die Proben ON-1 und ON-3 wurden somit nicht datiert, da kein wesentlicher Informationsgewinn durch diese zu erzielen war.

7.2.2 Profil Oroog Nuur Nordseite I (ON-N-I, 10m-Niveau, $45^{\circ}05'68.9''N$, $100^{\circ}45'88.0''E$, 1229 m a.s.l.)

Das Profil ON-N-I befindet sich nördlich des Oroog Nuur in einem Dünenfeld. Auf einem Niveau 10m über dem heutigen Seespiegel fällt an der Oberfläche zwischen den Barchanen hellgrauer, feinsandiger Schluff ins Auge (Abb. 7.15)



Abb. 7.15: Umgebungssituation des Profils ON-N-I.

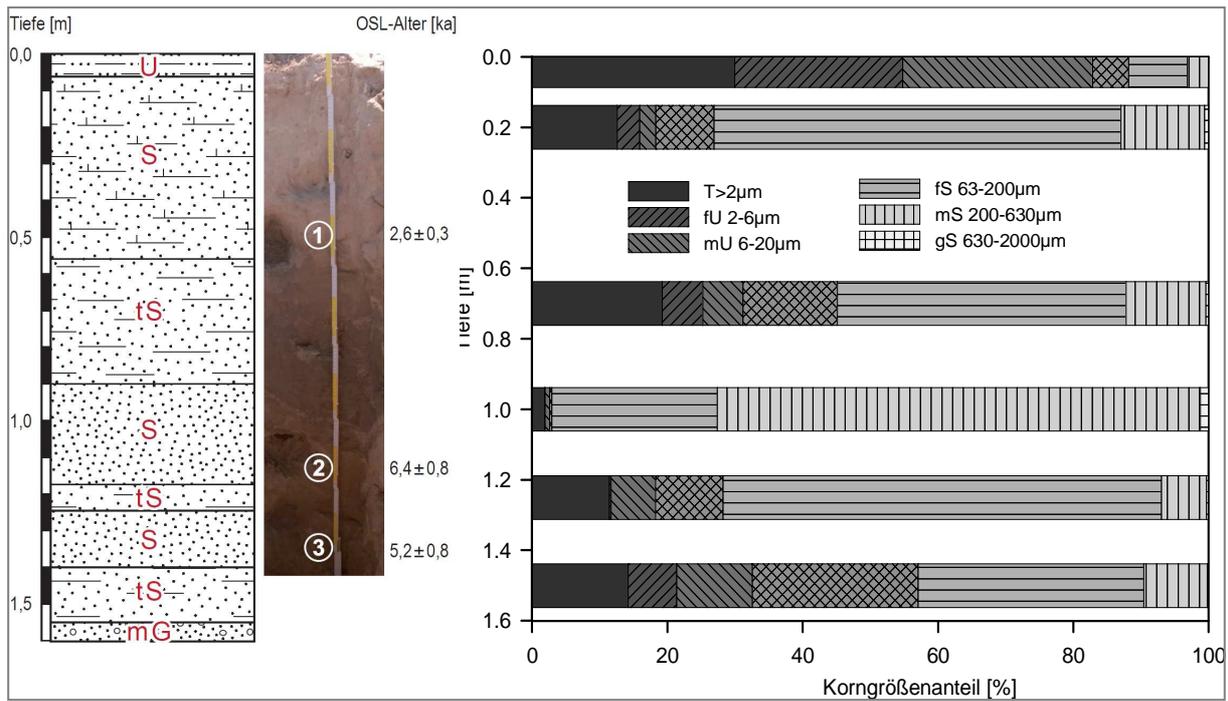


Abb. 7.16: Das Profil ON-N-I, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen (zur Verfügung gestellt durch Dr. C. Stolz, Mainz).

Darunter (0,05 bis 0,55 m) liegt grauer, carbonatisierter und verhärteter Feinsand (ON-N-I-1). In einer Tiefe von 0,55 bis 0,90 m liegt ein braun-grauer, toniger Feinsand, der einen vergleichsweise hohen Wassergehalt aufweist. Zwischen 0,90 und 1,18 m wurde äolischer Fein- bis Mittelsand beprobt (ON-N-I-2), welcher wiederum von einer 7 cm mächtigen Lage tonigem Sand abgelöst wird. Darunter befindet sich grauer, rostfleckiger Feinsand (1,25 bis 1,40 m, ON-N-I-3) sowie ein Feinsand mit tonigen Anteilen (1,40 bis 1,55 m). Die Basis des Profils bilden gut gerundete, fluviale Kiese des Tuin Gol.

Die Alter der beiden unteren Proben ON-N-I-3 (1,35 m Tiefe) und ON-N-I-2 (1,15 m Tiefe) liegen bei $5,2 \pm 0,8$ ka und $6,4 \pm 0,8$ ka und stimmen somit innerhalb der Fehler überein. Für die Probe ON-N-I-1 in 0,5 m Tiefe wurde ein IRSL-Alter von $2,6 \pm 0,3$ ka ermittelt.

7.2.3 Profil Oroog Nuur Nordseite II (ON-N-II, 16m-Niveau, 45°06'51,7"N, 100°46'06.2"E, 1235 m a.s.l.)

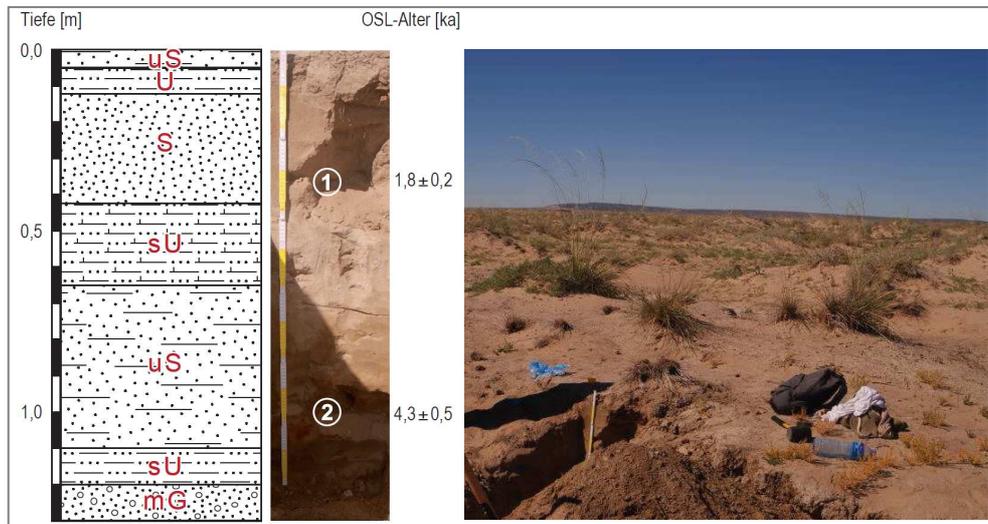


Abb. 7.17: Das Profil ON-N-II, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils. (Foto: Hempelmann).

Das Profil ON-N-II wurde nördlich des Oroog Nuur in einem Kupstenfeld angelegt. Obwohl es auf einem 6 m höheren Niveau als das Profil ON-N-I angelegt wurde, weist es deutliche Parallelen zu diesem Profil auf. An der Oberfläche wurden schluffige Sedimente (0-12 cm) identifiziert, darunter liegt bis in eine Tiefe von 0,42 m hellgrau-gelblicher Feinsand (ON-N-II-1). Zwischen 0,42 m und 0,65 m nimmt der Schluffanteil wieder deutlich zu, zudem ist diese Schicht karbonatisiert. Darunter liegt bis in eine Tiefe von 1,10 m schluffiger Feinsand, der insbesondere im unteren Bereich Oxidationsmerkmale aufweist. Zwischen 1,10 und 1,20 m wurde dunkelgrauer, schluffiger Feinsand vorgefunden, der als Hochflutlehm des Flusses Tuin Gol interpretiert wird. Die Basis des Profils bilden analog zum Profil ON-N gut gerundete, fluviale Kiese.

Auch die ermittelten Alter ähneln denen in Profil ON-N-I: Der schluffige Feinsand über dem Hochflutlehm und den Kiesen den Tuin Gol wurde im Mittelholozän ($4,3 \pm 0,5$ ka), der Sand in 0,35 m Tiefe im Spätholozän ($1,8 \pm 0,2$ ka) abgelagert.

7.2.4 Profil Strandwall (SW, 23m-Niveau, 45°03'05.2"N, 100°32'34.7"E, 1239 m a.s.l.)

Das Profil SW befindet sich südlich des Oroog Nuur an einem der Fußfläche aufgesetzten, ca. 3 m hohen Strandwall (Abb. 7.18). Die Höhenlage über dem heutigen Seespiegel beträgt 23 m. Der Strandwall wurde durch eine Abflussrinne angeschnitten und für die Profilaufnahme weiter aufgegraben.

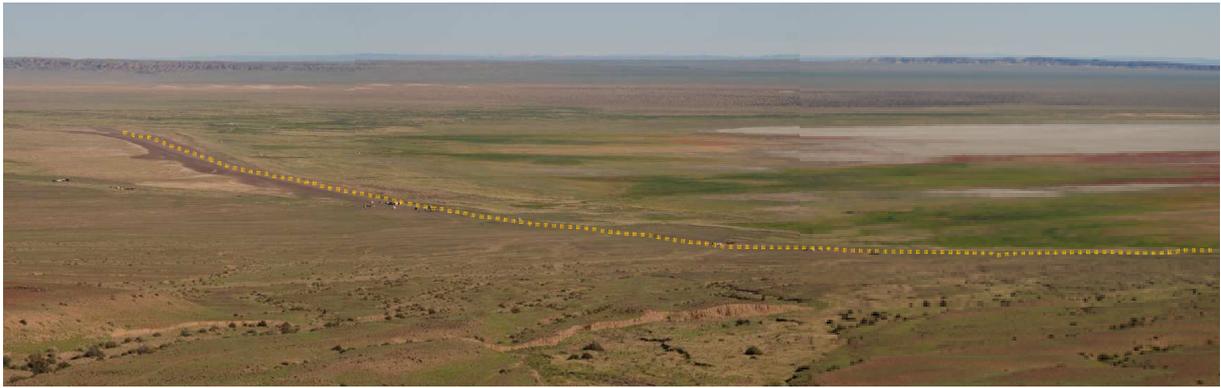


Abb. 7.18: Blick nach Norden auf den Oroog Nuur. Der Verlauf des Strandwalls ist eingezeichnet (Fotos: Hempelmann).



Abb. 7.19: Der Strandwall des Oroog Nuur mit dem Profil SW (Foto: Stolz).

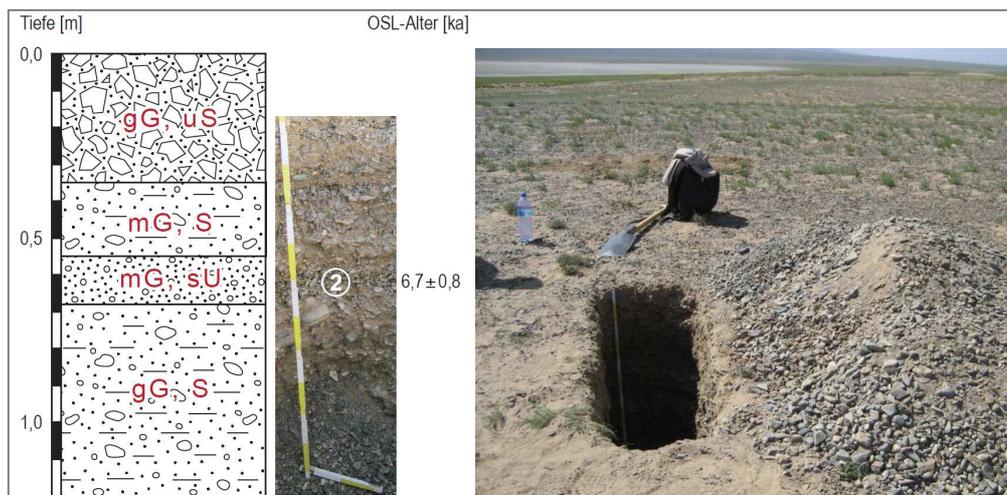


Abb. 7.20: Das Profil SW, das erzielte IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils. Probe SW1 ist nicht abgebildet, diese Probe wurde hangabwärts aus dem oberflächennahen Schluffmaterial entnommen (Abb. 7.19), das IRSL-Alter der dort entnommenen Probe beträgt $4,9 \pm 0,6$ ka). (Foto: Stolz)

Das Profil besteht im Wesentlichen aus grobem bis mittlerem, vergleichsweise gut gerundetem Kies. In den oberen 0,35 m ist der grobkiesige Skelettanteil von 70 % (Korngrößenanalyse durch Dr. C. Stolz, Mainz) mit Sand vermischt. Einige Meter hangabwärts des in Abb. 7.20 gezeigten Profils liegt über dieser Schicht eine ca. 0,20 m mächtige Schlufflage, aus der die Probe SW-1 entnommen wurde. Ein Test mit Salzsäure bestätigt einen hohen Karbonatgehalt des Sediments. Zwischen 0,35 m und 0,55 m Tiefe nimmt der Skelettanteil (54 %) etwas ab, die Matrix besteht aus graubraunem Grobsand. Zwischen 0,55 m und 0,68 m wird der Grobsand durch schluffigen

Sand abgelöst, der Kiesanteil liegt bei 66 %. Aus dieser Lage wurde die Probe SW2 entnommen. Unterhalb von 0,68 m (bis mind. 2,0 m) liegt grauer Mittel- bis Grobkies mit relativ geringen Sandanteilen (5-15 %) vor, der eine deutliche Schichtung gegen das Schwemmfächer-Gefälle aufweist.

Sowohl für die aus der Schlufflage entnommene Probe SW-1, als auch für die den vorwiegend kiesigen Sedimenten entnommene Probe SW-2 ist unzureichende Bleichung – trotz der zumindest für die untere Probe nicht eindeutig geklärten Transportbedingungen – nicht festzustellen. Die Verteilung der gemessenen Äquivalenzdosiswerte ($n=12$ bzw. 24) weist mit 11 % und 10 % relative Standardabweichung eine Streuung auf, die mit der von äolischen Proben der vorliegenden Studie vergleichbar ist; zudem sind die Äquivalenzdosiswerte symmetrisch normalverteilt. Nach Fuchs & Wagner (2003) sowie Fuchs et al. (2007) sind dies jedoch keine eindeutigen Kriterien für vollständige Bleichung. Da jedoch keine weiteren Möglichkeiten der Detektion schlechter Bleichung für die vorliegenden Proben zur Verfügung stehen, kann eine Altersüberschätzung durch ein Residualsignal nicht ausgeschlossen werden.

Das ermittelte IRSL-Alter der Probe SW-2 in 0,60 m Tiefe liegt bei $6,7 \pm 0,8$ ka. Die Probe SW-1 aus der Schlufflage, die hangabwärts die Strandwalledimente überlagert, weist ein Alter von $4,9 \pm 0,6$ ka auf.

7.2.5 Profil Strandwall II (SW II, 23m-Niveau, 45°04'88.9"N, 100°35'67.4"E, 1238 m a.s.l.)

Das Profil SWII befindet sich ebenfalls auf dem 23 m-Niveau des Oroog Nuur. An dieser Stelle wurden auf der seeabgewandten Seite des Strandwalls graugelbe, schluffige Sande mit einem Kiesgehalt von ca. 15 % bis in eine Tiefe von 0,80 m aufgeschlossen. Im Liegenden befinden sich die in Profil SW beschriebenen, gut gerundeten Kiese in sandiger Matrix. Die Entstehung sowie die Verzahnung zwischen diesen beiden Sedimenten kann nicht eindeutig rekonstruiert werden, es ist aber davon auszugehen, dass die Sedimente im Lee des Strandwalls jünger als die des Strandwalls sind.

Proben wurden in Tiefen von 0,20 m und 0,70 m Tiefe entnommen. Die IRSL-Alter liegen bei $3,3 \pm 0,4$ und $4,2 \pm 0,5$ ka.

7.2.6 Profil Adagin Tsagaan Nuur (ATSW, 45°35'32.30"N, 100° 3'0.40"E, 1305 m a.s.l.)

Der Adagin Tsagaan Nuur gehört ebenfalls zur geomorphologischen Einheit „Tal der Gobi-Seen“ und liegt rund 80 km nordöstlich des Oroog Nuur. Gespeist wird der See indirekt durch den Baydragiyn Gol, welcher die höchsten Abflussraten der Gewässer der Khangay-Südseite aufweist. Der Fluss entspringt im Khangay-Gebirge und schneidet sich am Gebirgsfuß in die eigenen, älteren Schwemmfächer-Sedimente ein. Ein Teil des Wassers infiltriert in diese Sedimente und tritt nordöstlich des Adagin Tsagaan Nuur an einer Vielzahl von Quellen wieder aus (Lehmkuhl & Lang 2001), ergänzt durch den Abfluss des Naruun Gol. Während der

Geländekampagne 2007 war keine aktuelle Wasserfläche vorhanden, jedoch sind auch für diesen See starke Wasserstandsschwankungen bekannt.

Walther (1998) beschreibt Strandwälle in 3 m und 10 m über dem episodisch oder periodisch gefüllten Beckenbereich, die somit denen des Oroog Nuur ähneln. In größerem Abstand zum Zentrum des Beckens sind 15-20 deutlich sichtbare Strandwälle mit mehreren Kilometern Länge und einem bis mehrere Meter Höhe sowohl im Satellitenbild als auch im Gelände auszumachen (Komatsu et al. 2001). Der dem Zentrum des Beckens am nächsten gelegene Strandwall liegt nach Komatsu et al. (2001) etwa 20 m über tiefsten Teil des Beckens, weiter entfernte in etwa 30 m Höhe. Lehmkuhl & Lang (2001) beschreiben Strandwälle in Höhen von ca. 25 m, 30 m und 70 m über dem „rezenten Seespiegel“ (1326, 1331 und 1370 m a.s.l.). Für die 30- und 70 m-Niveaus wird eine Verbindung mit dem Boon Tsagaan Nuur angenommen.



Abb. 7.21: Übersicht Profil ATSW (Foto: Hempelmann).

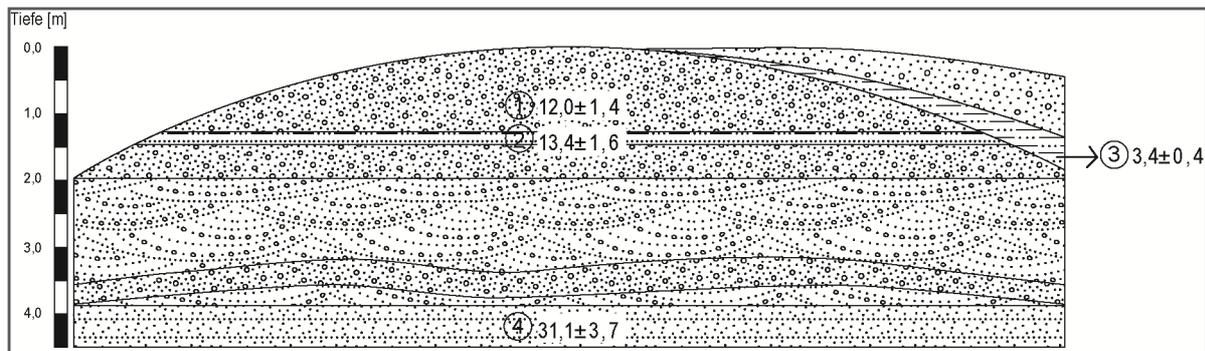


Abb. 7.22: Das Profil ATSW und die erzielten IRSL-Alter.

Das Profil ATSW liegt östlich des Adagin Tsagaan Nuur. Durch den episodischen Abfluss des Naruun Gol wird hier eine eng gestaffelte Abfolge von Strandwällen durchschnitten (Abb. 7.12). Der beprobte Strandwall liegt in einer Höhe von 1305 m a.s.l. und somit etwa 20 m über dem Zentrum des Beckens. Das Profil besteht aus einer Wechsellagerung von dachziegelartig geschichteten Strandwall-Sedimenten mit vermutlich äolischen und fluvialen Sedimenten (Abb. 7.21, 7.22).

Den oberen Teil des Profils bilden Kiese und Grobkiese in sandiger Matrix (ATSW-1), in 1,60 m Tiefe wurde eine Lage fein laminierten Sandes beprobt (ATSW-2). Zwischen 2,0 und 3,0 m sind die Sand- und Kiesschichten dachziegelartig schräg geschichtet. Darunter liegt eine Lage größerer Kies und eine weitere schräg geschichtete Fazies aus Sand und Kies. An der Basis wurde in 4,0 m Tiefe eine 25 cm mächtige Sandlage beprobt (ATSW4).

Im Luv des Strandwalls (also zum Beckeninneren hin) wird das beschriebene Profil lateral von einem schluffig-sandigem Sediment überlagert (hieraus wurde die Probe ATSW-3 entnommen), darüber liegt ebenfalls ein sandig-schluffiges Sediment, allerdings enthält dieses mehrere Kieslagen.

Das IRSL-Alter der Probe ATSW-4 an der Basis des Profils (4,15 m Tiefe) weist auf eine Ablagerung vor $31,1 \pm 3,7$ ka hin. Die Alter der Proben aus dem oberen Profilteil (ATSW 1 und ATSW 2) liegen bei $12,0 \pm 1,4$ ka und $13,4 \pm 1,6$ ka und stimmen somit innerhalb der Fehler überein. Das schluffig-sandige Sediment im seitlichen Bereich des Strandwalls hat ein Alter von $3,4 \pm 0,4$ ka.

Tab. 7.2: Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“. Angegeben sind die Tiefenlage der Probe, die Dosisleistung, die relative Standardabweichung (RSD) und die overdispersion (od) der IRSL-Messung von n Teilproben, die daraus resultierende Äquivalenzdosis (inklusive Korrektur des „optical cross talk“), der g -value als Maß für die fading-Korrektur sowie das fading korrigierte Alter.

Probe	Tiefe (m)	Dosisleistung (Gy/ka)	rsd	od	n	korr. De (Gy)	g (%)	fading korr. Alter (ka)
ON-2	0,50	3,44 ± 0,19			5	0,40 ±		0,12 ± 0,01
ON-4	1,00	3,54 ± 0,20	12	10	11	2,33 ± 0,14		0,79 ± 0,10
ON-N-I-1	0,50	4,41 ± 0,25	8	7	23	9,12 ± 0,48	1,7	2,56 ± 0,28
ON-N-I-2	1,15	3,05 ± 0,16	17	15	26	16,22 ± 0,95		6,43 ± 0,77
ON-N-I-3	1,35	3,33 ± 0,18	11	10	11	15,24 ± 0,90		5,21 ± 0,75
ON-N II-1	0,35	3,04 ± 0,16	9	8	23	4,78 ± 0,25		1,84 ± 0,21
ON-N II-2	1,00	4,14 ± 0,28	7	6	23	15,03 ± 0,78	2	4,25 ± 0,51
SW-1	0,15	4,32 ± 0,52	9	9	11	17,66 ± 1,01		4,90 ± 0,59
SW-2	1,00	4,32 ± 0,28	10	10	26	23,92 ± 1,28		6,69 ± 0,80
SW II-1	0,20	3,66 ± 0,21	15	13	12	10,09 ± 0,64		3,31 ± 0,40
SW II-2	0,70	3,26 ± 0,16	13	13	23	11,28 ± 0,64		4,17 ± 0,50
ATSW-1	1,55	3,10 ± 0,20	11	10	12	31,00 ± 1,83		12,00 ± 1,40
ATSW-2	1,60	3,14 ± 0,20	6	5	12	34,93 ± 1,85		13,40 ± 1,60
ATSW-3	1,05	3,01 ± 0,19	6	4	12	8,48 ± 0,45		3,40 ± 0,40
ATSW-4	4,15	3,05 ± 0,17	12	11	8	79,06 ± 5,09		31,10 ± 3,70

7.3 Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“

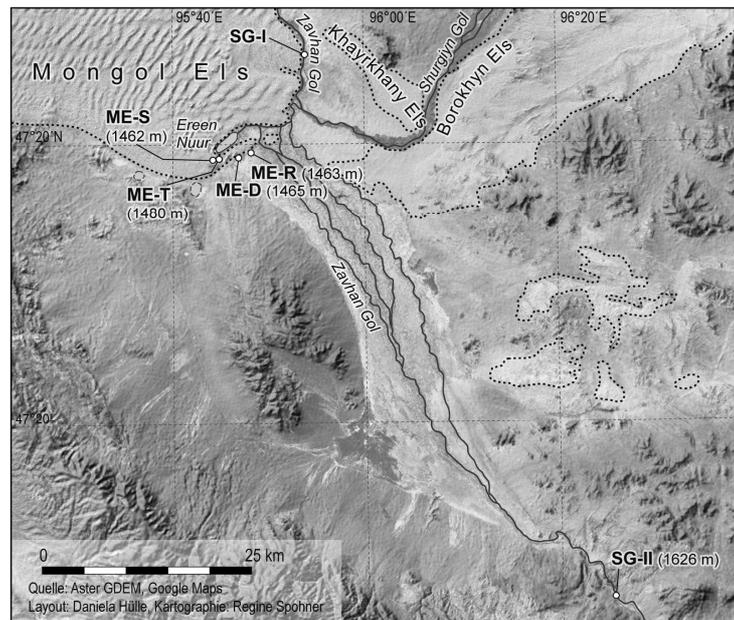


Abb. 7.23: Karte des Teilarbeitsgebiets „Mongol Els“.

Das Dünenfeld Mongol Els liegt innerhalb des „Tal der Großen Seen“ zwischen dem Mongolischen Altai im Südwesten und dem Khangay im Nordosten. Die Senke besteht aus einem System schiefer Ebenen, die Kleinhügelländer und wellige Strecken aufweisen (Murzaev 1954). Wesentliche Erhebungen aus diesen stellen Granitfelsen sowie Dünenbereiche dar.

Die Gewässer im Tal der Großen Seen werden gespeist durch den Abfluss aus den umrahmenden Gebirgen. Diese bringen eine erhebliche Sedimentfracht mit sich, die beim Versiegen der Flüsse in den Vorländern abgelagert wird. Die Mächtigkeit der alluvialen Ablagerungen in der Senke der Großen Seen ist in unmittelbarer Nähe zu den Gebirgsfußflächen am größten und nimmt zum zentralen Teil der Senke hin ab, wo sie von limnischen Sedimenten abgelöst werden. Diese Sedimente stehen wiederum für äolische Prozesse zur Verfügung (Grunert et al. 2009).

Ähnlich wie im Tal der Gobi-Seen sind im Umfeld der Großen Seen Zeugen ehemals höherer Seespiegelstände zu finden. Bereits Murzaev (1954) berichtet von limnischen Sedimenten weit mehr als 100 m (bis zu 285 m) über den heutigen Seespiegeln an mehreren Standorten. Er postuliert sogar die These, das Tal der Großen Seen habe ehemals mit dem Tal der Gobi-Seen ein zusammenhängendes Gewässer gebildet, später sei jedoch durch Tektonik und sinkende Seespiegel diese Verbindung unterbrochen worden.

Weißer, stark karbonatische Seekreiden, Seeschluffe, Mollusken und Hochflutsedimente finden sich auch im bearbeiteten Gebiet im Umfeld des Dünenfeldes Mongol Els. Dieses ist das größte Dünenfeld der Mongolei. Es besteht im Wesentlichen aus Transversaldünen mit einer Höhe von bis zu 100 m. An seinem östlichen Rand treffen zwei Flüsse aufeinander, die beide ihren Ursprung im Khangay-Gebirge haben: Von Süden der Zavkhan-Gol und von Osten der

wasserreichere Shurgyn-Gol. Der Zavkhan Gol bildet – aufgrund des Gefälles zum Dünenkörper hin – am Südostrand des Dünenfeldes eine zur Zeit ausgetrocknete Schwemmebene aus, die von trockenen, mäandrierenden Rinnen (0,5 m bis 1,0 m Tiefe) durchzogen ist. Hinter einem Dünenriegel liegt der Restsee Ereen Nuur, der sich in den letzten Jahren stark verkleinert hat.

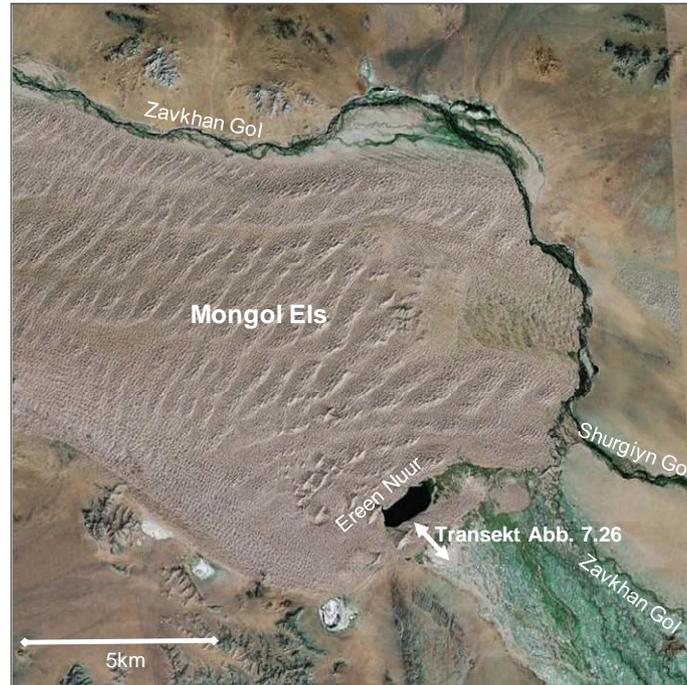


Abb. 7.24: Satellitenbild Mongol Els. Quelle: Google Earth, 10.11.2010

Sowohl das Austrocknen der Schwemmebene als auch des Ereen Nuur ist zurückzuführen auf die Ableitung von Flusswasser zu Bewässerungszwecken. In den 1960er Jahren wurde ein Projekt bei Guulin (ca. 300 km flußaufwärts) gegründet, bei dem mindestens ein Drittel des Abflusses des Zavkhan Gol abgeleitet wurden. Inzwischen wurde die Anlage aufgegeben, immer noch wird aber Wasser abgeleitet, welches ungenutzt verdunstet (Stolz et al. submitted).

Die heutige Balance zwischen Dünen und Gewässer könnte in der Vergangenheit ganz anders ausgesehen haben: In trockeneren Zeiten könnte sich das Dünenfeld unter Einfluss der Westwinde weiter nach Osten bewegt haben (diese Tendenz ist auch rezent zu erkennen, Abb. 7.25), in feuchteren Zeiten waren die Dünen vermutlich durch Vegetation fixiert und wurden vom Fluss erodiert (Grunert et al. 2009).



Abb. 7.25: Kontaktzone Dünenfeld Mongol Els und Shurgijn Gol. Die Weidenbüsche im Hintergrund sind bereits teilweise vom Sand eingeschlossen, der Fluss wird abgedrängt. (Foto: Stolz)

Um diese Prozesse zu rekonstruieren, wurden entlang eines 700 m langen Transekts am südöstlichen Rand des Dünenfeldes vier Profile beprobt (Abb. 7.26): a) im trockenliegenden Überflutungsbereich (ME1=ME-R), b) an der Front des Dünenfeldes (ME3=ME-D), c) an einem karbonatischen Seesediment auf dem heutigen Überflutungsniveau, aber innerhalb des Dünenfeldes (ME4=ME-S) und d) an einem älteren Seespiegel 17 m über der heutigen Schwemmebene (ME5=ME-T).

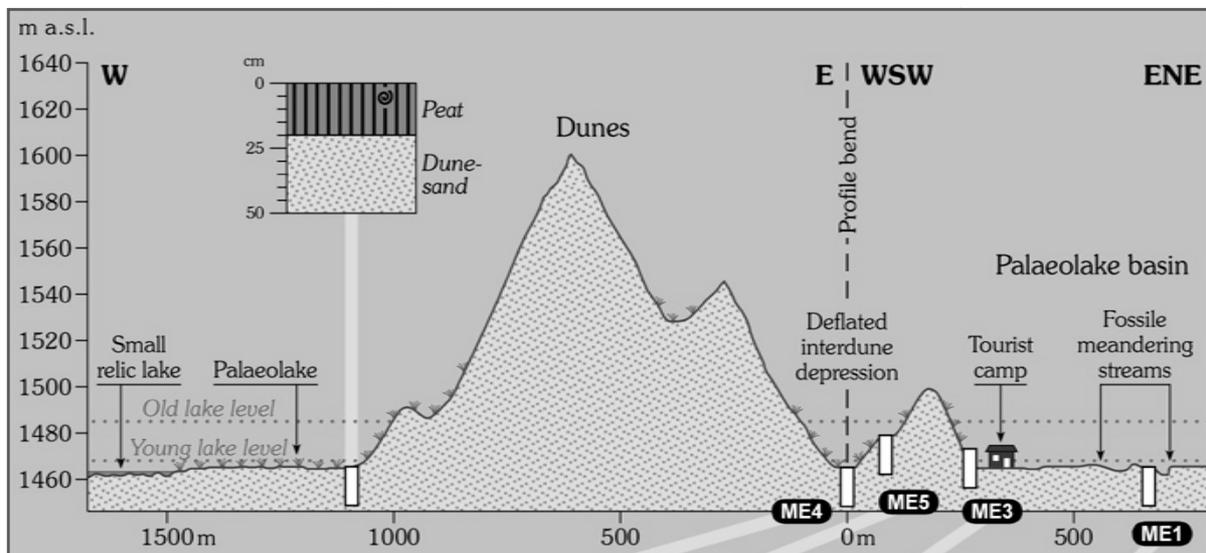


Abb. 7.26: Transekt am südöstlichen Rand des Dünenfeldes Mongol Els (y -Achse 5fach überhöht) (aus: Grunert et al. 2009).

7.3.1 Profil Mongol Els Dünenrand (ME-D, 47°19'27.8"N, 95°47'11.5"E, 1465 m a.s.l.)

Das Profil ME-D wurde am Rand einer unbewachsenen Düne angelegt und befindet sich unmittelbar an der Dünenfront zur ausgetrockneten Überflutungsebene hin. Bis in eine Tiefe von 2,50 m wurde vergleichsweise homogener Fein- und Mittelsand von hellgrauer bis rötlich-grauer Farbe aufgeschlossen. In Tiefen von 0,30 m bis 0,50 m und 1,90 m bis 2,00 m zeigt sich eine dunklere Färbung und höhere Feuchtigkeit des Sediments, zurückzuführen auf einen etwas höheren Schluffgehalt.

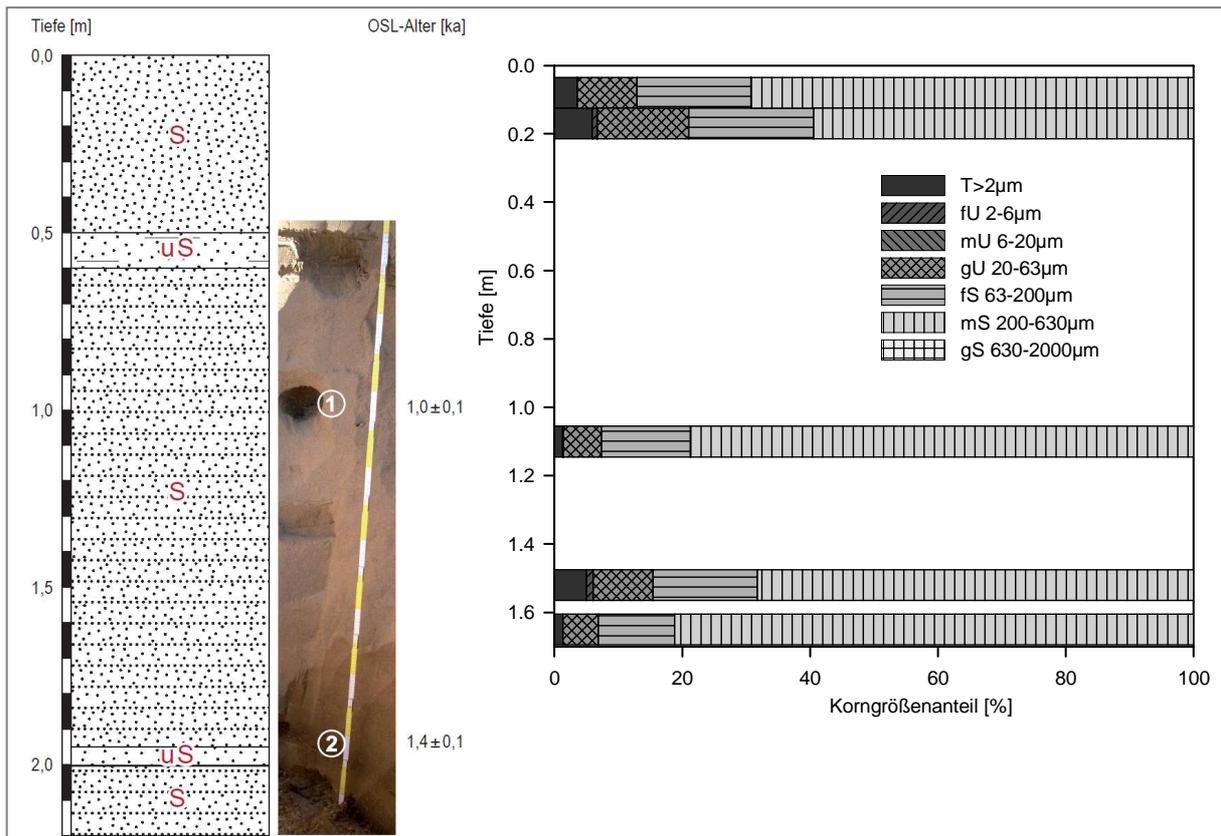


Abb. 7.27: Das Profil ME-D, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen aus dem Profil (zur Verfügung gestellt durch Dr. C. Stolz, Mainz).

Lumineszenz-Proben wurden in in 2,20 und 0,95 m Tiefe entnommen. Die für diese Proben ermittelten Alter liegen bei $1,4 \pm 0,1$ ka und $1,0 \pm 0,1$ ka.

7.3.2 Profil Mongol Els Rinne (ME-R, 47°19'45.5"N, 95°48'17.9"E, 1463 m a.s.l.)



Abb. 7.28: Umgebungssituation des Profils ME-R.

Das Profil ME-R befindet sich im jüngsten Überflutungsbereich. Dieser grenzt an die Dünenfront und ist von trockenen, ca. 1-2 m tiefen Abflussrinnen durchzogen. Eine solche Rinne wurde als Ausgangspunkt für die 2,5 m tiefe Profilgrabung gewählt.

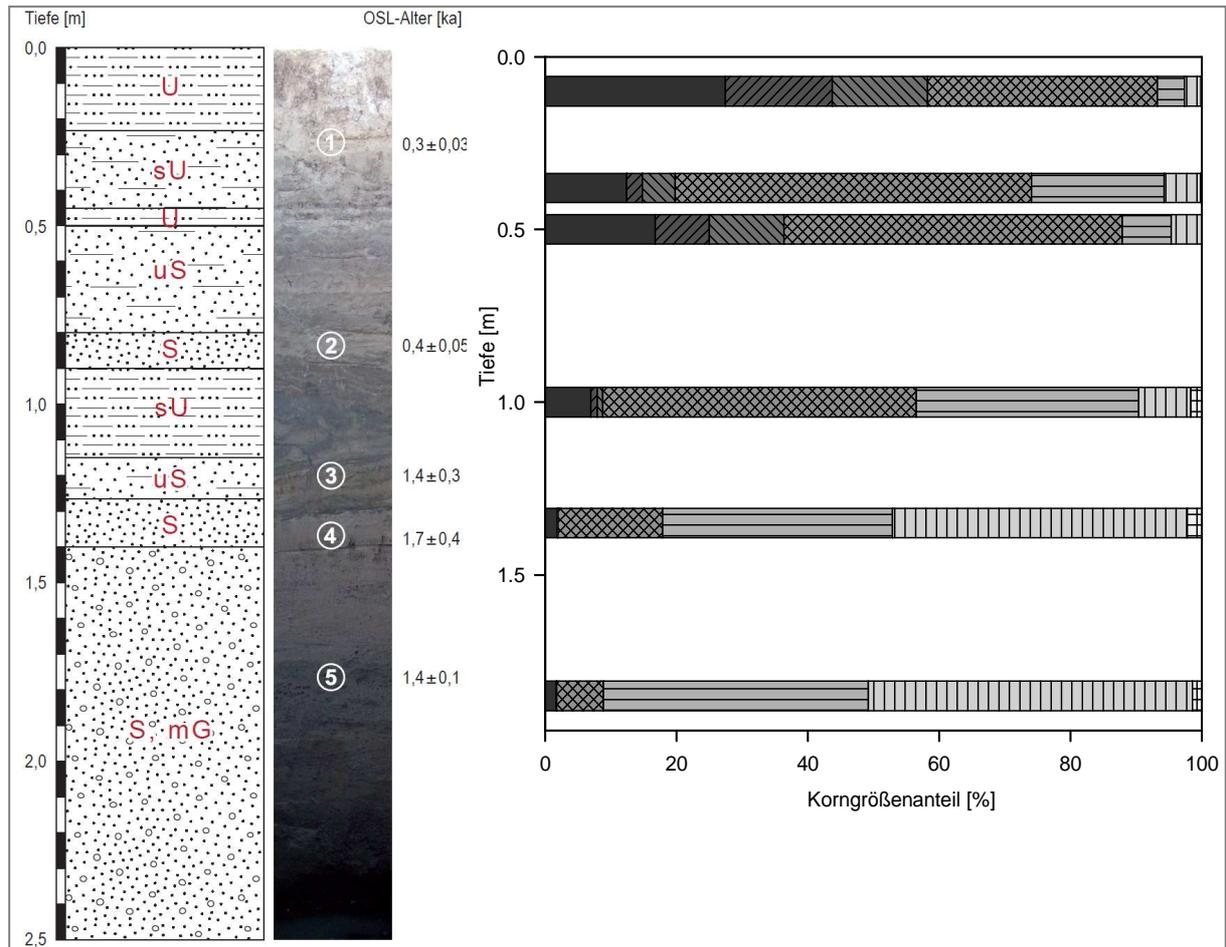


Abb. 7.29: Das Profil ME-R, die erzielten IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen (zur Verfügung gestellt durch Dr. C. Stolz, Mainz).

Den oberen, 0,22 m mächtigen Teil des Profils bildet hellgrauer Schluff. Durch Stolz et al. (submitted) wurde ein Karbonatgehalt von 8 % sowie ein Schluffanteil von 48 % bestimmt, so dass das Sediment als Hochflutsediment, nicht aber als Ablagerung eines dauerhaften Sees, charakterisiert wird.

Bis in eine Tiefe von 0,45 m schließen sich feinsandige Lagen an. Zwischen 0,45 m und 0,65 m liegt eine Bänderung von dunkelgrauem Schluff und hellgrauem schluffigen Sand, der Anzeichen einer krypturbaten Verwürgung zeigt. Auch dieses Sediment wird als Hochflutlehm interpretiert. Ein schwach toniger Sand in einer Tiefe von 0,90-1,15 m (7 % Ton, 4 % Schluff, Feinsand als Hauptkomponente) ließe sich evtl. als ein weiteres Hochflutsediment identifizieren, darüber und darunter liegen vorwiegend Fein- und Mittelsande. In einer Tiefe von 1,40 m geht der hellgraue, feine Sand zu rötlichem Mittel- und Grobsand über, der Feinkies (1-4 %) mit einer Größe bis zu 5 mm enthält. Für diese Ablagerungen wird aufgrund des Korngrößenspektrums eine fluviale Genese angenommen. Diese fluvialen Sedimente sind ab einer Tiefenlage von 1,70 m zunehmend rostfleckig und feucht, ab 2,50 m besteht Grundwassereinfluss. In etwa 2 m Entfernung von dem beschriebenen Profil wurde am Grund der Rinne eine Pürckhauer-Bohrung durchgeführt, um die Sedimente im Liegenden charakterisieren zu können. Es zeigt sich eine Fortsetzung der sandig-kiesigen Ablagerungen bis in eine Tiefe von 4,60 m, mit einer darin enthaltenen weiteren Schicht Hochflutlehm (Karbonatgehalt 16 %) zwischen 3,0 m und 3,20 m.

Aus den feinsandigen Lagen in 0,27 m, 0,80 m, 1,20 m und 1,40 m Tiefe wurden OSL-Proben entnommen, zudem wurde das fluviale Sediment in 1,75 m Tiefe beprobt.

Die ermittelten Alter liegen bei $1,4 \pm 0,1$, $1,7 \pm 0,4$ und $1,4 \pm 0,3$ ka für den unteren Profilverteil (1,75 m bis 1,20 m Tiefe) und $0,4 \pm 0,1$ sowie $0,3 \pm 0,1$ ka für den oberen Profilverteil (0,80 m bis 0,27 m Tiefe).

7.3.3 Profil Mongol Els Senke (ME-S, 47°19'17.0"N, 95°45'01.4"E, 1462 m a.s.l.)

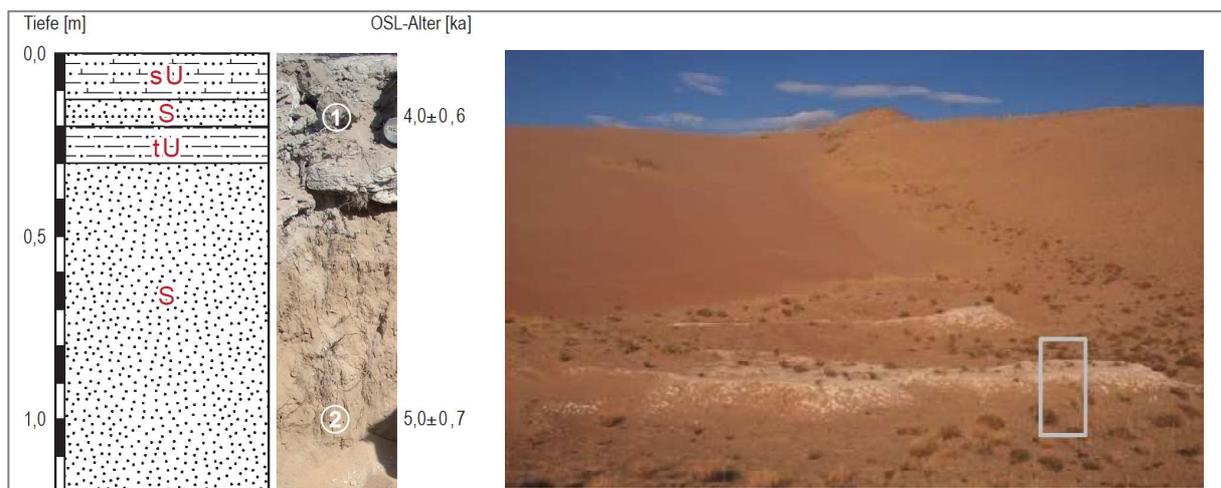


Abb. 7.30: Das Profil ME-S, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils.

In einer Senke innerhalb des Dünenfeldes zwischen der ausgetrockneten Überflutungsebene und dem Ereen Nuur fällt an der Oberfläche ein hellgraues, schluffig-sandiges Seesediment ins Auge (Abb. 7.30). Das Anlegen eines Profils an dieser Stelle zeigt, dass das insgesamt 40 cm mächtige lakustrine Sediment (Karbonatgehalt 8-16 %) von einer etwa 10 cm mächtigen Lage Dünensand unterbrochen wird. Diese wurde für die OSL-Datierung beprobt, um einen zeitlichen Rahmen der Genese des darüber und darunter liegenden Seesediments zu liefern. Aus der unteren Siltlage konnten zudem Molluskenschalen für die ^{14}C -Datierung entnommen werden. Des Weiteren wurde in 1,0 m Tiefe eine OSL-Probe des unterlagernden, rötlich-grauen Dünensandes entnommen.

Für die sandigen Sedimente in 1,0 und 0,15 m Tiefe wurden Lumineszenz-Alter von $5,0 \pm 0,7$ und $4,0 \pm 0,6$ ka ermittelt. Die ^{14}C -Datierung (durchgeführt im „AMS C14-Labor“ der Universität Erlangen) von Molluskenschalen aus der dazwischen liegenden Siltlage ergibt ein Alter von $5,3 \pm 0,05$ cal BP und stimmt somit innerhalb der Fehler mit der unterlagernden Sandschicht überein.

7.3.4 Profil Mongol Els Top (ME-T, $47^{\circ}19'11.0''\text{N}$, $95^{\circ}44'56.1''\text{E}$, 1480 m a.s.l.)

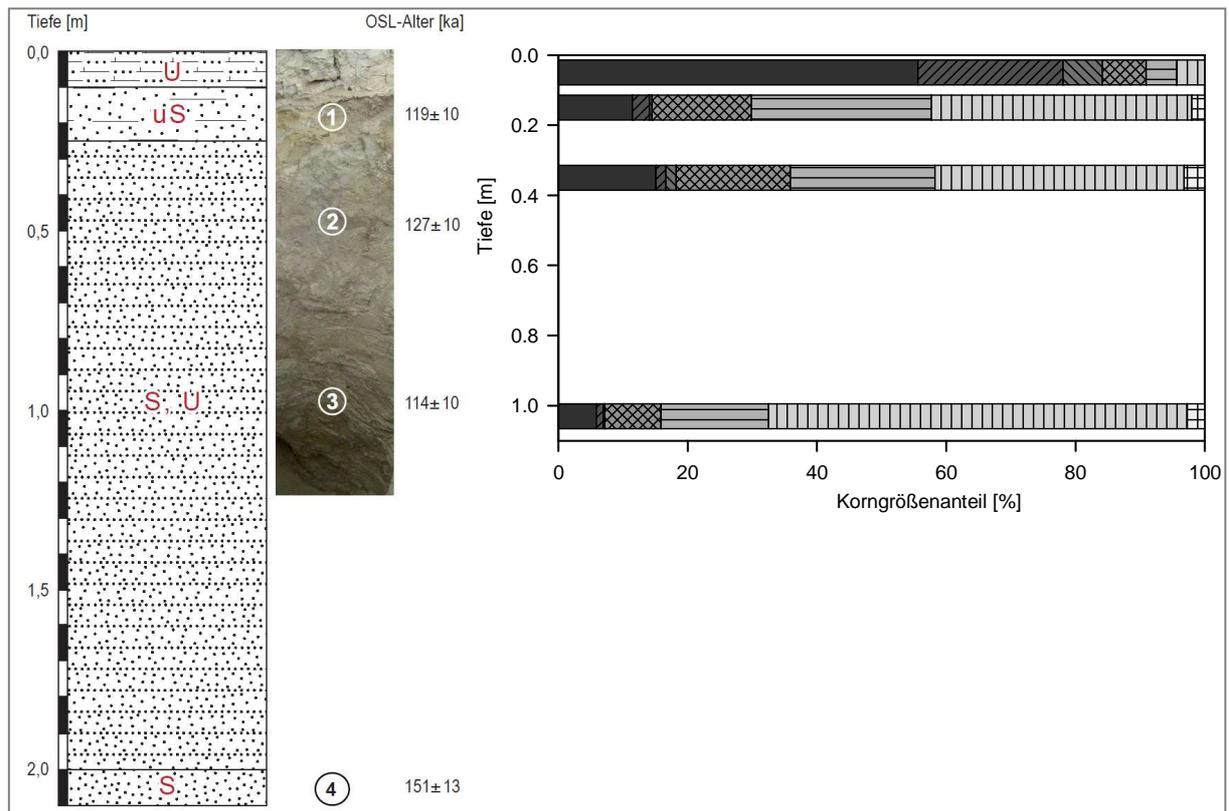


Abb. 7.31: Das Profil ME-T, die erzielten post-IR-IRSL-Alter sowie Korngrößenanalysen (zur Verfügung gestellt durch Dr. C. Stolz, Mainz).

Das Profil ME-T (Abb. 7.32) befindet sich innerhalb des Dünenfeldes in 17 m Höhe über der ausgetrockneten Überflutungsebene und dem rezenten See Ereen Nuur. Anlass zum Anlegen

eines Profils am Top der Düne gaben Kiese an der Oberfläche, die nicht durch Windverlagerung an diese Stelle inmitten der heutigen Dünen gelangt sein können. Die Grabung bis in eine Tiefe von 2,10 m zeigt deutliche Relikte ehemaliger fluvial-lakustriner Genese. An der Oberfläche des Profils (0-0,10 m) liegt weiß-grauer, stark karbonatisierter Schluff, darunter 0,1 m wechselnde, dünne Schluff- und Feinsandlagen. Zwischen 0,20 und 0,25 m liegt Mittel- bis Grobsand, der für die OSL-Datierung beprobt wurde. Bis in eine Tiefe von 2,0 m wechseln sich ca. 30 Schluff- und Feinsandlagen ab, die teilweise stark kryoturbar gestört sind. Aus etwas mächtigeren Sandlagen in Tiefen von 0,55 und 1,0 m wurden OSL-Proben entnommen. Tiefer als 2,0 m liegt vergleichsweise homogener, ungestörter Sand, der ebenfalls beprobt wurde.

IRSL-Testmessungen lassen vermuten, dass die Alter der Proben in einem hohen Bereich liegen, für die keine zuverlässige fading-Korrektur anwendbar ist (Kap. 5.12.1). Somit erfolgte die Bestimmung der Äquivalenzdosis mit dem Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll. Um die Anwendbarkeit dieses Protokolls für das Profil ME-T zu prüfen, wurde zunächst ein Test auf Bleichbarkeit des 290 °C-post-IR-Signals durchgeführt. Die Probe ME-T-2 wurde 24 Stunden lang im Solar Simulator gebleicht und anschließend das verbliebene Restsignal gemessen. Die Residual-D_e liegt bei $11,8 \pm 0,8$ Gy (n=10) dies entspricht 2,9 % der Äquivalenzdosis. Buylaert (2010, pers. Mitteilung) stellten fest, dass solche Residual-Dosen nur für künstlich gebleichte, nicht aber für natürlich gebleichte Proben feststellbar sind. Zudem zeigten Thomsen et al. (2008) dass das post-IR-Signal bei Tageslicht prinzipiell gut bleichbar ist. Die potentielle Altersüberschätzung von ~4 ka, die ein Residual-Signal in dieser Größenordnung zur Folge hat, ist in Anbetracht der Unsicherheiten, die z.B. durch die fading-Korrektur einer IRSL_{50°C}-Messung zustande kämen, vertretbar.

Die Datierung der untersten Probe ME-T-4 in 2,07 m Tiefe ergibt ein Alter von 151 ± 13 ka. Die Datierung der zwischen den dünnen Schlufflagen liegenden Sande in 0,85 m, 0,55 m und 0,30 m Tiefe ergeben Alter von 119 ± 10 ka, 127 ± 10 ka und 114 ± 10 ka – innerhalb der Fehler stimmen diese drei Alter überein.

In der Schlufflage an der Oberfläche des Profils wurden Molluskenschalen gefunden. Die ¹⁴C-Datierung des darin enthaltenen Calciumcarbonats ergibt ein Alter von $38,0 \pm 0,6$ ka calBP – hierbei muss jedoch davon ausgegangen werden, dass es sich dabei um ein Mindestalter handelt, da sich die ¹⁴C-Konzentration der Nachweisgrenze dieser Methode nähert (Wagner 1995, Geyh 2005).

7.3.5 Profil Savhan Gol I (SG I, 47°26'11.2"N, 95°54'10.4"E, 1455 m a.s.l.)



Abb. 7.32: Umgebungssituation des Profils SG-I (aus: Stolz et al., submitted).

Das Profil SG I befindet sich im Bereich der Kontaktzone zwischen den Dünen und dem Fluss Savhan Gol (Abb. 7.32), 16 km nordöstlich der Profile ME. Am Prallhang des Flusses wurde hier ein 5 m hohes Profil aufgeschlossen (Abb. 7.33). Den oberen Teil des Profils bildet ein 0,30 m mächtiger Schluff, in den zwei dünne Torflagen sowie einzelne Kiese eingeschaltet sind. Die ^{14}C -Datierung der Karbonatfraktion des Sediments am Top des Profils ergibt ein Alter von $7,25 \pm 0,08$ ka calBP, dieses Alter konnte an anderer Stelle (etwa 5 km entfernt, Stolz et al., subm) eindeutig reproduziert werden. Der unterlagernde Torf wurde auf $7,75 \pm 0,05$ ka calBP datiert. Bis zu einer Tiefe von 1,15 m schließen sich fluvialer, grober Kies und Steine (bis zu 12 cm Durchmesser) in sandiger Matrix an. Zwischen 1,15 m und 1,90 m ist der Kiesanteil geringer, die Anteile an Feinsand nehmen zu, was einen stärkeren äolischen Einfluss wahrscheinlich macht. In einer Tiefe von 1,75 m ist ein weiteres Torfband vorhanden, welches wie die überlagernden Sande kryoturbar verwürgt wurde. Die ^{14}C -Datierung des Torfes ergibt ein Alter von $9,26 \pm 0,18$ ka calBP.

Zwischen 1,90 m und 4,10 m dominieren sandige Sedimente (vermutlich Dünensand des angrenzenden Mongol Els), die sich mit fluvialen Sedimenten, die einen hohen Kiesanteil und Kreuzschichtung aufweisen, abwechseln. Aus den Sandlagen wurden drei OSL-Proben in Tiefen von 2,40 m (SG-I-1), 2,70 m (SG-I-2) und 4,00 m (SG-I-3) entnommen.

Den unteren Teil des Profils, zwischen 4,10 m und dem Wasserstands-niveau des Savhan Gol bei Probennahme im Sommer 2007, bildet fluvialer Kies.

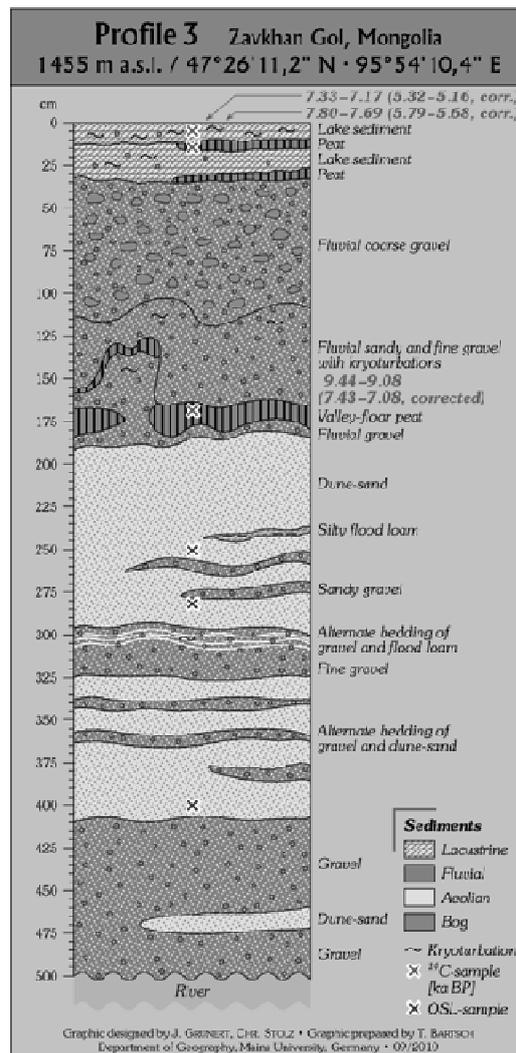


Abb. 7.33: Das Profil SG I (aus: Stolz et al., submitted).

Testmessungen mit dem herkömmlichen SAR-IRSL_{50°C}-Protokoll deuten an, dass das natürliche Signal der Proben aus diesem Profil nicht im linearen Teil der Aufbaukurve liegt, und somit eine fading-Korrektur lediglich ein Minimal-Alter erzielen kann (Kap. 5.12.1). Dieses liegt für die drei Proben im Bereich >70-80 ka. In der Folge wurde für die Proben das in Kap. 5.12.2.2 beschriebene Post-IR-IRSL_{290°C}-Protokoll zur D_e-Bestimmung angewendet. Für jede der drei Proben wurden 10 Aliquots gemessen.

Die Datierung der drei Proben erzielt Alter von 144 ± 14 ka, 130 ± 11 ka und 135 ± 11 ka.

7.3.6 Profil Savhan Gol II (SG II, 46°47'26.4"N, 96°25'28.0"E, 1626 m a.s.l.)

Etwa 80 km südöstlich des Dünenfeldes wurde am Mittellauf des Savhan Gol ein weiteres Profil im Kontext des Arbeitsgebietes Mongol Els beprobt. Der Fluss schneidet sich an dieser Stelle in seine eigenen Sedimente ein, so dass am Prallhang ein 16 m hohes Profil aufgeschlossen ist.

Dieses besteht im oberen Teil aus einer Vielzahl von Kieslagen in tonig-sandiger Matrix, die mit vermutlich äolischen (oder fluvial verlagerten) Feinsanden (SG-II-1) alternieren. Zwischen 7,50 m und 12,0 m Tiefe befindet sich ein 4 m mächtiges Paket aus sandigen Schluffen, in das dünne Feinsandlagen (SG-II-2) eingeschaltet sind. Der Karbonatgehalt der schluffigen Sedimente liegt bei 10 % (Stolz et al., submitted), so dass ein Hochflutereignis oder Aufstau angenommen werden kann. Insbesondere dieser Mittelteil des Profils ist stark kryoturbar verwürgt (Abb. 7.35). Der darunter liegende Teil des Profils (bis auf das Wasserstandsniveau des Savhan Gol im August 2007) besteht wieder aus einer Wechsellagerung von Feinkies und Sand (SG-II-3). In diesen Teilen des Profils ist eine Kreuzschichtung gut zu erkennen, welche auf eine hohe Morphodynamik des Flusses hinweist. Abbildung 7.34 zeigt eine Übersicht der Aufschlussituation sowie eine Detailaufnahme der Verwürgungen im Mittelteil des Profils.



Abb. 7.34: Übersicht Profil SG II.

Ähnlich der Proben der Profile ME-T und SG-I aus dem gleichen Arbeitsgebiet deuten Testmessungen der Proben des Profils SG-II Alter im Bereich von 100 ka an. Somit ist die Anwendung des Post-IR-IRSL_{290°C}-Protokolls erfolgversprechender als das SAR-IRSL_{50°C}-Messverfahren. Um die Gültigkeit dieses Protokolls für das Profil SG-II zu testen, wurde zunächst ein Test auf Bleichbarkeit des 290 °C-post-IR-Signals durchgeführt. Die Probe SG-II-3 wurde 72 Stunden lang im Solar Simulator gebleicht und das verbliebene Restsignal gemessen. Die Residual-D_e liegt bei $2,0 \pm 0,68$ Gy (n=7) dies entspricht 0,3 % der Äquivalenzdosis. Des Weiteren wurde ein Dose Recovery Test für das 290 °C-post-IR-Signal durchgeführt. Appliziert wurde eine Dosis von 720 Gy, gemessen wurden hingegen 800 ± 43 Gy. Dies entspricht einem Verhältnis von applizierter zu gemessener Dosis von 0,90, welches mit herkömmlichen SAR-IRSL_{50°C}-Messungen vergleichbar ist, aber in diesem Altersbereich dennoch eine absolute Überschätzung des Alters von bis zu ~20 ka zur Folge haben kann.

Gemessen wurden mit dem Post-IR-IRSL_{290°C}-Protokoll 9-10 Aliquots der drei Proben SG-II-1, SG-II-2 und SG-II-3. Die relative Standardabweichung der Äquivalenzdosiswerte liegt zwischen 8 % und 19 %, die Schiefe der Verteilung ist nicht signifikant. Dies sind in Anbetracht der geringen Plättchenzahl keine eindeutigen Kriterien, aber zumindest erste Hinweise darauf, dass die Sedimente während des letzten Transports ausreichend gebleicht wurden. (Die Messung

größerer Aliquotmengen war aufgrund der hohen Paläodosen im Hinblick auf die zur Verfügung stehenden Messkapazitäten im Rahmen dieser Arbeit nicht leistbar.)

Die ermittelten Alter (Abb. 7.35) der Proben liegen bei 197 ± 22 ka, 171 ± 15 ka und 195 ± 18 ka (2,95 m, 7,70 m und 12,65 m Tiefe unterhalb der Gelände-Oberkante).



Abb. 7.35: Profil SG II mit den ermittelten post-IR-IRSL-Altern.

Tab. 7.3: Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“. Angegeben sind die Tiefenlage der Probe, die Dosisleistung, die relative Standardabweichung (RSD) und die overdispersion (od) der IRSL-Messung von n Teilproben, die daraus resultierende Äquivalenzdosis (inklusive Korrektur des „optical cross talk“), der g -value als Maß für die fading-Korrektur sowie das fading korrigierte Alter. Die Proben, für die statt g -value der Vermerk p-IR-IR angegeben ist, wurden mit dem Post-IR-IR-290°C-Meßverfahren ermittelt.

Probe	Tiefe (m)	Dosisleistung (Gy/ka)	rsd	od	n	korr. De (Gy)	g (%)	fading korr. Alter (ka)
ME-R-1	0,27	$3,42 \pm 0,20$	71	47	11	$0,80 \pm 0,05$	2,4	$0,27 \pm 0,03$
ME-R-2	0,80	$3,62 \pm 0,22$	18	15	15	$1,14 \pm 0,08$		$0,37 \pm 0,03$
ME-R-3	1,20	$3,52 \pm 0,21$	9	8	16	$4,18 \pm 0,23$	2,5	$1,43 \pm 0,31$
ME-R-4	1,40	$3,40 \pm 0,17$	11	10	16	$4,90 \pm 0,28$		$1,74 \pm 0,38$
ME-R-5	1,75	$3,35 \pm 0,17$	9	8	11	$4,50 \pm 0,25$	3,6	$1,43 \pm 0,14$
ME-D-1	0,95	$2,82 \pm 0,14$	9	7	17	$2,56 \pm 0,14$	n.d.a	$1,00 \pm 0,07$
ME-D-2	1,95	$2,91 \pm 0,15$	8	5	19	$3,61 \pm 0,20$	n.d.a	$1,36 \pm 0,10$
ME-S-1	0,15	$2,97 \pm 0,15$	13	12	20	$10,36 \pm 0,61$	n.d.a	$4,01 \pm 0,56$
ME-S-2	1,00	$2,90 \pm 0,15$	9	8	18	$12,44 \pm 0,68$	1,9	$4,96 \pm 0,69$
ME-T-1	0,30	$3,29 \pm 0,18$	9	9	10	390 ± 24	p-IR-IR	119 ± 10
ME-T-2	0,55	$3,17 \pm 0,17$	8	5	9	403 ± 23	p-IR-IR	127 ± 10
ME-T-3	0,85	$3,04 \pm 0,16$	18	16	10	347 ± 25	p-IR-IR	114 ± 10
ME-T-4	2,07	$2,84 \pm 0,18$	19	14	10	429 ± 26	p-IR-IR	151 ± 13
SG-I-1	2,40	$2,96 \pm 0,18$	20	17	10	427 ± 32	p-IR-IR	144 ± 14
SG-I-2	2,70	$2,96 \pm 0,18$	8	6	10	383 ± 21	p-IR-IR	129 ± 11
SG-I-3	4,00	$3,02 \pm 0,18$	9	6	10	408 ± 23	p-IR-IR	135 ± 11
SG-II-1	2,95	$3,92 \pm 0,29$	19	15	10	772 ± 60	p-IR-IR	197 ± 22
SG-II-2	7,70	$3,73 \pm 0,23$	11	10	10	641 ± 37	p-IR-IR	171 ± 15
SG-II-3	12,65	$3,76 \pm 0,26$	8	6	10	735 ± 42	p-IR-IR	195 ± 18

7.4 Arbeitsgebiet „Orchon-Tal“ (Kharkhorin)

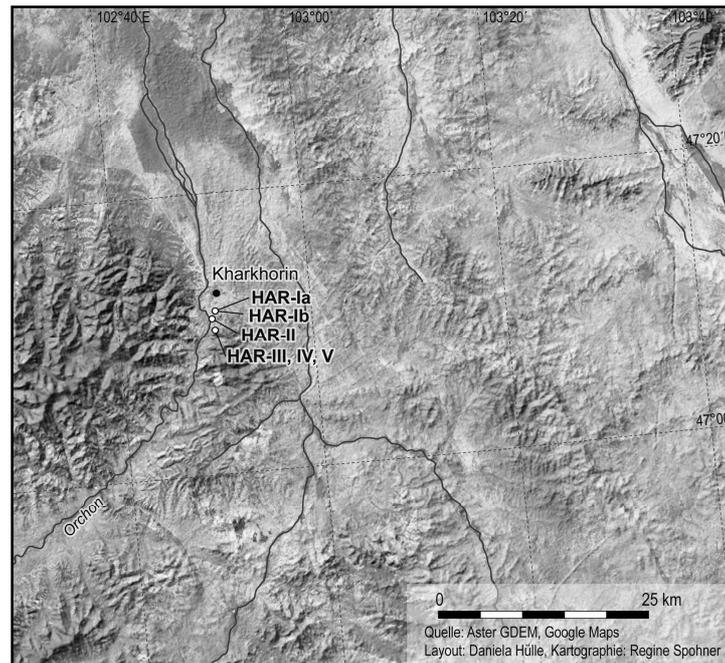


Abb. 7.36: Karte des Teilarbeitsgebiets „Orchon-Tal“.

Das Arbeitsgebiet „Orchon-Tal“ (Abb. 7.36, 7.37) umfasst die Talauflage (600 m bis 1000 m Breite) und angrenzenden Hänge des Orkhon Gol, zwei bis vier Kilometer südwestlich der Stadt Kharkhorin. Hier, an den nordöstlichen Ausläufern des Khangay-Gebirges, tritt der Orkhon Gol in das Vorland ein, wo er einen Schwemmfächer aufschüttet. Weiter nördlich verläuft der Fluss dann durch Mittelgebirgslandschaften, bevor er kurz vor der nördlichen Grenze der Mongolei mit dem Selenge zusammenfließt, und in den Baikalsee mündet. Anders als in den bisher beschriebenen südlichen Bereichen der Mongolei befindet sich das Arbeitsgebiet in der Übergangszone Gebirgssteppe/Steppe.

Bedeutsam ist der Standort durch die aufgrund seiner Gunstlage langen Siedlungsgeschichte und historische Bedeutung: “The upper Orkhon Valley is known to have been one of the best grazing grounds in Mongolia since prehistoric times. In addition, on the northeastern foothills of the Khangay Mountains, several capitals of ancient cultures were established...” (Lehmkuhl et al. submitted). Insbesondere die Funktion Kharkhorins als Hauptstadt, zentralasiatisches Handelszentrum und Ausgangsort für kriegerische Aktivitäten dürfte zwischen dem 13. und 15. Jahrhundert n. Chr. deutlichen Einfluss auf die Landschaft gehabt haben. Rösch et al. (2005) berichten von Bewässerungslandwirtschaft, die zu dieser Zeit durchgeführt wurde. Relevant für die Landschaftsgeschichte dürfte aber vor allem der Bedarf an Fleisch als Hauptnahrungsmittel gewesen sein, der einen enormen Weidedruck in der Umgebung der Hauptstadt ausgelöst haben muss.

Die untersuchten Profile befinden sich vorwiegend auf den Talhängen. Diese sind mit sandigen, teilweise auch schluffigen Sedimenten bedeckt, die teilweise auch Grus enthalten. Die

Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt zwischen 0,50 m und 2,50 m. Die Korngrößenspektren sowie die rezente Erosion und Denudation darauf hin, dass auch in der Vergangenheit kolluviale und alluviale Verlagerung dieser Sedimente hangabwärts zu vermuten ist. Folglich ist für die untersuchten Proben eine unzureichende Bleichung des Lumineszenzsignals in Betracht zu ziehen. Wird diese anhand der Streuung der individuellen Äquivalenzdosiswerte und der Schiefe der Verteilung identifiziert, kommt für die betroffenen Proben das Finite Mixture Model zum Tragen (Kap. 5.10).

Im Arbeitsgebiet Kharkhorin wurden sechs Profile beprobt: Die Profile HAR-Ia, HAR-Ib wurden in einem Erosionsgully an einem der Aue des Orchon Gol zugewandten, südwestlich exponierten Hang angelegt. HAR-II wurde in ähnlicher Aufschlussituation (Erosionsrinnen an einer Sandgrube), einige hundert Meter entfernt, beprobt. Die Profile HAR-III, -IV und V wurden auf drei verschiedenen Terrassenniveaus (10 m, 33 m und 51 m über der heutigen Aue) eines Orchon-Zuflusses angelegt.

Parallel wurde durch Dr. F. Schlütz (FU Berlin) in einem Altarm des Orchon Gol ein Bodenprofil angelegt und mittels Pollenanalyse untersucht.



Abb. 7.37: Blick nach SW ins Orchontal.

7.4.1 Profil HAR-Ia (47°10'53.6"N, 102°48'42.1"E, 1490 m a.s.l.)

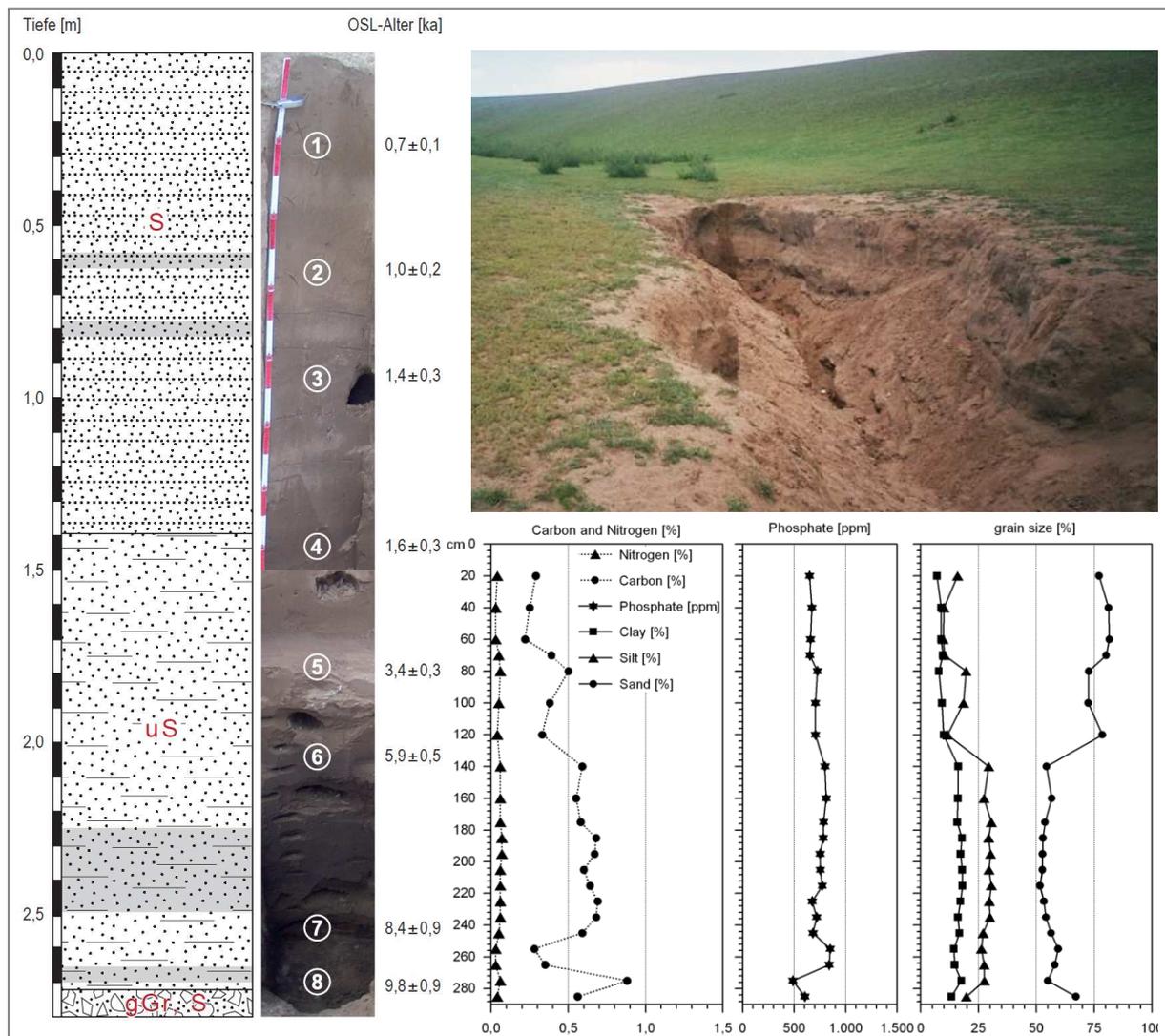


Abb. 7.38: Das Profil HAR-I-a, die ermittelten IRSL-Alter, die Umgebungssituation sowie geochemische Parameter (aus Lehmkuhl et al. submitted).

Das Profil HAR-Ia (Abb. 7.38) wurde in einem Erosionsgully angelegt, der durch episodischen Abfluss entlang der Tiefenlinie des Hanges in Richtung des Orchon Gol entstanden ist. Die rund 2 m tiefe Erosionsrinne wurde bis in eine Tiefe von 2,80 m aufgegraben, um die Basis, bestehend aus Hangschutt in sandiger Matrix, zu erreichen. Darüber liegen vorwiegend schluffig-sandige, teils auch laminierte, Sedimente. Der Sandgehalt schwankt in den oberen Sedimentschichten (0-1,40 m) um 75 %, zwischen 1,40 m und 2,80 m liegt er relativ konstant bei ca. 55 %. Dünne Bänder mit einem deutlichen Anteil an Granitgrus implizieren alluviale/kolluviale Deposition. In 0,60 m, 0,80 m, 2,40 m und 2,80 m Tiefe sind dunklere Horizonte erkennbar, welche durch Lehmkuhl et al. (submitted) als initiale Paläoböden angesprochen werden: „These buried fossil A-horizons are characterized by raised amounts of C and TOC and low content of phosphate and indicate a phase of landscape stability with soil formation.“

Die Streuung (relative Standardabweichung, RSD) der individuellen Äquivalenzdosiswerte ($n=22-34$) liegt für sieben der acht Proben zwischen 7 % und 10 %, lediglich die Probe HAR-Ia-3 weist eine höhere RSD von 17 % auf. Insgesamt ist eine unvollständige Bleichung somit nicht anzunehmen, auch wenn kolluviale/alluviale Überprägung wahrscheinlich ist. Die Zunahme der Alter mit der Tiefe ohne Altersinversionen (sowohl für unkorrigierte als auch fading-korrigierte Werte) stützt diese Annahme.

Als schwierig erwies sich die fading-Korrektur für die jungen Proben im oberen Bereich des Profils (HAR-I-a-1, -3 und -4). Fading-Tests für diese Proben ergaben geringe Fading-Raten mit sehr großen Fehlerbereichen: So liegen die g-values bei $1,1 \pm 3,1$ %, $1,1 \pm 3,3$ % und $1,6 \pm 2,8$ %. Dies ist vermutlich damit zu erklären, dass bei diesen Proben mit vergleichsweise geringer Äquivalenzdosis der absolute zu messende Signalverlust in den fading-tests sehr gering und somit kaum reproduzierbar ist. Diese Unsicherheit drückt sich in vergleichsweise großen relativen Fehlern der fading-korrigierten Alter aus. Für die Proben im unteren Teil des Profils mit größerer D_e ist dieses Problem kaum noch relevant, hier nehmen zwar die fading-Raten zu, die Fehler der g-value-Bestimmung jedoch ab ($1,7 \pm 0,7$ % und $3,7 \pm 0,6$ %). Für die Probe HAR-I-a-7 wurde kein Fading-Test durchgeführt, für die Korrektur wurde der Mittelwert des g-values der darüber und der darunter liegenden Proben verwendet.

Die ermittelten Alter der beiden unteren Proben in 2,75 m und 2,55 m Tiefe sind mit $9,8 \pm 0,9$ ka und $8,4 \pm 2,3$ ka dem frühen Holozän zuzordnen. Der mittlere Profiltteil ist im mittleren Holozän entstanden ($5,9 \pm 0,5$ und $3,4 \pm 0,3$ ka). Die oberen 1,40 m des Profils (HAR-I-4 bis HAR-I-1) wurden ab $1,8 \pm 0,4$ ka abgelagert.

7.4.2 Profil HAR-Ib ($47^{\circ}10'53.6''N$, $102^{\circ}48'42.1''E$, 1485 m a.s.l.)

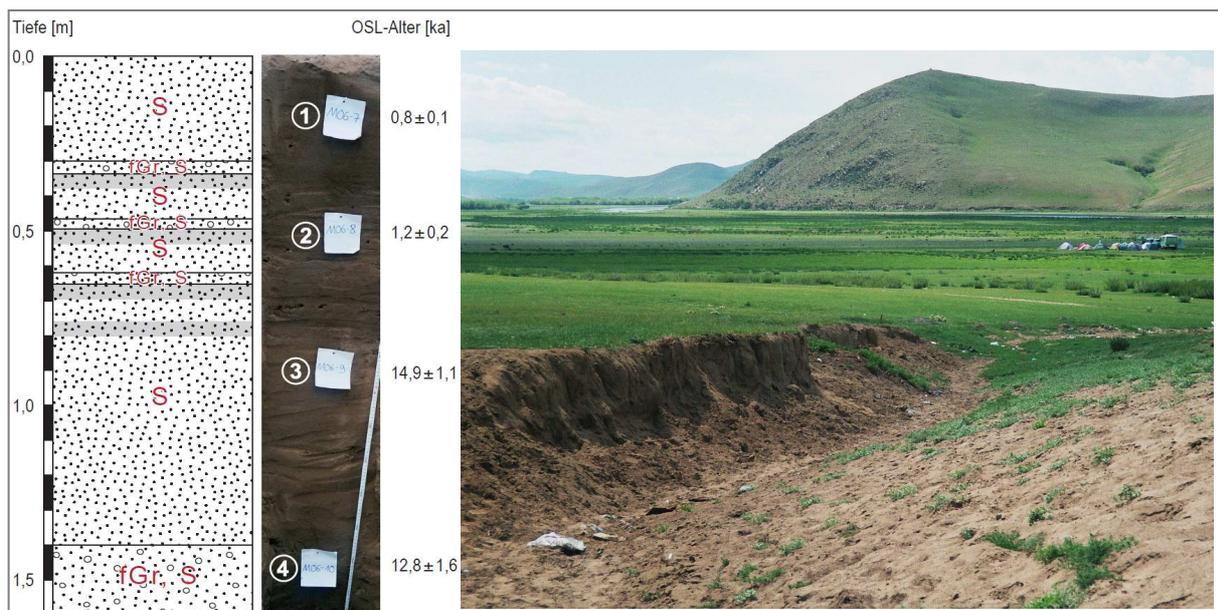


Abb. 7.39: Das Profil HAR-I-b, die erzielten IRSL-Alter sowie die Umgebungssituation des Profils.

Das Profil HAR-I-b (Abb. 7.39) wurde in dem Erosionsgully angelegt, in dem auch das Profil HAR-I-a angelegt wurde, allerdings etwa 20 m weiter hangabwärts. Die Tiefe der Rinne bis zur Basis aus Hangschutt in sandiger Matrix beträgt hier nur noch 1,60 m.

Im oberen Teil des Profils wechseln sich sandige Sedimente mit Feingrus-Bändern ab. Der Grus ist nur zu etwa 5 % gerundet, was eine kolluvial-alluviale Deposition (von Solifluktionsschutt) wahrscheinlicher macht als einen ausgeprägten fluvialen Einfluss.

In Tiefen um 0,37, 0,52, 0,63 und 0,78 m sind dunklere Horizonte erkennbar. Inwiefern diese Korrelate zu den vermuteten Paläoböden im Profil HAR-I-a darstellen, lässt sich ohne weitere geochemische Analysen nicht zweifelsfrei klären (die zeitliche Stellung der Sedimente würde dies allerdings stützen).

Die Datierungsergebnisse deuten zumindest für Probe HAR-I-b-1, -2 und -3 unvollständige Bleichung an: Die relative Standardabweichung dieser Proben liegt bei 56 %, 68 % und 24 %, die Schiefe bei 1,2; 2,3 und 2,6. In der Folge wurde für die vermutlich kolluvial/alluvial überprägten Proben das Finite Mixture Model (Galbraith & Green 1990) auf die Äquivalenzdosisverteilung angewendet. Dieses erlaubt es, verschiedene Populationen von Äquivalenzdosiswerten zu identifizieren (Kap. 5.10). Für die Population kleinster D_e -Werte, die einen signifikanten Anteil (>10 %) an der Gesamtpopulation hat, kann am ehesten vollständige Bleichung angenommen werden (Rodnight 2006), so dass ihr mittlerer D_e -Wert für die Altersberechnung herangezogen wird.

Die Ergebnisse zeigen, dass auch unter Anwendung dieses Modells im unteren Profilverteil eine Altersinversion vorhanden ist. Zwar stimmen die beiden Alter der Proben HAR-I-b-4 ($12,8 \pm 1,6$ ka) und HAR-I-b-3 ($14,9 \pm 1,1$ ka) innerhalb der Fehler überein, jedoch weist das höhere Alter der Probe HAR-I-b-3 darauf hin, dass selbst die unterste signifikante Population des Finite Mixture Models kein vollständig gebleichtes Signal repräsentiert.

Die beiden oberen Proben HAR-I-B-2 und HAR-I-b-1 ergeben Alter von $1,2 \pm 0,2$ ka und $0,8 \pm 0,1$ ka. Falls auch für diese Proben eine Altersüberschätzung trotz FMM gegeben sein sollte, fällt diese aufgrund des insgesamt jungen Alters weniger ins Gewicht.

7.4.3 Profil HAR-II (47°10'12.1"N, 102°48'26.0"E, 1495 m a.s.l.)

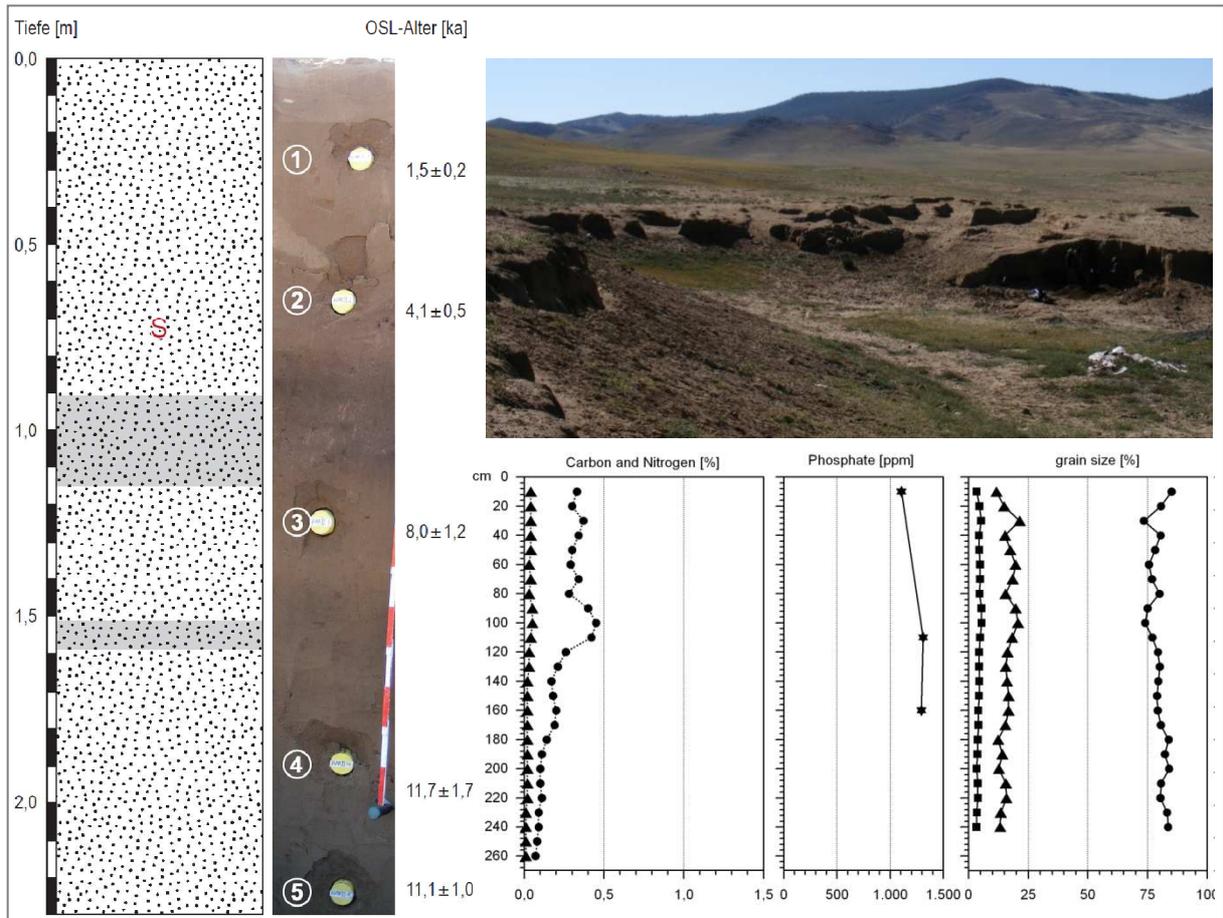


Abb. 7.40: Das Profil HAR-II, die ermittelten IRSL-Alter, die Umgebungssituation sowie geochemische Parameter (aus Lehmkuhl et al. submitted)

Das Profil HAR-II (Abb. 7.40) wurde in einer Sandgrube angelegt, die lateral von Erosionsrinnen zerschnitten wird. Die Entfernung zu den Profilen HAR-1-a und b beträgt ca. 600 m. Es weist bis in eine Tiefe von 2,30 m einen relativ homogenen Aufbau aus Fein- bis Mittelsand auf. Diese Homogenität spiegelt sich auch in sehr einheitlichen Radionuklidgehalten (Anhang H) wieder. Korngrößenanalysen (durchgeführt mit Laserbeugung-Korngrößenanalysator Beckmann-Coulter LS 13 320, Abb. G1 im Anhang) weisen innerhalb des gesamten Profils unimodale Spektren mit einem Korngrößenmaximum um 200 μm auf. Das Korngrößenspektrum ist vergleichbar mit den von Sun et al. (2006) dargestellten Spektren äolischer Sande aus der chinesischen Mu-Us-Wüste. Eine äolische Sedimentation der Sande wird auch von Lehmkuhl et al. (submitted) angenommen, jedoch kann eine spätere Remobilisierung durch kolluviale/alluviale Aktivität aufgrund der Position des Profils am Hang nicht ausgeschlossen werden.

Zwischen 0,9 und 1,15 m ist der Sand dunkel gefärbt, ein weiteres, dünneres Band mit dunklerer Färbung liegt zwischen 1,50 und 1,60 m Tiefe. Dieser optische Befund wird durch einen erhöhten Kohlenstoffgehalt gestützt (Abb. 7.40), es ist somit zu vermuten, dass die dunkleren Horizonte Paläoböden darstellen.

Die Datierung der beiden Proben HAR-II-5 und HAR-II-4 (in 2,30 und 1,95 m Tiefe) ergibt innerhalb der Fehler übereinstimmende Sedimentationsalter von $11,1 \pm 1,0$ und $11,7 \pm 1,7$ ka. Die Probe HAR-II-3 (1,30 m Tiefe) wurde vor $8,0 \pm 1,2$ ka abgelagert. Die Probe HAR-II-2 (0,70 m Tiefe) hat ein IRSL-Alter von $4,1 \pm 0,2$ ka. Für die Probe HAR-I-1 in 0,30 m Tiefe wurde ein Alter von $1,5 \pm 0,2$ ka ermittelt.

7.4.4 Profile HAR-III, -IV und -V (47°09'43"N, 102°48'27"E, 1533, 1515 und 1492 m a.s.l.)

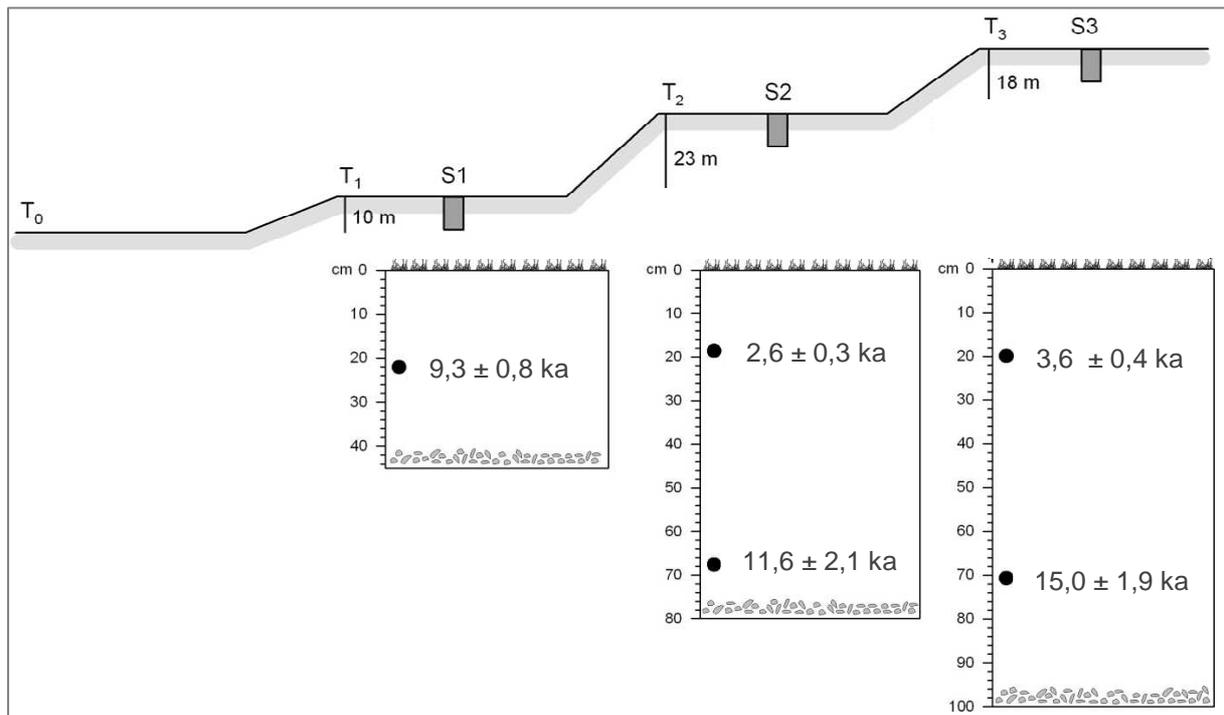


Abb. 7.41: Die Profile HAR-II, HAR-IV und HAR-V mit den ermittelten IRSL-Altern (verändert nach Lehmkuhl et al. submitted).

Die Profile HAR-III, HAR-IV und HAR-V wurden auf drei verschiedenen Terrassenniveaus, die sich in Höhen von 10 m, 33 m und 51 m über dem Talboden eines episodischen Orchon-Zuflusses befinden, angelegt (Abb. 7.41). Der Aufbau der Profile ist vergleichbar, wenn auch mit unterschiedlichen Mächtigkeiten: Die Basis der Profile bilden fluvialen bzw. alluviale Kiese und Schotter in einer Matrix aus Sand. Darüber liegt sandiger Schluff, der in den oberflächennahen Bereichen leicht durchwurzelt ist.

Korngrößenanalysen an parallel entnommenen Proben (Abb. 7.42) zeigen in allen drei Profilen die Systematik, dass die Sedimente direkt über den fluvialen Kiesen ein einziges Korngrößenmaximum um $300 \mu\text{m}$ aufweisen, während die Sedimente am Top eine multimodale Verteilung (mit zusätzlichen Peaks bei $4\text{-}10 \mu\text{m}$ und $60\text{-}100 \mu\text{m}$) zeigen.

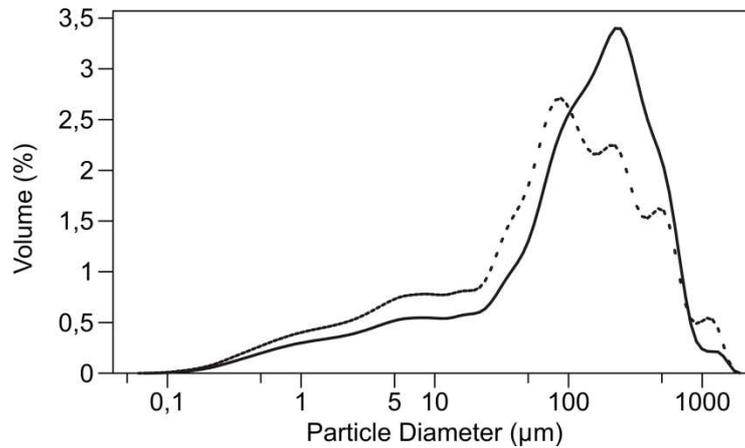


Abb. 7.42: Repräsentative Korngrößenanalysen der oberflächennahen Sedimente (gestrichelte Linie) und der Sedimente an der Basis der Terrassenprofile (durchgezogene Linie) (aus: Lehmkuhl et al. submitted).

Lehmkuhl et al. (submitted) interpretieren dies im Sinne einer vorwiegend äolischen Genese der Sedimente an der Basis und kolluvialer/alluvialer Überprägung der Sedimente im oberen Profilteil.

Diese Annahme wird durch die Verteilungen der Äquivalenzdosiswerte gestützt: So zeigen die Proben am Top der Profile (HAR-III-1, HAR IV-1 und HAR-V-1) relative Standardabweichungen von 49 %, 63 % und 28 %, die an der Basis nur 16 % und 10 % ($n=13-24$). Auch die Linksschiefe der Verteilung ist für die oberen Proben mit Werten von 2,5, 0,6 und 1,6 stärker ausgeprägt als für die unteren Proben (0,5 und -0,3) (Abb. 7.43).

Zusammenfassend lassen die Erkenntnisse die Interpretation zu, dass die unteren Proben homogener gebleicht wurden als die oberen. Ein post-sedimentärer Einfluss durch Bioturbation ist im Hinblick auf die leichte Durchwurzelung der oberen Profilbereiche nicht auszuschließen, dieser würde sich ebenfalls in einer breiten, jedoch eher rechtsschiefen Verteilung äußern (Bateman 2003). In der Folge wurde für die vermutlich kolluvial/alluvial überprägten Proben das Finite Mixture Model (Galbraith & Green 1990) auf die Äquivalenzdosisverteilung angewendet. In Tab. 7.4 sind die verschiedenen, mit dem Finite Mixture Model bestimmten, Populationen und die daraus resultierenden Alter dargestellt.

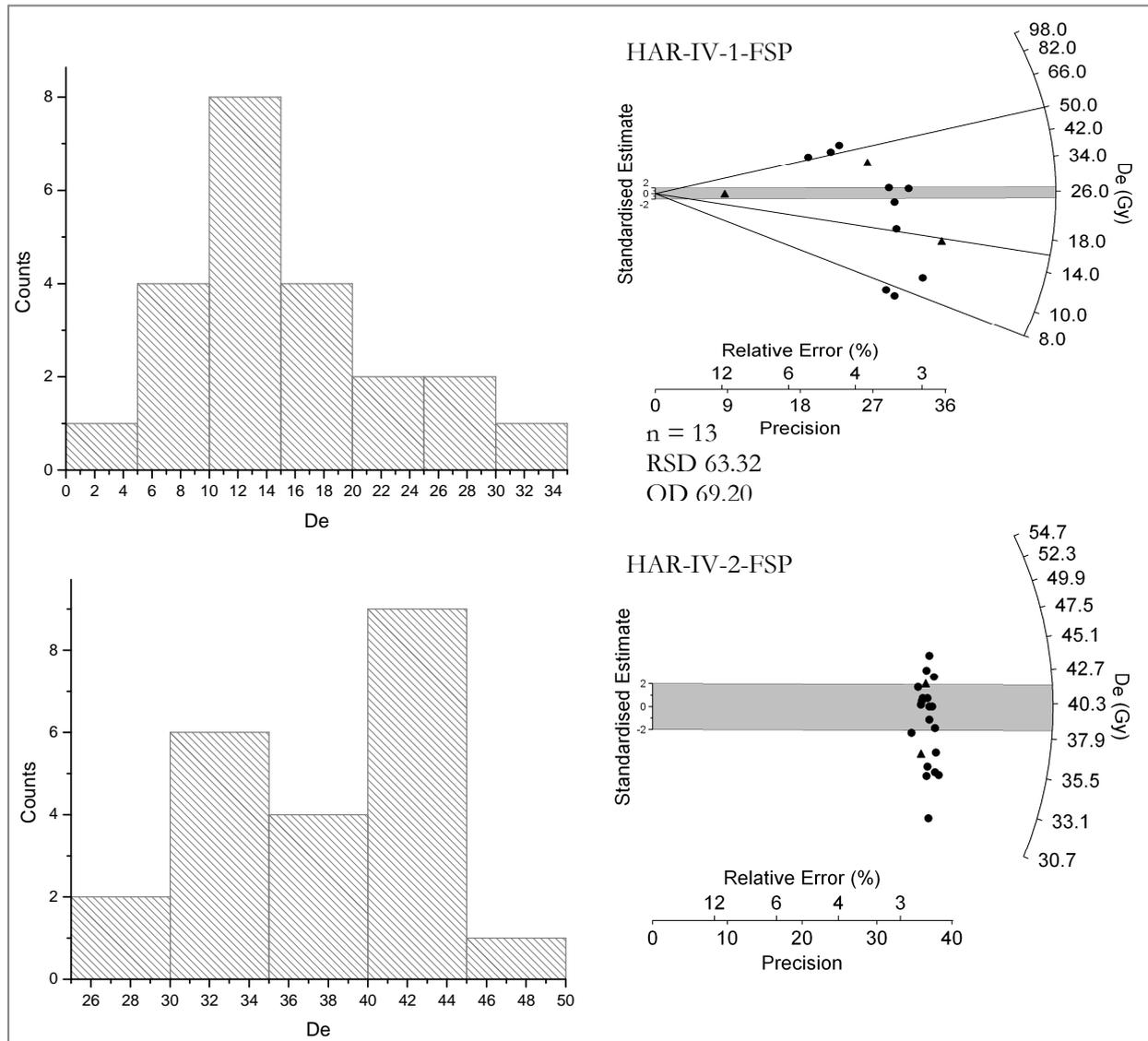


Abb. 7.43: Äquivalenzdosisverteilungen der Proben HAR-IV-1 (n=22) und HAR-IV-2 (n=19) als Histogramme und radial plots.

Tab.7.4: Ergebnisse der Anwendung des Finite Mixture Models auf die Äquivalenzdosisverteilung (unter Einbeziehung der cross-talk-Korrektur) der oberflächennahen Proben der Profile HAR-III, -IV und -V. Fett markiert ist jeweils die Population, die zur Altersberechnung herangezogen wurde.

Probe	Dosisleistung	Äquivalenzdosis	Anteil	Alter	Fading korr. Alter
HAR-III-1	3,67 ± 0,21	11,45 ± 0,57	36	3,12 ± 0,24	3,62 ± 0,43
	3,67 ± 0,21	17,77 ± 0,68	57	4,84 ± 0,33	5,63 ± 0,65
	3,67 ± 0,21	43,81 ± 4,64	7	11,92 ± 1,43	13,91 ± 2,14
HAR-IV-1	3,81 ± 0,21	8,05 ± 0,49	23	2,11 ± 0,18	2,56 ± 0,28
	3,81 ± 0,21	15,93 ± 1,20	15	4,18 ± 0,39	5,09 ± 0,61
	3,81 ± 0,21	25,78 ± 1,47	31	6,76 ± 0,54	8,24 ± 0,90
	3,81 ± 0,21	50,12 ± 2,76	13	13,15 ± 1,04	16,06 ± 1,75
HAR-V-1	3,70 ± 0,21	27,48 ± 0,88	61	7,42 ± 0,48	9,29 ± 0,81
	3,70 ± 0,21	39,62 ± 1,80	35	10,71 ± 0,78	13,42 ± 1,25
	3,70 ± 0,21	63,84 ± 6,69	4	17,25 ± 2,06	21,67 ± 2,88

Tab. 7.5: Datierungsergebnisse aus dem Teilarbeitsgebiet „Orchon-Tal“. Angegeben sind die Tiefenlage der Probe, die Dosisleistung, die relative Standardabweichung (RSD) und die overdispersion (od) der IRSL-Messung von n Teilproben, die daraus resultierende Äquivalenzdosis (inklusive Korrektur des „optical cross talk“), der g -value als Maß für die fading-Korrektur sowie das fading korrigierte Alter. Die Proben, für die statt g -value der Vermerk p -IR-IR angegeben ist, wurden mit dem Post-IR-IR- $_{290^{\circ}\text{C}}$ -Meßverfahren ermittelt. Kursiv markierte Äquivalenzdosiswerte wurden mit dem Finite Mixture Model (statt Central Age Model) ermittelt.

Probe	Tiefe (m)	Dosisleistung (Gy/ka)	rsd	od	n	korr. De (Gy)	g (%)	fading korr. Alter (ka)
Har-I-a-1	0,27	3,67 ± 0,20	15	12	24	3,24 ± 0,18	1,1	0,70 ± 0,1
Har-I-a-2	0,63	3,70 ± 0,20	10	8	23	3,47 ± 0,18		1,02 ± 0,22
Har-I-a-3	0,92	3,63 ± 0,19	17	15	22	4,83 ± 0,29	0,9	1,44 ± 0,32
Har-I-a-4	1,40	4,29 ± 0,12	7	6	23	6,64 ± 0,34	1,6	1,60 ± 0,30
Har-I-a-5	1,75	4,21 ± 0,15	10	10	24	12,28 ± 0,66		3,40 ± 0,30
Har-I-a-6	2,05	4,20 ± 0,16	8	8	22	21,86 ± 1,18	1,7	5,93 ± 0,54
Har-I-a-7	2,55	4,09 ± 0,14	9	8	24	29,89 ± 1,58		8,40 ± 2,30
Har-I-a-8	2,75	4,22 ± 0,14	10	9	22	30,44 ± 1,64	3,7	9,75 ± 0,90
HAR-I-b-1	0,25	3,76 ± 0,11	56	49	21	<i>2,81 ± 0,12</i>	<i>1,5</i>	<i>0,84 ± 0,08</i>
HAR-I-b-2	0,55	3,74 ± 0,11	68	49	21	<i>3,51 ± 0,23</i>	<i>3,1</i>	<i>1,19 ± 0,15</i>
HAR-I-b-3	0,90	3,80 ± 0,11	24	19	22	<i>39,88 ± 2,45</i>	<i>3,7</i>	<i>14,90 ± 1,10</i>
HAR-I-b-4	1,50	3,72 ± 0,10	6	5	21	38,20 ± 1,97	2,8	12,81 ± 1,61
Har-II-1	0,30	3,66 ± 0,21	21	16	23	4,88 ± 0,32		1,50 ± 0,22
Har-II-2	0,70	3,65 ± 0,20	7	6	19	12,61 ± 0,66	2,3	4,13 ± 0,52
Har-II-3	1,29	3,62 ± 0,20	6	6	23	23,87 ± 1,24	2,4	7,98 ± 1,24
Har-II-4	1,94	3,61 ± 0,19	16	14	20	37,59 ± 2,24	1,6	11,73 ± 1,70
Har-II-5	2,29	3,61 ± 0,20	5	5	26	34,51 ± 1,76	1,9	11,12 ± 1,01
Har-III-1	0,21	3,67 ± 0,21	49	36	14	<i>11,45 ± 0,57</i>	1,9	<i>3,60 ± 0,40</i>
Har-III-2	0,73	3,65 ± 0,21	16	15	24	46,75 ± 2,77		14,95 ± 1,88
Har-IV-1	0,21	3,81 ± 0,21	63	69	13	<i>8,05 ± 0,49</i>	2,5	<i>2,56 ± 0,70</i>
Har-IV-2	0,70	3,81 ± 0,22	10	10	19	38,54 ± 2,12	1,8	11,60 ± 2,10
Har-V-1	0,23	3,70 ± 0,21	28	25	23	27,48 ± 0,88	2,8	9,29 ± 0,81

8 Diskussion: Lokale und Regionale Umweltrekonstruktion

Die in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Ergebnisse der OSL-Datierung werden im Folgenden zu einer lokalen und regionalen Umweltrekonstruktion in den Teilarbeitsgebieten herangezogen.

Aus der lokalen Chronostratigraphie erfolgt eine Rekonstruktion des Prozessgeschehens in unmittelbarer Umgebung der Profile. Darüberhinaus werden die gezogenen Schlüsse – unter Einbeziehung des Forschungsstandes zu den Paläoumweltbedingungen in der Mongolei – für jedes Teilarbeitsgebiet zu einer regionalen Landschaftsgeschichte verknüpft.

8.1 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“

Das Becken des Bayan Tochom

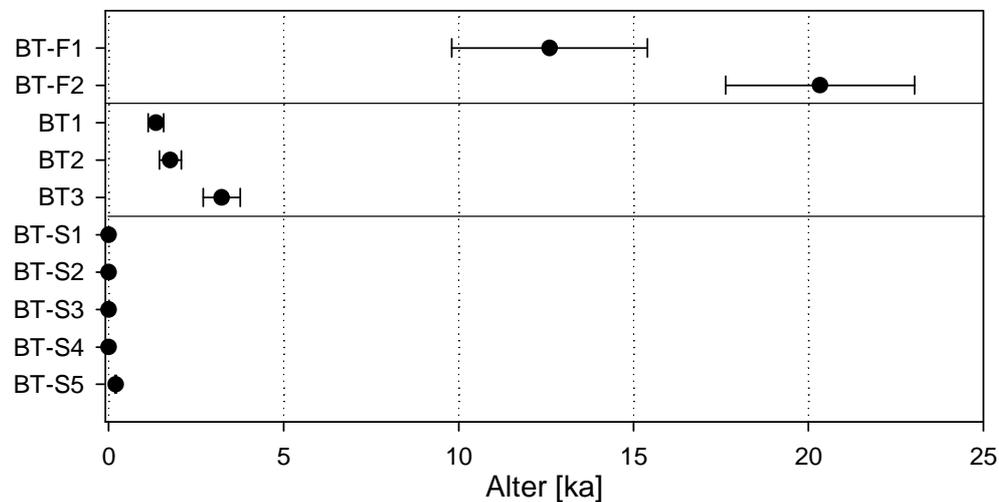


Abb. 8.1: IRSL-Alter der Proben aus dem Becken Bayan Tochom. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.2-7.6).

Die Datierung der in den Schwemmfächersedimenten enthaltenen Sand-/Schlufflinsen des Profils BT-F ergibt Alter von $20,3 \pm 2,7$ ka und $12,6 \pm 2,8$ ka in 1,0 m und 0,3 m Tiefe (Abb. 7.2). Unter der Annahme, dass die erzielten Modellalter die Sedimentdeposition korrekt repräsentieren, deuten sie eine Bildung der Schwemmfächeroberfläche im Hoch- und Spätglazial an. Für diese Zeit gehen mehrere Autoren von insgesamt trockenen und kalten Bedingungen in Zentralasien aus (z.B. Wünnemann et al. 1998: Innere Mongolei, Grunert & Dasch 2000, Walther 1999: NW-Mongolei). Unter diesen klimatischen Gegebenheiten kann von geringer Vegetationsbedeckung der Hänge bei gleichzeitig hoher Frostschuttproduktion ausgegangen werden. Kommt es unter solchen Bedingungen zu Starkregenereignissen, können diese hoch erosiv wirken und Schwemmfächersedimente am Hangfuß ablagern (Cooke et al. 1993).

Die wallartigen, sandigen Sedimente am Übergang von der Fußfläche zum Beckeninneren weisen erheblich jüngere Alter auf. Die OSL-Datierung der Probe an der Basis des Profils BT ergibt ein Alter von $3,2 \pm 0,5$ ka. Im Hinblick auf die Lage der Probe unmittelbar über den kolluvial/alluvial abgelagerten Kiesen (1,70 m Tiefe) lässt sich die Hypothese ableiten, dass das ermittelte Alter eine aride Zeitphase äolischer Sedimentation repräsentiert, die die humideren Bedingungen des Mittelholozäns – mit einem Seespiegel einige Meter über dem heutigen – und anschließende kolluviale/alluviale Aktivität ablöste. Die darüber liegenden Proben implizieren mit Altern von $1,8 \pm 0,3$ ka und $1,4 \pm 0,2$ ka vorwiegend aride Verhältnisse, während denen die schluffigen und sandigen Sedimente des ausgetrockneten Seebodens ausgeweht und akkumuliert wurden. Durch die Vegetation im Umfeld des ehemaligen Sees wurden diese Sedimente fixiert und konnten aufwachsen. Auch unter den rezent ariden Bedingungen fungieren die Federgräser im Seebecken als Sedimentfalle. Die damit einhergehende Durchwurzelung der oberen Sedimentschichten führt zu Bioturbation, theoretisch kann also auch für die datierten, tiefer gelegenen Proben Bioturbation nicht ausgeschlossen werden, die eine Altersunterschätzung zur Folge hätte. Die Verteilungen der Äquivalenzdosiswerte geben jedoch keinen Anlass zu einem solchen Verdacht.

Felauer (2011) führte im Rahmen des Gesamtprojekts an einem Bohrkern aus dem Becken des Bayan Tochom sedimentologische und pollenanalytische Untersuchungen durch. Die Ergebnisse bestätigen eine Abfolge der Prozesse, wie sie aus den OSL-Altern abgeleitet wurde, für die Zeit zwischen 5,1 ka und heute. Zunächst deuten zunehmend sandige Anteile im Bohrkern ein Austrocknen des Sees an, daran schließt sich eine Phase ansteigenden Oberflächenabflusses mit dem Eintrag von klastischen Sedimenten an (identifiziert anhand zunehmender Anteile von K, Ti, Mn, Fe und Rb), und schließlich das weitere Austrocknen des Sees bis auf den heutigen Seespiegel. Diese Interpretation deckt sich mit Angaben von Schlütz (2000), der aus einer Pollensequenz im Altai feuchte Klimabedingungen bis 2,7 ka, und danach trockenere Verhältnisse ableitet. Auch Grunert & Dasch (2000) postulieren eine Phase der Dünenbildung am Uvs Nuur zwischen 3 und 2 ka, die sich mit dem hier datierten äolischen Sediment an der Basis des Profils deckt. Fowell et al. (2003) und Peck et al. (2002) hingegen gehen am Telmen Nuur, zentrale Mongolei, bereits für die Zeit zwischen 7 ka und 4,5 ka von niedrigen Seespiegeln aus, danach schließt sich in ihren Daten eine feuchtere Phase bis 1,6 ka an.

Die Alter der äolischen Sedimente im Profil BT sprechen insgesamt für eher aride Klimabedingungen im Untersuchungsgebiet ab 3,2 ka, die äolischen Transport und Sedimentation begünstigten. Diese Daten stimmen mit Angaben verschiedener Autoren überein, die davon ausgehen, dass das Feuchtigkeitsangebot ab ca. 3 ka bis 2 ka eine eher abnehmende Tendenz hin zu den heutigen Bedingungen zeigt (Lehmkuhl et al. 2007, Naumann 1999, Prokopenko et al. 2007, Schlütz 2000, Tarasov et al. 2000). Zahlreiche äolische Sedimente in

dieser Studie, die in denselben Altersbereich fallen, stützen diese Annahme (AD, ME-R, BT, HAR-I, HAR-II, ON)

Am Südufer des Sees Bayan Tochom (Profil BT-S) sind die Transportalter des Dünensandes als rezent bis subrezent einzuordnen. Die enthaltenen Tonlagen sind nicht mit einem dauerhaften Seespiegelstand in Verbindung zu bringen, sondern repräsentieren lokale und kurzfristige Stauereignisse zwischen den Dünenkörpern. Somit konnte durch die Datierung die im Gelände erfolgte Interpretation, bei den tonigen Sedimenten handele es sich um „Seesedimente“ des Bayan Tochom, nicht bestätigt werden.

Zusammenfassend lässt sich die Landschaftsgeschichte im endorheischen Becken des Bayan Tochom wie folgt umreißen:

Für die oberflächennahen, kolluvialen/alluvialen Schichten des Schwemmfächers am Übergang zu den Beckensedimenten (BT-F) ist eine Genese während und nach dem LGM anzunehmen. Episodische Starkregen – während einer trockencalten Klimaphase – führten dabei zur Ablagerung schutt- und sandhaltiger Lagen. Inwiefern diese Sedimente mit den kieshaltigen Sedimenten unterhalb des Profils BT zusammenhängen, ließe sich nur mit einer systematischen Untersuchung entlang einer Catena vom Hang bis in das Becken feststellen.

Für die Bedingungen während des frühen und mittleren Holozäns liefert die Datierung keine Anhaltspunkte, jedoch lassen die Erkenntnisse von Felauer (2011) vermuten, dass zu dieser Zeit der Bayan Tochom einen mehrere Meter höheren Wasserspiegel als heute hatte. Mit dem Einsetzen phasenweise trockenerer Bedingungen ab etwa 5 ka nimmt die Vegetationsbedeckung vermutlich wieder ab und der kolluviale Eintrag von grobklastischen Sedimenten vom Gebirgsfuß nimmt zu. Vermutlich sind dieser Zeitphase auch die Ablagerung der Kiese (>3,2 ka) im unteren Teil des Profils BT zuzuordnen.

Im späten Holozän ab etwa 3,2 ka nimmt mit zunehmender Trockenheit auch die äolische Aktivität zu. Das ausgetrocknete Seebecken ist dabei ein wesentliches Sedimentliefergebiet. Das Aufwachsen von durch Vegetation fixierten Dünen hält bis heute an, wie die rezenten Alter des Profils BT-S belegen. Zwischen den Dünen kommt es jedoch auch unter den rezent ariden Bedingungen zu einem episodischen Aufstau von Niederschlags- und Abflusswasser. Diese „*interdune ponds*“ hinterlassen ton- und schluffhaltige Sedimente, die im Gelände zunächst als lakustrine Sedimente des Bayan Tochom interpretiert worden waren.

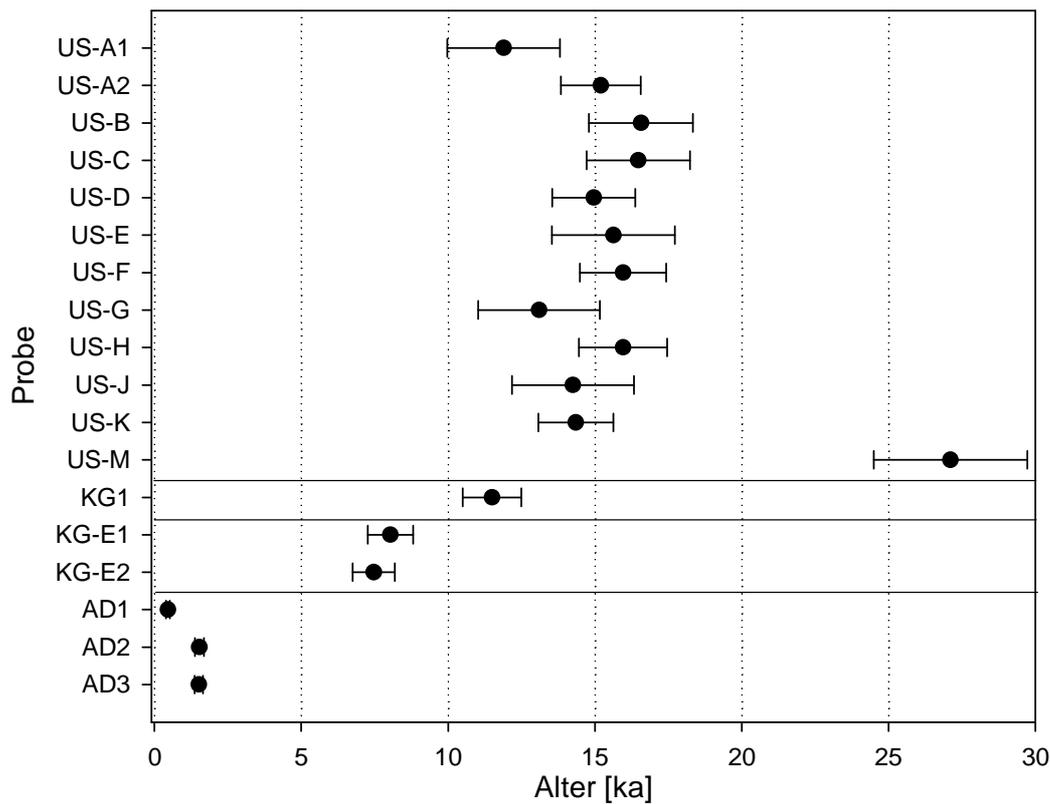
Der nordöstliche Teil des Khongoryn Els

Abb. 8.2: IRSL-Alter der Proben aus dem nordöstlichen Teil des Khongoryn Els. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.7-7.11).

Die IRSL-Alter des Profils „Ujim Sair“ (US) belegen eine Entstehung der Abfolge äolischer und fluvial-lakustriner Sedimente im Spätglazial. Das Alter der Probe US-M impliziert eine Ablagerung der Profilbasis vor $27,1 \pm 2,6$ ka. Für diese Zeit postuliert Hövermann (1998) eine im Vergleich zu heute 6 °C niedrigere Temperatur und ca. 150 mm Niederschlag in der ca. 1500 km entfernten Taklamakan-Wüste, so dass im Khongoryn Els äolische Aktivität, wie sie heute unter ähnlichen Niederschlagsbedingungen zu finden ist, nachvollziehbar wäre. Auch Rhodes et al. (1996) gehen von einem Einsetzen des trockenen LGM bereits ab 32 ka aus, basierend auf Seebohrkernen des Lake Manas in Nordwestchina. Andere Autoren (Feng et al. 2007, Walther et al. 2003, Wünnemann et al. 1998) gehen von einem Andauern feuchterer Klimabedingungen in der Mongolei und Inneren Mongolei, wenn auch unter zunehmend kühleren Temperaturen, bis ca. 22 ka aus. Lehmkuhl et al. (2007) stellen den letzten Haupteisvorstoß im Russischen Altai in die Zeit zwischen 28 ka und 24 ka.

In Tiefen zwischen 16 m und 20 m konnten keine Proben entnommen werden, da dieser Abschnitt von Sedimenten am Hangfuß verschüttet ist (Abb. 7.8). Die Datierung der darunter und darüber liegenden Proben impliziert aber, dass die in diesem Bereich liegenden Sedimente während des LGM abgelagert wurden. Verglichen mit den Sedimentmächtigkeiten, die im oberen Teil des Profils in relativ kurzer Zeit entstanden sind, scheint die Deposition von Sand während

des LGM vergleichsweise gering gewesen zu sein. Daraus lässt sich die Hypothese ableiten, dass während der extrem trockenen und vermutlich starkwindigen Verhältnisse des LGM der Transport gegenüber der Ablagerung dominierte (Kap. 3). Solche Bedingungen hinterlassen Hiaten im Sedimentarchiv (z.B. Munyikwa 2005). Des Weiteren ist in Betracht zu ziehen, dass sich aufgrund fehlender Niederschläge keine tonig-schluffigen fluvial-lakustrinen Sedimente bilden konnten, die die Sandlagen wie im oberen Profilverteil vor Erosion schützen konnten.

Die Alter der Proben US-K bis US-A1 stimmen innerhalb der Fehler überein, das fehlergewichtete Mittel der elf Alter liegt bei $15,1 \pm 1,7$ ka. Insgesamt implizieren die Alter eine 15 m mächtige Sedimentation mehrerer Lagen äolischer Sande und fluvial-lakustriner Sedimente innerhalb einer vergleichsweise kurzen Zeitspanne zwischen 18 ka und 11 ka. Für diesen Zeitraum zeigen die meisten Paläoklimadaten im ariden Zentralasien trockene Bedingungen an. So berichten Wünnemann et al. (1998) von niedrigen Seespiegeln am Gaxun Nuur (Innere Mongolei) bis 13 ka. Hövermann (1998) bestätigt dies für die Taklamakan, dort dauert die Trockenheit allerdings sogar bis 10,5 ka an. Am Uvs Nuur im Nordwesten der Mongolei postulieren Grunert & Dasch (2000), sowie Klein (2001) eine Phase der Dünenbildung zwischen 20 ka und 13 ka, datiert durch OSL an Quarzen (E. Rhodes, Oxford). Gillespie et al. (2008) konnten für das Darhad-Becken im Norden der Mongolei durch Oberflächendatierung und OSL einen Rückgang der Gletscher zwischen 17 und 11 ka bei gleichzeitig trockenen Bedingungen rekonstruieren. Lehmkuhl et al. (2007) veröffentlichten OSL-Daten äolischer Sande aus dem Russischen Altai, die trockene Bedingungen etwa um 14,5 ka vermuten lassen. Zum Ende des Spätglazials mehren sich die Hinweise auf den Übergang zu einem feuchteren und wärmeren Holozän (Walter 1999: ab 14 ka, Naumann 1999: ab 13,2 ka, Wünnemann et al. 1998: ab 13 ka). Einige Autoren gehen jedoch für die Zeit zwischen 12,7 und 11,5 ka von einer Rückkehr trockener Bedingungen im Zuge der Jüngeren Dryas aus (Naumann 1999, Prokopenko et al. 2007, Walter et al. 2003).

Insgesamt kann die Wechsellagerung zwischen den Schlufflagen und äolischen Sanden nicht im Sinne wechselnder Klimaregime verstanden werden. Vielmehr repräsentiert das Profil eine hohe geomorphologische Aktivität im Spätglazial: Unter ariden Bedingungen war der Dünenzug geschlossen – ein Durchbruch, wie er heute existiert, war nicht vorhanden. Durch die Funktion des Dünenzugs als „Staudamm“ wurden episodische Abflüsse des Ujim Sair aus den umgebenden Gebirgen blockiert, so dass sich die fluvial-lakustrinen Schlufflagen bilden konnten. Nach Verdunsten des aufgestauten Wassers, bzw. Durchsickern der Düne, wurden diese Schichten von Dünensanden überweht.

Das jüngste OSL-Alter ($11,9 \pm 1,9$ ka) ergibt sich für die Probe US-A1, welche aus der obersten lakustrinen Schicht entnommen wurde.

Die Genese der Düne (Profil AD), die oberhalb des Profils Ujim Sair beprobt wurde, ist in den Zeitraum $<1,5$ ka zu stellen. Dieses Alter passt zu den Angaben von Schlütz (2000: Altai), Naumann (1999: NW-Mongolei), Tarasov et al. (2000: NW-Mongolei) sowie Lehmkuhl et al. (2007: Russischer Altai), die davon ausgehen, dass das Feuchtigkeitsangebot ab ca. 2-3 ka eine eher abnehmende Tendenz hin zu den heutigen Bedingungen zeigt. Insbesondere für die Zeit zwischen 1,6 ka und 1,4 ka konnten Yang et al. (2009) anhand von Daten aus dem Guliya Eisbohrkern (Kunlun Shan), Seebohrkernen und dendrochronologischen Daten warme und trockene Bedingungen für das aride Zentralasien rekonstruieren. Dem stehen Auswertungen von Pollenanalysen, ^{14}C -Daten und Magnetischer Suszeptibilität von Lößprofilen in der Nordmongolei und Nordchina durch Feng et al. (2007) entgegen, die für die Zeit ab 1,6 ka zunehmend feuchtere Bedingungen und ein Schrumpfen der Gobi annehmen.

Für die Zeit um 0,5 ka (Probe AD 1) sind die Angaben zum Klimaregime ebenfalls uneindeutig: Miehe et al. (2007) gehen anhand von Pollenanalysen von kühlen, trockenen Bedingungen im nahe gelegenen Gobi-Altai (Gurvan Sayhan) aus. Andere Autoren (Chen et al. 2010, Yang et al. 2009) interpretieren verschiedene Klimaproxies im Sinne eines „*Little Ice Age*“ im ariden Zentralasien.

Im Profil Khongoryn Gol (KG) auf der Nordseite des Dünenzuges impliziert das Modellalter von $11,1 \pm 1,3$ ka eine Entstehung der Profilbasis am Ende des Spätglazials. Denkbar wäre somit eine Entstehung zumindest der unteren Profilschichten kurz nach dem Durchbruch des Dünenriegels am Profil US. Die darüber liegenden Sedimentpakete implizieren wechselnde Prozessregimes, die zumindest teilweise in das Holozän zu stellen sind.

Die Datierung der Sande im Profil Khongoryn Gol Endpfanne (KG-E) ergibt Alter von $8,0 \pm 0,8$ ka in 0,45 m Tiefe und $7,5 \pm 0,7$ ka in 0,85 m Tiefe. Das Alter des dazwischenliegenden Schluffs kann somit ebenfalls eingegrenzt werden, so dass ein Aufstau-Ereignis bzw. eine kurzfristige Seephase in der Endpfanne des Khongoryn Gol in die Zeit um ca. $7,8 \pm 1,0$ ka zu stellen ist. Davor und danach wurde Sand des benachbarten Dünenfeldes in das Profil eingeweht. Ob für das schluffreiche Seesediment am Top des Profils ebenfalls eine früh- bis mittelholozäne Genese angenommen werden kann, lässt sich ohne direkte Datierung nicht zweifelsfrei klären.

In der Zusammenschau der erzielten Ergebnisse ist folgende Prozessabfolge für den nordöstlichen Teil des Khongoryn Els denkbar: Die Basis des Profils US entstand etwa um 27 ka zu Beginn des LGM. Im Zuge der länger andauernden, kalt-ariden und sehr windigen Bedingungen sind danach zunächst Sedimente in geringer Mächtigkeit dauerhaft akkumuliert worden. Ab etwa 18 ka, möglicherweise sogar erst um 15 ka, war während arider Bedingungen der Dünenriegel des Khongoryn Els geschlossen, was dazu führte, dass im Profil US auf der

Südseite des Dünenzuges mehrere Lagen äolischer Sande und fluvial-lakustriner Sedimente innerhalb eines vergleichsweise kurzen Zeitraums abgelagert wurden („Late Glacial Playa“ in Abb. 8.3).

Nach dem Durchbruch des Dünenriegels ab etwa 12 ka erfolgte die Sedimentation der Hochflutlehme und fluvialer Sedimente im Profil KG auf der Nordseite des Dünenzuges. Die zeitliche Auflösung der Ablagerungen in diesem Profil konnte nicht geklärt werden, eine Korrelation mit den lakustrinen Sedimenten des Profils KG-E ist jedoch zu vermuten. Letztere implizieren einen flachen See in der Endpfanne im Früh- bis Mittelholozän um 8-7 ka („Mid holocene shallow lake“ in Abb. 8.3). Dies wiederum passt zu den Erkenntnissen von Felauer (2011), der für diese Zeit hohe Seespiegel am Bayan Tochom (also dem ca. 85 km entfernten endorheischen Becken am entgegengesetzten Ende des Dünenzuges Khongoryn Els) postuliert. Die Alter der äolischen Sedimente des Profils AD implizieren aride Bedingungen seit mindestens 2 ka. Dies stützt die Erkenntnisse, die anhand der Datierung äolischer Sedimente im Becken des Bayan Tochom für diese Zeit erzielt wurden.

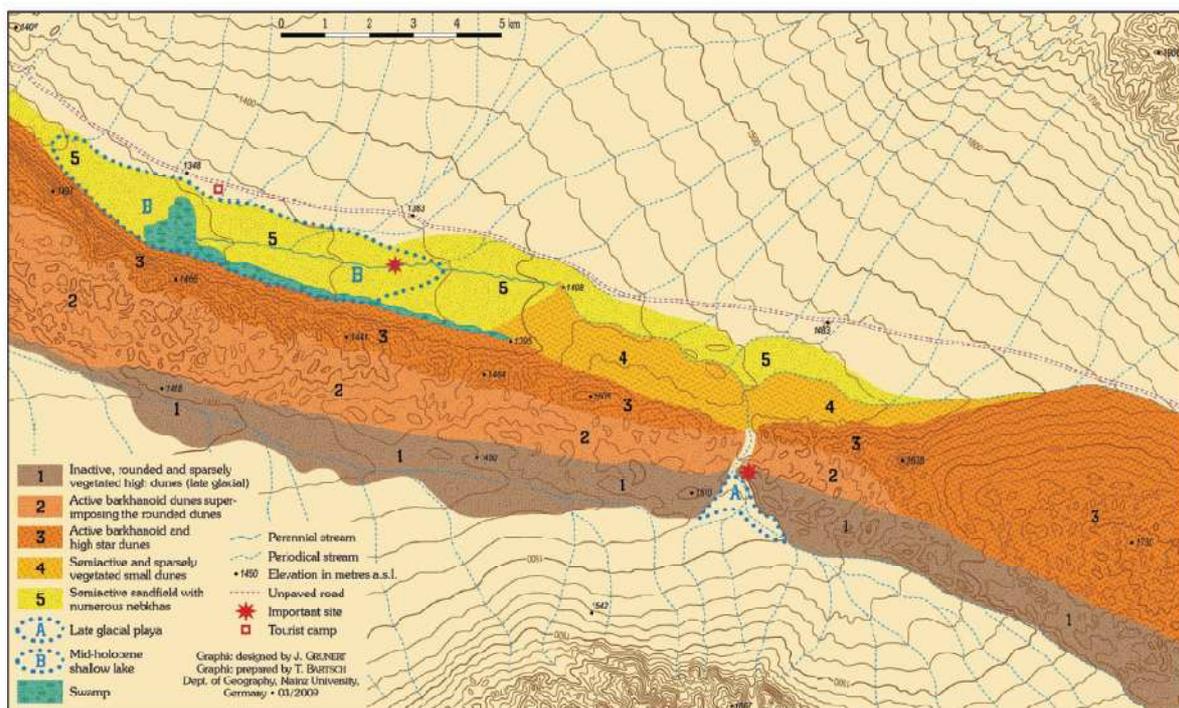


Abb. 8.3: Kartenausschnitt des Teilarbeitsgebietes Khongoryn Els. Eingezeichnet ist der spätglaziale Aufstan auf der Südseite des Dünenzuges sowie der frühholozäne „See“ auf der Nordseite (aus: Grunert et al 2009).

8.2 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“

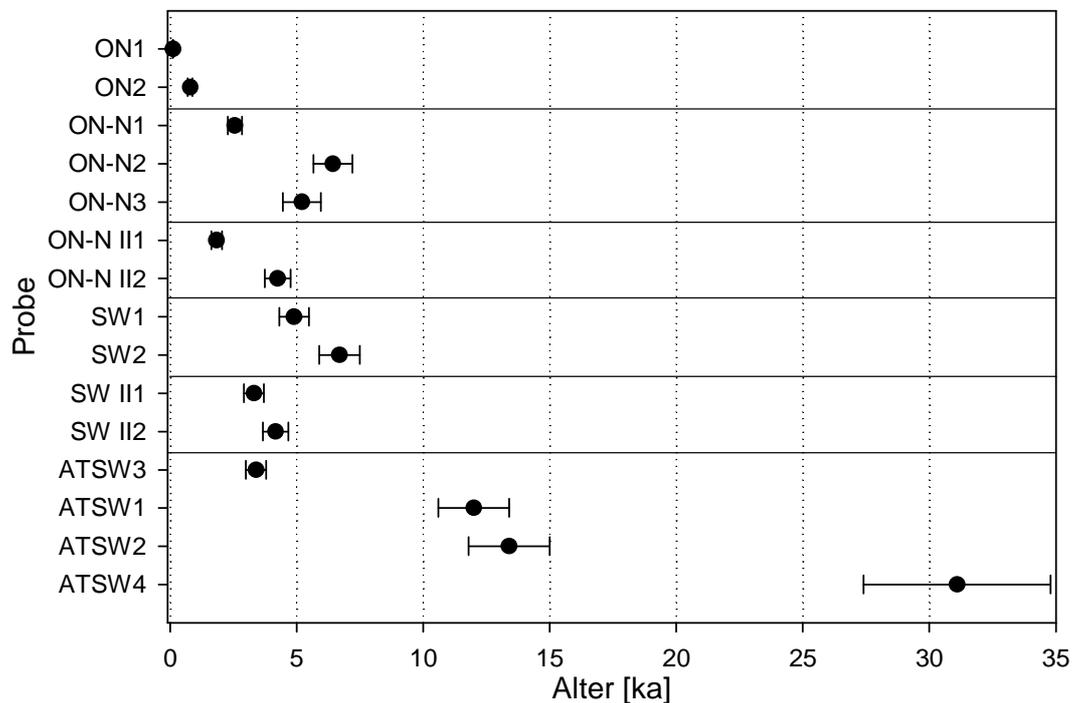


Abb. 8.4: IRSL-Alter der Proben aus dem Tal der Gobi-Seen. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.14-7.22).

Das Becken des Oroog Nuur

Die Datierung der Sedimente im Profil Oroog Nuur (ON), 16 m über dem rezenten Seespiegel, weisen auf eine Ablagerung innerhalb der letzten 1000 Jahre hin. In 1,0 m Tiefe liegt das IRSL-Alter bei $0,8 \pm 0,1$ ka, in 0,5 m Tiefe ist das Modellalter nicht von dem einer rezenten Oberflächenprobe zu unterscheiden. Die Aufwehung von Dünen sand in historischer Zeit stimmt überein mit weiteren Befunden aus dem gesamten Untersuchungsgebiet. Felauer (2011) konnte zudem durch sedimentologische, geochemische und palynologische Analysen von zwei Bohrkernen aus dem Oroog-Nuur-Becken für die Zeit ab 2,5 ka ein warmes, arides Klima und geringe Vegetationsbedeckung rekonstruieren.

Die im Profil enthaltenen Schluffe sind somit höchstens im Sinne eines kurzfristigen Aufstau-Ereignisses zwischen den Dünenkörpern zu interpretieren, oder aber durch die Einwehung aus den benachbarten Senken, die mit carbonatischen, schluffreichen Sedimenten bedeckt sind. Inwiefern der das Profil unterlagernde, mindestens 1,20 m mächtige Schluff im Sinne einer Seephase zu interpretieren ist, kann aus den zur Verfügung stehenden Daten nicht geklärt werden.

Aus den Altern der Proben auf der Nordseite des Sees (Profil ON-N-I auf dem 10 m-Niveau) lassen sich folgende Schlüsse ziehen: Das fluviale Regime des Tuin Gol, der an dieser Stelle gut

gerundeten Kies hinterlassen hat, ist spätestens in das mittlere Holozän zu stellen. Ab etwa $5,2 \pm 0,8$ ka (ON-N-I-3) war die Ablagerung fluvialer Kiese und Hochflutlehme beendet, es dominiert äolische Ablagerung (ON-N-I-1: $2,6 \pm 0,3$ ka) bzw. die Ablagerung von Stillwassersedimenten zwischen den Dünenkörpern, wie sie auch heute an der Oberfläche zu finden sind. Diese Prozessabfolge stimmt gut überein mit den Erkenntnissen von Felauer (2011) aus dem Oroog-Nuur-Becken: Dieser rekonstruiert anhand von Korngrößenanalysen für die Zeit ab 5 ka – die Richtigkeit der ^{14}C -Alters-Tiefenmodelle angenommen – einen kurzzeitigen fluvialen Eintrag in den See. Danach lassen geochemische Parameter und ein Anstieg klastischer Indikatoren auf „das zunehmende Vorkommen von trockenen Phasen“ zwischen 5 und 2,5 ka (Felauer 2011, S. 105) schließen.

Die am Profil ON-N-II erzielten Alter implizieren, dass nicht nur die Sedimentabfolge, sondern auch die zeitliche Stellung der Prozesse große Ähnlichkeit mit dem Profil ON-N-I aufweist, obwohl es sich auf einem 6 m höheren Niveau befindet. So wurde für das über dem Hochflutlehm liegende, feinsandige Sediment ein IRSL-Alter von $4,3 \pm 0,5$ ka erzielt. Ähnlich der vorangegangenen Interpretation impliziert dies, dass ein Zufluss in das Oroog-Nuur-Becken an dieser Stelle spätestens ab dem mittleren Holozän nicht mehr erfolgt ist. Stattdessen dominieren äolische Prozesse und die zeitweise Überflutung der Senken zwischen den Dünen. Das Alter der Probe ON-N-II-1 impliziert äolische Sedimentation um $1,8 \pm 0,2$ ka, wie sie auch für andere Profile gezeigt werden konnte (z.B. AD, ME-R). Dies bestätigt stellt diese Phase äolischer Aktivität in einen größeren räumlichen Kontext.

Die Datierung der Proben des Profils „Strandwall“ (SW) ermöglicht die direkte zeitliche Einordnung eines Seespiegelstandes des Oroog Nuur, der 23 m über dem heutigen lag. Unter Annahme der Ermittlung des wahren Ablagerungsalters deutet die Datierung der Probe SW-2 aus dem Inneren des Strandwalles eine Sedimentation vor $6,7 \pm 0,8$ ka an. Da die Bildung des 3 m hohen Walls nur durch einen langfristigen Seespiegelstand auf dieser Höhe verursacht worden sein kann, ist für diese Zeit ein hoher Wasserstand des Oroog-Nuur anzunehmen. Hierbei ist jedoch zu berücksichtigen, dass die neotektonische Entwicklung zu einer Modifizierung der Beckengeometrie geführt haben kann.

Die Datierung der Schlufflage direkt über den Strandwalledimenten ergibt ein Alter von $4,9 \pm 0,6$ ka. Inwiefern dieses Alter das Einsetzen trockenerer Phasen mit allmählich trockenfallenden Seesedimenten, sowie geringerer Vegetationsbedeckung repräsentiert, kann nicht eindeutig geklärt werden. In jedem Fall stellt das Alter jedoch ein Mindestalter des darunterliegenden Strandwalls dar und bestätigt somit das Modellalter der Probe SW-2 .

Auch die Alter der an anderer Stelle in 0,20 m und 0,70 m Tiefe entnommenen Proben im Lee des Strandwalls (SW-II-1 $5,6 \pm 0,7$ ka, SW-II-2 $4,2 \pm 0,5$ ka) implizieren einen mittelholozänen Sedimentationsprozess. Diese Alter stellen ebenfalls ein Mindestalter des Strandwalls dar, da die

Sedimente erst nach der Bildung des Strandwalls abgelagert worden sein können. Dies ist ein weiterer Beleg für die Bildung des Strandwalls auf dem 23 m-Niveau während des frühen bis mittleren Holozäns.

Insgesamt passt ein mittelholozäner Seespiegelhochstand zu den Erkenntnissen von Felauer (2011), der ein Feuchteoptimum zwischen 8,25 ka und 5 ka im Becken des Oroog Nuur rekonstruiert. Auch für andere Teile der Mongolei werden für diese Zeit hohe Seespiegel angenommen: Walther et al. (2003) postulieren hohe Seespiegel am Uvs Nuur und Bayan Nuur zwischen 9 ka und 4 ka, Naumann (1999) zeigt ebenfalls hohe Seespiegel in der NW-Mongolei zwischen 7 ka und 4 ka. Dies wird gestützt durch Auswertungen von Seespiegeldaten von Chen et al. (2008), aus denen sich höchste Wasserstände und maximale Vegetation zwischen 8 ka und 5 ka im ariden Zentralasien generalisieren lassen. Auch Erkenntnisse aus Pollenanalysen (z.B. An et al. 2011) bestätigen die Annahme eines mittelholozänen Feuchteoptimums. Fowell et al. (2003) und Peck et al. (2002) hingegen gehen für die Zeit zwischen 7 ka und 4,5 ka von niedrigen Seespiegeln am Telmen Nuur in der nördlichen Mongolei aus.

Die Erkenntnisse aus der Datierung erlauben eine Rekonstruktion der holozänen Landschaftsentwicklung am Oroog Nuur wie folgt: Die Datierung der Strandwalledimente (SW, SWII) impliziert für die Zeit um 6-7 ka einen Seespiegelstand, der 23 m über dem heutigen Niveau lag, sofern tektonische Einflüsse unberücksichtigt bleiben. Für dieses Niveau nehmen Lehmkuhl & Lang (2001) einen See mit einer Fläche von 394 km², also rund dem Dreifachen der heutigen Größe, an.

Auf der Nordseite des Oroog Nuur implizieren sandige, äolische Sedimente in Höhen von 16 und 10 m über dem heutigen Wasserstand, dass ab ca. 4,6 ka der Wasserstand bereits unter das 10 m-Niveau gefallen war. Die fluvialen Kiese an der Basis der Profile sind vermutlich in die Zeit zwischen dem Sinken des Seespiegels und der äolischen Akkumulation zu stellen – diese Interpretation stimmt mit den Erkenntnissen von Felauer (2011) aus Seebohrkernen des Oroog Nuur überein.

Die Profile ON-N-I und ON-N-II belegen, dass seit etwa 2 ka verstärkte äolische Sedimentation stattfindet. Diese hält im Gebiet des Oroog Nuur bis heute an, wie die rezenten bis subrezentenen Alter des Profils ON zeigen. Ähnlich wie für das Gebiet Bayan Tochom beschrieben, sind die in den Profilen ON, ON-N-I und ON-N-II enthaltenen ton- und schluffhaltigen Sedimente, die im Gelände zunächst als „lakustrine“ Sedimente interpretiert wurden, eher dem zeitweisen Aufstau von Niederschlags- und Abflusswasser zwischen den Dünenkörpern zuzuordnen.

Das Becken des Adgin Tsagaan Nuur

Die Altersergebnisse der vier Proben aus dem Strandwall in 20 m Höhe über dem Zentrum des heute ausgetrockneten Seebeckens lassen sich aufgrund der Komplexität des Profils (sandige,

schluffige und kiesreiche Sedimente, die äolischen und fluvialen Einfluss vermuten lassen, aber auch durch die Strandwallgenese überprägt wurden) und der bisher nicht zweifelsfrei geklärten räumlichen Zusammenhänge nicht eindeutig interpretieren.

Grundsätzlich deutet die Datierung eine mindestens dreiteilige Profilgenese an: Das Alter der Probe aus einer Sandlage an der Profilbasis lässt eine Ablagerung der Sedimente vor 33 ka annehmen. Die in dem Sand enthaltenen kleinen Kiese lassen eine fluviale Genese dieser Schicht vermuten. Die Alter der beiden oberen Proben ATSW-1 und -2 stimmen mit $12,0 \pm 1,4$ ka und $13,4 \pm 1,6$ ka innerhalb der Fehler überein. Die Sandlage und das darüber liegende kiesreichere Sediment sind demnach innerhalb vergleichsweise kurzer Zeit abgelagert worden. Vor allem aber implizieren diese Alter, dass die Entstehung des Strandwalls zu dieser Zeit bereits mehr oder weniger abgeschlossen war. Die Probe ATSW3 aus der kieshaltigen Schlufflage im Luv des Strandwalls hat ein OSL-Alter von $3,4 \pm 0,4$ ka. Dieses Sediment wurde vermutlich nachträglich auf den Strandwall abgelagert.

Für die sich östlich anschließenden, höher gelegenen Strandwälle wären somit Alter $>12-13$ ka anzunehmen. Lehmkuhl & Lang (2001) datierten sandige Sedimente aus diesen Strandwällen in 1337 m und 1326 m a.s.l. mit Multiple-Aliquot-TL (Quarz/Feinkorn-Polymineral), und kommen zu Ergebnissen von $8,7 \pm 1,0$ ka für den älteren und $1,5 \pm 0,5$ ka für den jüngeren Strandwall. Inwiefern diese Unterschiede durch methodische Divergenzen (zwischen SAR-IRSL und Multiple-Aliquot-TL an Quarzen, für die in Kap. 5.2.4 erhebliche Unterbestimmungen gezeigt werden konnten) oder die Beprobung unterschiedlicher Strata zustande kommen, kann nicht abschließend geklärt werden.

8.3 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“

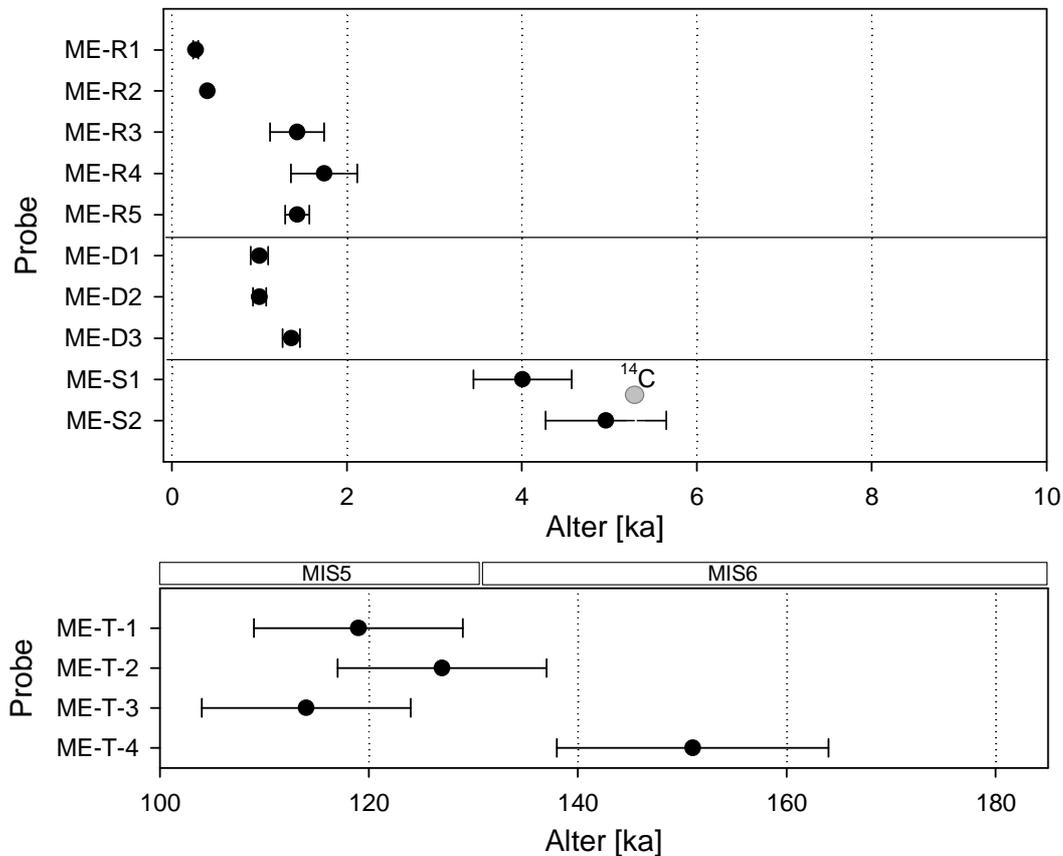
Das Dünenfeld Mongol Els

Abb. 8.5: IRSL-Alter der Proben aus dem Dünenfeld Mongol Els. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.26-7.32).

Die Datierung des Dünenandes am Rande des Dünenfeldes (Profil ME-D) ergibt Alter von $0,9 \pm 0,1$ ka und $1,1 \pm 0,1$ ka in 0,95 m und 1,95 m Tiefe. Daraus lässt sich ableiten, dass vor ca. 1000 Jahren innerhalb vergleichsweise kurzer Zeit (max. 400 Jahre) Dünen sand mit einer Mächtigkeit von einem Meter abgelagert wurde.

Auch die Sedimente des vor dem Dünenfeld liegenden Überflutungsbereiches (Profil ME-R) sind in einen ähnlichen Altersbereich zu stellen. Die Datierung der beiden oberen Proben ME-R-1 und ME-R-2 ergibt Alter von $0,3 \pm 0,03$ ka und $0,4 \pm 0,05$ ka. Für diese Zeit nimmt Klein (2001) für den Nordwesten der Mongolei ein vergleichsweise trockenes Klima bei gleichzeitig zunehmendem anthropogenem Einfluss an, woraus Desertifikation und Dünenaktivität resultiert. Dies ließe sich mit den hier erzielten Altern parallelisieren. Andere Autoren ziehen für die Zeit des Spätmittelalters (0,5-0,2 ka) für das aride Zentralasien insgesamt (Chen et al. 2010, Yang et al. 2009) und den Gobi-Altai im Speziellen (Miche et al. 2007) eher kühle und feuchte Bedingungen im Sinne eines „Little Ice Age“ in Betracht. Die ermittelten Alter stützen die Annahmen, die aus dem Karbonatgehalt und der Korngrößenverteilung der schluffreichen Sedimente resultieren:

Sowohl die Schlufflage am Top des Profils als auch in 0,45 m bis 0,65 m Tiefe kann nur während eines kurzen Überflutungszeitraums entstanden sein, nicht aber in einem dauerhaften See.

Die OSL-Alter der Proben MER-3, -4 und -5 zwischen 1,20 und 1,75 m Tiefe stimmen trotz der unterschiedlichen Sedimenttypen überein und liegen bei $1,4 \pm 0,1$, $1,7 \pm 0,4$ und $1,4 \pm 0,1$ ka. Die Mächtigkeit der Ablagerungen, die zu dieser Zeit entstanden sind, impliziert eine hohe geomorphodynamische Aktivität. So sind fluvialer Sand und Kies in einer Mächtigkeit von mindestens 35 cm, und darüber eine etwa 20 cm mächtige Sandlage innerhalb einer kurzen Zeitspanne sedimentiert worden.

Insgesamt lässt sich aus den Sedimenten und den ermittelten Altern ableiten, dass die schluffreichen Sedimente im Profil ME-R episodische Überflutungen während einer grundsätzlich ariden Zeit innerhalb der letzten 1,4 ka repräsentieren. Diese wurden am Dünenrand aufgestaut. Nach dem Austrocknen des Überflutungsbereichs ist immer wieder auch Sand in das Profil eingeweht worden.

Die Alter der Sand- und Schlufflagen in einer Senke innerhalb des Dünenfeldes (Profil ME-S) implizieren eine mittelholozäne „Seephase“: Das Alter des Sandes in 0,15 m Tiefe liegt bei $4,0 \pm 0,6$ ka, der Dünensand in einem Meter Tiefe ist vor $5,0 \pm 0,7$ ka abgelagert worden. Die ^{14}C -Datierung von Molluskenschalen aus der dazwischen liegenden Siltlage ergibt ein Alter von $5,3 \pm 0,05$ cal BP. Die OSL-Alter und das ^{14}C -Alter ergänzen sich gut: Das Alter der Probe ME-S-2 stimmt innerhalb der Fehler mit dem ^{14}C -Alter der darüberliegenden Schicht überein, und auch das Alter der Probe ME-S-1 liegt mit $4,0 \pm 0,6$ ka in einem schlüssigen Zeitrahmen. Diese Ergebnisse sind als Beleg dafür zu werten, dass die ermittelten IRSL-Alter trotz der methodischen Herausforderungen (*fading*-Korrektur, Kap. 5.12.1, Korrektur des *optical cross-talk*, Kap. 5.13) zu realistischen Chronostratigraphien führen.

Für das untere schluffreiche Sediment kann somit sehr sicher ein mittelholozänes Alter angenommen werden. Ob das an der Oberfläche anstehende Seesediment gleichen Alters ist, lässt sich nicht beurteilen, zumindest lässt sich aber ein Maximalalter von etwa 4 ka ableiten.

Stolz et al. (submitted) leiten aus den IRSL-Altern einen See ab, dessen Ausmaß in Abb. 8.6 (grün schraffiert) dargestellt ist. Weitere Hinweise auf das Vorhandensein eines früh- bis mittelholozänen Sees liefern ^{14}C -Datierungen von Karbonaten aus Schluffsedimenten, die an mehreren Stellen im heutigen Überflutungsbereich des Savhan Gol zutage treten und übereinstimmende Ergebnisse von $\sim 7,3$ ka erbringen.

Spätholozäne Dünensande (>3 ka), wie sie an der Dünenfront und im Überflutungsbereich zu finden sind, konnten an dieser Stelle nicht identifiziert werden. Dies könnte damit erklärt werden, dass jüngere Dünensande in dieser Senke der Deflation ausgesetzt waren, das aquatisch abgelagerte Sediment als widerständigere Schicht die darunter liegenden, älteren Sedimente jedoch vor Auswehung geschützt hat.

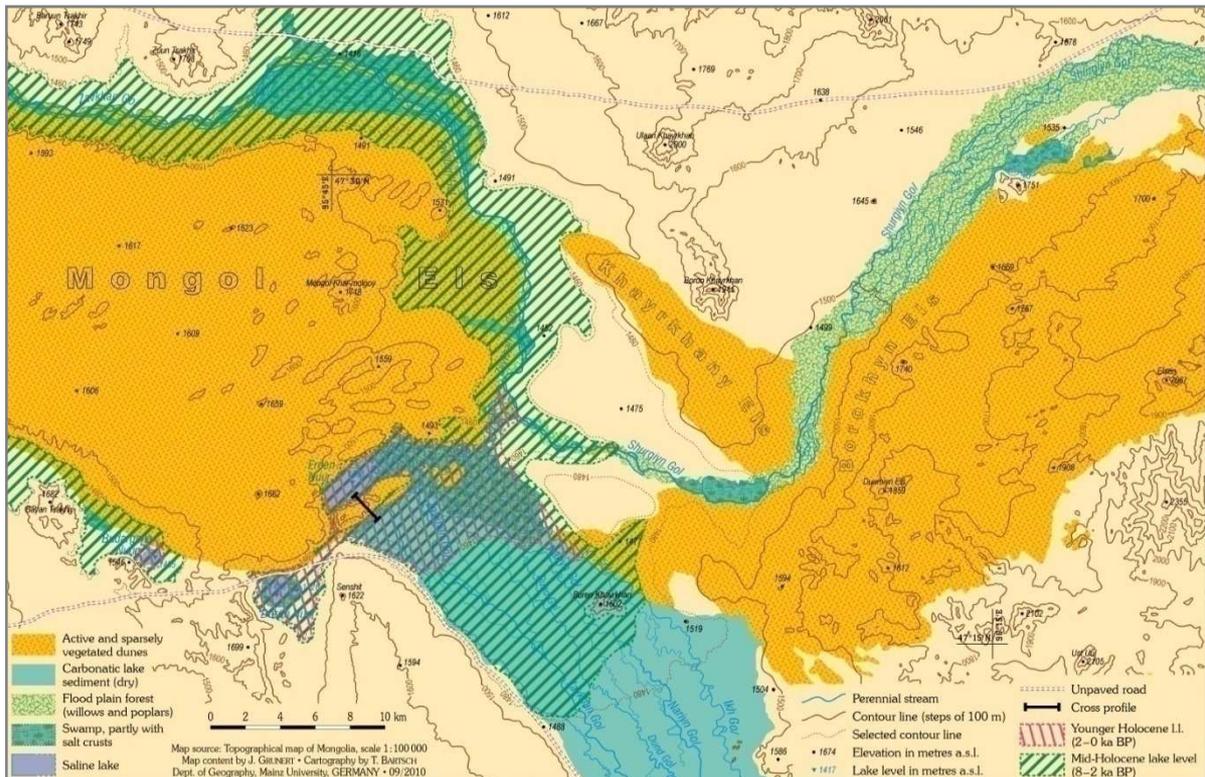


Abb. 8.6: Rekonstruktion des mittelholozänen (~5ka) Seespiegels am Mongol Els (aus: Stolz et al. *subm*).

In einen gänzlich anderen Zeitrahmen sind die Ergebnisse vom Top einer Düne innerhalb des Mongol Els (Profil ME-T) zu stellen: Die Datierung der Probe in 2,07 m Tiefe ergibt ein Alter von 151 ± 13 ka. Dieses Alter des homogenen, ungestörten Sandes impliziert äolische Sedimentation während des Marinen Isotopen Stadiums (MIS) 6. Für diese Zeit sind nur wenige Daten zum Paläoklima verfügbar. Untersuchungen von Lössprofilen in Sibirien (Kurtak Loess) verweisen auf ein kaltes und trockenes Klima während des MIS 6 (170-130 ka) (Chlachula 2003, Rutter et al. 2003). Grunert & Dasch (2004) gehen von ariden Bedingungen im Dünenfeld Böörog Deliyen Els, etwa 300 km nördlich des Mongol Els, zumindest für die Zeit um 181 ± 11 ka aus, Angaben über die Dauer dieser Phase werden nicht gemacht.

Die Datierung der zwischen den Schlufflagen liegenden Sande in 0,30 m, 0,55 m und 0,85m Tiefe ergeben Alter von 119 ± 10 ka, 127 ± 10 ka und 114 ± 10 ka. Innerhalb der Fehler stimmen die drei Alter überein und implizieren eine Sedimentation zu Beginn des MIS 5. In Anbetracht der Höhenlage der lakustrinen Sedimente 17 m über dem heutigen Niveau des Überflutungsbereiches rekonstruieren Stolz et al. (submitted) daraus einen eemzeitlichen Paläosee mit einer Fläche von $\sim 2,000$ km² (Abb. 8.7).

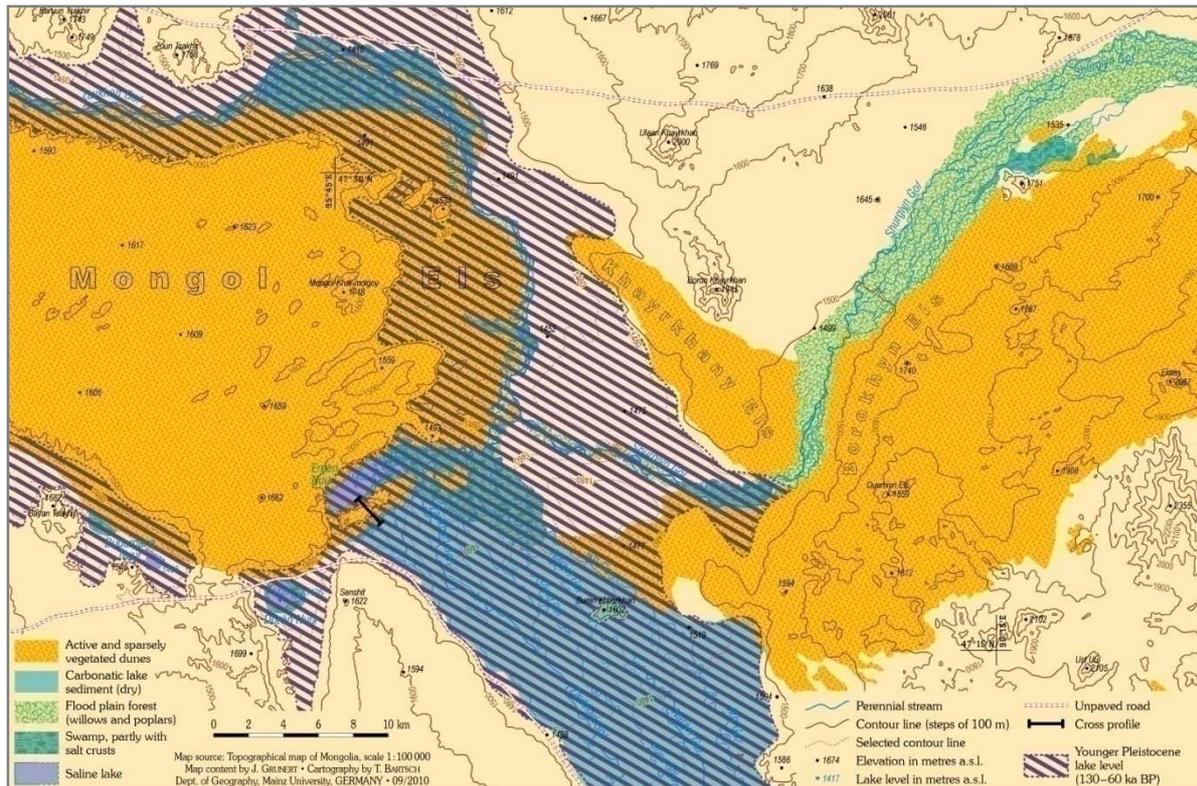


Abb. 8.7: Rekonstruktion des eemzeitlichen Seespiegels am Mongol Els (aus: Stolz et al. submitted).

Da sowohl der Savhan Gol als auch der Shurgiyn Gol ihren Ursprung im Khangay-Gebirge haben, steht ein eemzeitlich höherer Seespiegel vermutlich mit erhöhten Niederschlägen und dem Abschmelzen von Schnee oder Gletschern zu dieser Zeit in Zusammenhang (Lehmkuhl & Lang, 2001, Lehmkuhl 1998, Walther 1999). Direkte Rückschlüsse auf die klimatischen Bedingungen am Mongol Els sind schwer zu ziehen. So gehen Stolz et al. (submitted) sogar davon aus, während des Eems seien die Bedingungen am Mongol Els weiterhin arid gewesen, da der hohe Wasserspiegel nur durch den aufstauenden Effekt der aktiven Dünen zu erklären sei. Die Analyse von Diatomeen aus dem Baikalsee weisen hingegen auf ein Interglazial hin, dass von 127-115 ka andauerte und warme und feuchte Bedingungen impliziert (Prokopenko et al. 2002).

Dass tektonische Einflüsse zu einer Anhebung des ehemaligen Seesediments geführt haben, ist unwahrscheinlich: Das Dünenfeld Mongol Els befindet sich nach Cunningham (2005) in einem Bereich, der relativ zu den umgebenden Gebirgen eher eine absinkende Tendenz aufweist. Tektonische Störungen konnten weder vor Ort, noch durch Karten, identifiziert werden

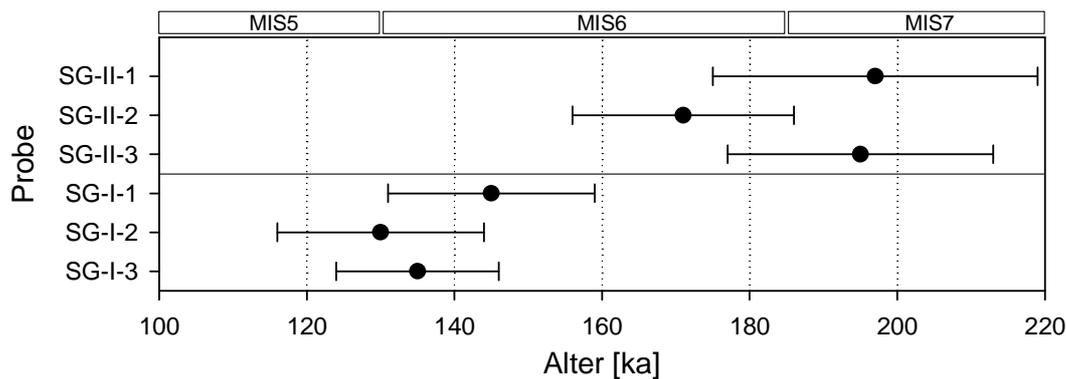
Savhan Gol

Abb. 8.8: IRSL-Alter der Sedimente des Savhan Gol. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.33-7.36).

Für die durch den Fluss Savhan Gol aufgeschlossenen Sedimente wurden post-IR-IRSL-Alter ermittelt, die in das späte Mittelpleistozän und das frühe Jungpleistozän fallen.

Das jüngere der Profile ist das Profil SG-I, welches etwa 16 km nordöstlich der Profile „Mongol Els“ liegt. Hier wurde unmittelbar an der Kontaktzone zwischen Dünenfeld und dem Fluss Savhan Gol eine Wechsellagerung von Sand und Kies aufgeschlossen. Die Datierung von drei Proben aus den Sandlagen in 2,40 m, 2,70 m und 4,00 m Tiefe erzielt Alter von 144 ± 14 ka, 130 ± 11 ka und 135 ± 11 ka. Diese Ergebnisse stimmen innerhalb der Fehler überein und implizieren eine Deposition am Ende des MIS 6 (Abb. 8.8).

Vergleicht man diese Alter mit den im Profil ME-T erzielten Altern, lässt sich ein zeitlicher Zusammenhang zwischen den datierten Prozessen vermuten. So wurden, wie beschrieben, die äolischen Sedimente im unteren Teil des Profils ME-T auf 151 ± 10 ka datiert, die schluffreichen Sedimente des oberen Profils implizieren eine eemzeitliche „Seephase“ um ~ 120 ka. Die Alter im Profil SG I liegen genau dazwischen und lassen sich wie folgt interpretieren: Während des Übergangs von MIS 6 zu MIS 5 ist einerseits Sand aus dem benachbarten Dünenfeld eingeweht worden – also immer noch eine gewisse Mobilität der Dünen vorauszusetzen –, andererseits sind aber auch immer wieder kieshaltige, fluviale Schichten des Savhan Gol sedimentiert worden. Erst danach, um ~ 135 ka entstand der im Profil ME-T identifizierte See. Ob und welche Sedimente dieser See an der Stelle des Profils SG I hinterlassen hat, lässt sich nicht rekonstruieren – im Profil besteht ein zeitlicher Hiatus zwischen den pleistozänen IRSL-Altern ab 1,40 m Tiefe und dem Seeschluff am Top des Profils, welcher mit der ^{14}C -Methode auf $7,25 \pm 0,08$ ka cal BP datiert wurde (Stolz et al. submitted, dieses Alter wurde an mehreren Stellen im Arbeitsgebiet eindeutig reproduziert). Es ist zu vermuten, dass die früheren Sedimente abgetragen wurden, bevor das mittelholozäne Seesediment abgelagert wurde.

Das Profil Savhan Gol II (SG-II) befindet sich etwa 80 km flußaufwärts in südöstlicher Richtung. Am Prallhang des Flusses sind Kieslagen und Feinsande aufgeschlossen. Den mittleren Teil des

Profils bilden zudem sandige Schluffe, die als Hochflutlehm oder Aufstausedimente interpretiert werden. Die in diesem Profil bis in eine Tiefe von 12,65 m ermittelten post-IR-IRSL-Alter gehen noch über die Alter des Profils ME-T und SG I hinaus: Die Sedimentationsalter der Proben von 195 ± 15 ka, 171 ± 15 ka und 195 ± 18 ka stimmen innerhalb der Fehler überein und implizieren eine Ablagerung sowohl der äolischen und fluvialen Schichten als auch der Hochflut- bzw. Aufstausedimente innerhalb vergleichsweise kurzer Zeit am Ende des MIS 7 (Abb.8.8).

Walter et al. (2003) berichten von TL-Datierungen an Bänderschluften durch russische Wissenschaftler, die eine Transgression der Seen im „Tal der Gobi Seen“ in die Zeit zwischen 280 ka und 177 ka stellen. Im Hinblick auf die Stratigraphie des Profils und den Karbonatgehalt der schluffigen Sedimente von etwa 10 % ist jedoch ein Aufstau des Savhan Gol am Dünenfeld Mongol Els während des Übergangs vom MIS 7 zum MIS 6 wahrscheinlicher als das Vorhandensein eines großräumigen Sees an dieser Stelle. Dies wird gestützt durch Angaben von Grunert & Dasch (2004), die von ariden Bedingungen im Dünenfeld Böörög Deliyin Els, etwa 350 km entfernt im Nordwesten der Mongolei, um ca. 181 ± 11 ka ausgehen.

Die Verwürgungen im mittleren Bereich des Profils implizieren, dass es nach der Ablagerung des Profils auch eine unbestimmte Zeit lang kalt gewesen sein muss, während die Sedimente einen gewissen Feuchtegehalt hatten. Dabei wurden die tonhaltigen Sedimenten stärker verformt als die sandreichen, kieshaltigen Sedimente, so dass die heute sichtbaren Kryoturbationen entstanden.

Insgesamt lässt sich aus den Sedimentationsaltern der beiden Profile SG I und SG II eine hohe Geomorphodynamik jeweils an der Wende vom MIS 7 zum MIS 6 und vom MIS 6 zum MIS 5 ableiten. Während dieser „Übergangsphasen“ wurden äolische Sanddecken, fluviale Kieslagen und Hochflutsedimente im Bereich des Savhan Gol abgelagert.

Die Ermittlung von prä-eemzeitlichen und eemzeitlichen Altern an drei verschiedenen Lokalitäten im Arbeitsgebiet Mongol Els hat insbesondere eine hohe Relevanz, da die unterschiedlichen Reliefgenerationen >100 ka und <10 ka ohne die Datierung nicht erkannt worden wären. Durch die Anwendung des SAR-IRSL_{-50°C}-Verfahrens sind für die Profile ME-T, SG I und SG II zunächst Minimalalter von >80 ka ermittelt worden, aber erst durch die Anwendung der neuen Methodik des Post-IR-IR_{200°C}-Protokolls konnten unter Ausnutzung eines „stabileren“ Lumineszenzsignals die hohen Alter erzielt werden.

8.4 Rekonstruktion der Geomorphodynamik im Teilarbeitsgebiet „Orchon-Tal“

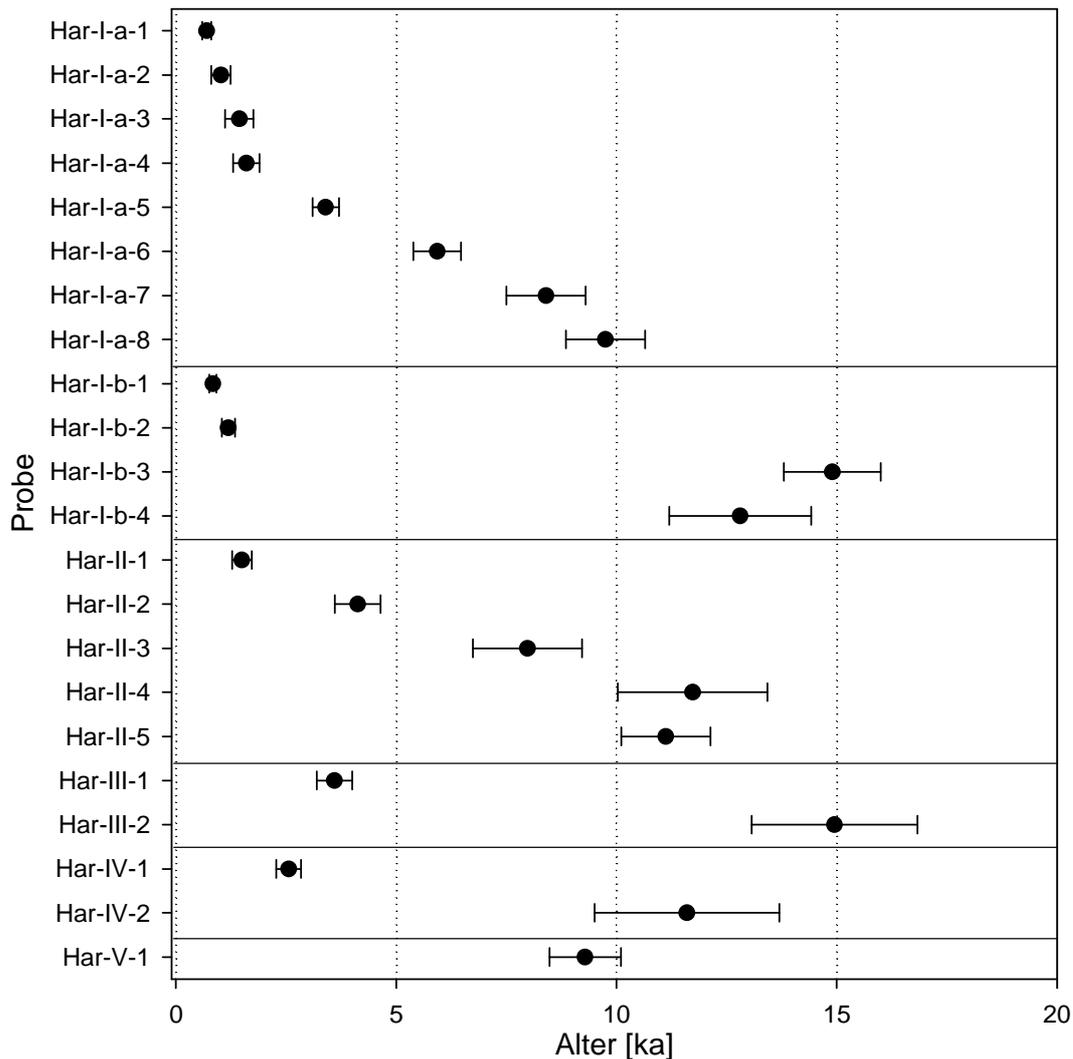


Abb. 8.9: IRSL-Alter der Proben aus dem Orchon-Tal. Die Proben sind nach Profil und Tiefenlage sortiert (siehe hierzu auch Abb. 7.39-7.42).

Die Erosionsrinnen bei Kharkhorin

Die Datierung der acht Proben des Profils HAR-I-a in Tiefen von 0,27 bis 2,75 m Tiefe ergibt eine chronostratigraphische Abfolge der Alter.

Die berechneten Alter zeigen als Beginn der Sedimentation die Zeit um $9,8 \pm 0,9$ ka (HAR-I-a-8, 2,80 m Tiefe) an. Dies impliziert zudem das Maximalalter der Bodenbildung, die in der Schicht zwischen 2,75 m und 2,80 m Tiefe durch maximale Kohlenstoff- und minimale Phosphatgehalte identifiziert wurde (Lehmkuhl et al., submitted). Ab etwa $8,4 \pm 0,9$ ka war diese Bodenbildungsphase bereits wieder beendet, das Alter der Probe HAR-I-a-7 (2,55 m Tiefe) zeigt eine weitere Sedimentationsphase zu dieser Zeit an.

Zwischen dieser Probe und der Probe HAR-I-a-6 (2,05 m Tiefe) mit einem Alter von $5,9 \pm 0,5$ ka liegt ein weiterer dunkler Horizont (2,45 m bis 2,20 m), der als Paläoboden interpretiert wird, auch wenn die Elementgehalte dies nicht so deutlich wie im unteren Horizont anzeigen.

Nach oben hin nehmen die Alter ab dieser Tiefe deutlich ab: Die Probe HAR-I-a-5 in 1,75 m Tiefe weist ein Alter von $3,4 \pm 0,3$ ka auf. Die Proben HAR-I-a-4, -3, -2 und -1 belegen eine rasche Sedimentation von mind. 1,50 m Sand während der letzten 1600 Jahre. Allein zwischen $1,0 \pm 0,2$ und $0,7 \pm 0,1$ ka wurden 0,3 m Sand abgelagert, dieser Zeitraum fällt mit der Zeit der Herrschaft Dschinghis Khans und der Funktion Kharkhorins als Hauptstadt zusammen. Die Auswertung der Pollenspektren zeigt für die Zeit ab 2,1 ka zwar ein humideres Klima und die Entwicklung einer Grassteppe im Orchontal, allerdings finden sich in den Pollenprofilen mehrere Anzeiger für anthropogenen Einfluss, insbesondere zwischen 1,5 und 0,6 ka (Lehmkuhl et al., submitted). Hohe Konzentrationen an verbranntem pflanzlichen Material sowie *Glomus*-Sporen, die den Input erodierter Böden in das Profil in der Aue anzeigen, weisen auf Rodungstätigkeit hin. Zudem finden sich erhöhte Konzentrationen parasitischer und coprophiler Pilze, die auf Weidetätigkeit hinweisen, sowie Getreide-Pollen, die sogar von Ackerbau zeugen. Insgesamt lässt sich somit die erhöhte Sedimentation während des historischen Zeitraums auf anthropogene (Über-)Nutzung und die daraus resultierende erhöhte Erosion der Böden im Orchon-Tal zurückführen.

Obwohl das Profil HAR-I-b in der gleichen Rinne wie HAR-I-a, allerdings näher am Talboden, angelegt wurde, macht sich hier ein größerer kolluvial-alluvialer Einfluss sowohl in den Sedimenten als auch in den Altersergebnissen bemerkbar. Im Profil sind deutliche Grusbänder enthalten, die in dem Profil am Oberhang weniger stark zutage treten. Die Äquivalenzdosisverteilungen deuten zumindest für Probe HAR-I-b-1, -2 und -3 unvollständige Bleichung an, so dass das „*Finite Mixture Model*“ (Kap. 5.10) angewendet wurde. Die Datierungsergebnisse ergeben ein deutlich zweigeteiltes Profil: Die beiden unteren Alter stimmen mit $12,8 \pm 1,6$ ka und $14,9 \pm 1,1$ ka innerhalb der Fehler überein (das höhere Alter der Probe HAR-I-3 ist vermutlich eine Konsequenz der unvollständigen Bleichung). Dies impliziert – unter Berücksichtigung möglicher Unsicherheiten der Alter – eine kolluviale bzw. alluviale Entstehung der Basis des Profils frühestens im Spätglazial.

Der obere Profilverteil wurde vor $1,2 \pm 0,2$ ka bzw. $0,8 \pm 0,1$ ka abgelagert, dünne Grusbänder implizieren auch hier den Einfluss von Wasser (z.B. in Form von episodischen Starkregen) als transportierendes Medium. Diese Alter stimmen mit den Altern des oberen Teils des Profils HAR-I-a gut überein. Dies bestätigt den vermuteten Einfluss des Menschen zur Blütezeit Karakorums, der durch Rodung und Viehwirtschaft einen erhöhten Bodenabtrag verursachte.

Die Alter des Profils HAR-II lassen sich insgesamt gut mit denen des Profils HAR-I-a und HAR-I-b parallelisieren: Für die beiden unteren Proben HAR-II-5 (2,30 m Tiefe) und HAR-II-4 (1,95 m Tiefe) wurden Alter von $11,1 \pm 1,0$ ka und $11,7 \pm 1,7$ ka ermittelt. Innerhalb der Fehler zeigen diese Proben dieselbe Sedimentationsphase an, die im unteren Teil der genannten Profile

ermittelt wurde. Für die Wende vom Spätglazial zum Holozän lässt sich demnach eine hohe geomorphologische Aktivität mit großen Sedimentationsraten im Orchon-Tal bei Kharkhorin annehmen. Darüber befindet sich ein Band dunkler Färbung mit erhöhten Karbonatgehalten (Abb. 7.4.1), welches sich als Paläoboden interpretieren lässt, deren Bildung in die Zeit zwischen $11,7 \pm 1,7$ und $8,0 \pm 1,2$ ka fällt.

Für die Probe HAR-II-3 in einer Tiefe von 1,30 m ergibt sich ein IRSL-Alter von $8,0 \pm 1,2$ ka, in 0,70 m Tiefe liegt das OSL-Alter bei $4,1 \pm 0,5$ ka. Zwischen diesen Proben befindet sich ein weiteres Band mit dunklerer Färbung, aus welchem sich eine Bodenbildungsphase im Früh- bis Mittelholozän ableiten lässt, die auch im Profil HAR-I-a identifiziert wurde.

Die oberste, in 0,25 m Tiefe entnommene Probe, fällt mit $1,5 \pm 0,2$ ka in den Zeitraum historischer Remobilisierung.

Insgesamt lassen sich durch die Bearbeitung mehrerer Profile in einem engen Gebiet an den Hängen des Orchon-Tals bei Kharkhorin die Phasen der geomorphologischen Aktivität (Sedimentation) und der Formungsruhe (Bodenbildung) innerhalb bestimmter Zeitscheiben vergleichsweise gut reproduzieren.

Die Terrassen am Orchon-Zufluss

Die Alter der beiden in 0,20 m Tiefe entnommenen Proben der Profile HAR-III und HAR-IV liegen bei $3,1 \pm 0,2$ ka und $2,6 \pm 0,3$ ka. Diese Alter deuten eine kolluviale/alluviale Sedimentation im Spätholozän auf den beiden oberen Terrassenniveaus an. Auf der unteren Terrasse ist das Profil wesentlich geringmächtiger, dort hat die Probe in 0,2 m Tiefe ein Sedimentationsalter von $9,3 \pm 0,8$ ka. Ob dieses höhere Alter mit einer insgesamt geringeren Sedimentationsrate oder nachträglicher Kappung des Profils zusammenhängt, kann anhand dieser Einzelprobe nicht geklärt werden.

Die beiden Proben HAR-III-2 und HAR-IV-2 (oberes und mittleres Terrassenniveau), die in jeweils 0,70 m Tiefe und somit nahe der unterlagernden Schotter, entnommen wurden, ergeben Alter von $15,0 \pm 1,9$ ka und $11,6 \pm 2,1$ ka. Diese Alter lassen sich in die anhaltende Phase der spätglazialen Trockenheit, wie sie von zahlreichen Autoren für diese Zeit im südlichen Sibirien und der nördlichen Mongolei angenommen wird, einordnen (Horiuchi et al. 2000, Grunert & Dasch 2000, Klein 2001).

Zusammenfassend lässt sich für das Orchon-Tal bei Kharkhorin folgendes Szenario der spätglazialen und holozänen Landschaftsentwicklung entwerfen: Aus den Altern der äolischen Proben unmittelbar über den fluvialen Schotteren des mittleren und oberen Terrassenniveaus lässt sich ein Mindestalter der Schwemmfächerbildung von 11,6 bzw. 15,0 ka ableiten.

Auf den Hängen nahe der Stadt Kharkhorin beginnt die Ablagerung sandiger und sandig-grusiger Sedimente ebenfalls im Spätglazial und im frühen Holozän. Kurz danach setzt eine kurze Bodenbildungsphase ein, die von der Überdeckung mit Sand um 8,4 ka unterbrochen wird.

Eine weitere Bodenbildungsphase im frühen bis mittleren Holozän ist in zwei Profilen (HAR-I-a und HAR-II) zu vermuten.

Im späten Holozän ist die geomorphologische Aktivität im Orchontal erhöht, sowohl auf den Terrassen als auch in den Rinnen werden verstärkt Sedimente abgelagert. Noch weiter beschleunigt wird die Remobilisierung von Sanden durch den Eingriff des Menschen, der insbesondere zur Zeit der Herrschaft Dschinghis Khans (~0,8 ka) deutlich ist. Dieser Einfluss macht sich sowohl in Pollenanalysen als auch der Ablagerung mächtiger Sedimentpakete innerhalb kurzer Zeit bemerkbar.

Abbildung 8.10 zeigt eine Zusammenfassung der im Arbeitsgebiet „Orchon-Tal“ ermittelten Alter.

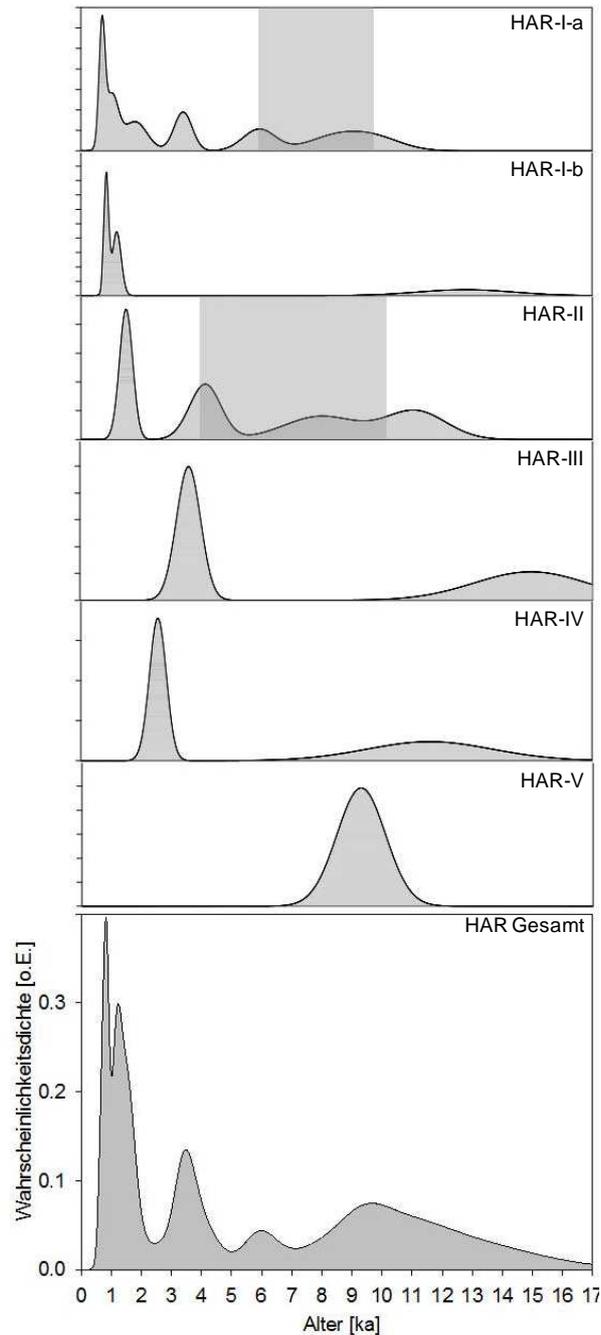


Abb. 8.10: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion der Alter aus dem Arbeitsgebiet Karakorum. Für diese Darstellungsweise wurde für jeden der ermittelten Alterswerte eine Gaußsche Glockenkurve mit individueller Standardabweichung erstellt, und alle Einzelkurven zu einer Gesamtkurve kumuliert. Die Höhe der Peaks ergibt sich sowohl aus der Anzahl von Alterswerten innerhalb einer Klassenbreite als auch aus der Präzision (Fehlerbereich) des Alters. Eine Interpretation der Peakhöhe ist somit uneindeutig, die wesentliche Information im Hinblick auf die Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse ist im Vorhandensein eines Peaks gegeben, weniger in dessen Höhe. Grau hinterlegt sind Zeitspannen, während denen in den Profilen HAR-I-a und HAR-II Bodenbildungsphasen auftreten (verändert nach Lehmkuhl et al. submitted).

9 Synthese: Flächenhafte Chronologie der Phasen klimatischen Wandels

Wie die bisherigen Ausführungen zeigen, lässt sich aus den erzielten Altersdaten in fast allen Fällen eine sinnvolle Chronostratigraphie innerhalb der einzelnen Profile erzielen. Die punktuellen Ergebnisse ermöglichten zudem eine Hypothesenbildung zu den lokalen Umweltbedingungen und Prozessen. Die folgenden Ausführungen haben zum Ziel, die für die einzelnen Arbeitsgebiete erzielten Erkenntnisse zu einer großräumigen Rekonstruktion der Landschaftsentwicklung im Zuge klimatischer Veränderungen zu verknüpfen.

Hierbei ist zu berücksichtigen, dass die makroskopische Betrachtung auf der Basis der vorliegenden Daten sowohl zeitlich als auch räumlich noch sehr lückenhaft ist und lediglich Tendenzen aufzeigen kann. Zudem weisen die Altersdaten die dargestellten Unsicherheiten (Kap. 5.12, 5.13) auf, welches eine hochaufgelöste Interpretation verbietet. In Anbetracht der Tatsache, dass bisher über die Altersstellung der Sedimente und Prozesse im untersuchten Arbeitsgebiet nahezu nichts bekannt war, stellen die Daten ein wesentliches Gerüst dar, auf dem zukünftige paläoklimatische Untersuchungen aufbauen können.

Gerade die Datierungsergebnisse für die Zeitspanne **zwischen 200 ka und 100 ka** sind zum gegenwärtigen Stand noch singulär und können nur durch weitere Untersuchungen verifiziert werden. Eine Ableitung von klimatischen Bedingungen ist daher nur sehr fragmentarisch möglich. Für die Zeiträume der Übergänge vom Marinen Isotopen Stadium (MIS) 7 zum MIS 6 sowie vom MIS 6 zum MIS 5 lässt sich aus den Daten der Profile am Savhan Gol zumindest auf eine hohe Geomorphodynamik schließen: Während dieser „Übergangsphasen“ wurden äolische Sanddecken, fluviale Kieslagen und Hochflutsedimente im Bereich des Savhan Gol abgelagert. Eine eindeutige klimatische Interpretation ist aufgrund der Heterogenität der Sedimente allerdings kaum möglich.

Die Datierung eines Dünensandes mit einem Alter von 151 ± 13 ka im Profil ME-T weist auf aride Bedingungen im MIS 6 hin. Diese Interpretation passt zu den wenigen für diesen Zeitraum verfügbaren Daten (Chlachula 2003, Rutter et al. 2003).

Die lakustrinen Sedimente im Profil ME-T implizieren einen eemzeitlichen Paläosee erheblichen Ausmaßes im Umfeld des Mongol Els in der Zeit um 120 ka.

In die große Altersspanne **zwischen 120 und 33 ka** fällt keine der entnommenen Proben. Die Frage, wie dies zu interpretieren ist, kann zum aktuellen Stand nicht abschließend beantwortet werden. Eine Ursache liegt sicherlich darin, dass die bearbeiteten Profile von Hand gegraben werden mussten, und deshalb eine Überbetonung der oberflächennahen, jungen Sedimente vorhanden ist. Möglicherweise könnten durch technische Hilfsmittel ältere, tiefer liegende

Sedimente erreicht werden. Allerdings wurden in den Profilen SG I, SG II und ME-T, die Alter im Bereich 200-120 ka aufweisen, ebenfalls keine Sedimente aus dem Zeitraum 120-30 ka vorgefunden. Im Profil SG-I werden die Sedimente aus dem MIS 6 von einem holozänen Sediment überdeckt. Der Hiatus in diesem Profil und in den Altersdaten allgemein könnte darauf zurückzuführen sein, dass Sedimente, die während des MIS 5, 4 und 3 entstanden sind, während der trockenen und stark windigen Verhältnisse des letzten Hochglazials – verursacht durch eine Verstärkung des sibirischen Hochs und somit stark ausgeprägte meridionale Temperaturgradienten (An et al. 2011, Vandenberghe et al. 2006) – mobilisiert wurden (vgl. Kap. 3). Dies stimmt überein mit Untersuchungen von Nilson & Lehmkuhl (2001, S.70) über die Beziehung zwischen zentralasiatischen Quellgebieten feinkörniger äolische Sedimente und deren Deposition in Ostasien bzw. im Pazifik: “Glacial periods... have to be regarded as erosional phases”.

Diese Tendenz lässt sich auch im Profil Ujim Sair ableiten: Die Basis des Profils US, bestehend aus äolischen Sanden, die die Fußflächensedimente der benachbarten Gebirge überlagern, entstand etwa um 27 ka während des Übergangs von in der Literatur belegten eher wärmeren und feuchteren Bedingungen (Feng et al. 2007, Owen et al. 1997, Rhodes et al. 1996, Walther et al. 2003, Wünnemann & Pachur 1998, Yang 2001, Yang et al. 2004, 2006) zu den kalt-trockenen Verhältnissen des **letzten Hochglazials** (Grunert & Dasch 2000, Hövermann 1998, Lehmkuhl et al. 2003, Yang et al. 2006, Walter 1999). Im Zuge der länger andauernden, kalt-ariden und vermutlich sehr windigen Bedingungen des LGM sind an dieser Stelle lediglich Sedimente mit geringer Mächtigkeit dauerhaft akkumuliert worden, vielmehr dominierte die Mobilisierung und der Transport. Erst im Spätglazial wurden im Profil US wieder größere Sedimentmengen abgelagert. Ein wesentlicher Faktor für die Erhaltung der Sedimente spielt dabei wohl auch eine geringere Transportkapazität des Windes zu dieser Zeit, vor allem aber die Überdeckung der Sedimente mit spülaquatischen, schluffreichen Sedimenten, die aufgrund der größeren Kohäsion widerständiger gegen Auswehung sind.

Trotz der in das Profil US eingeschalteten schluffreichen Sedimente lassen sich für das **Spätglazial zwischen 18 und 12 ka** trockene und kalte Bedingungen annehmen. So konnten die Hochflutsedimente nur abgelagert werden, da der Dünenzug des Khongoryn Els zu dieser Zeit geschlossen war. Es ist davon auszugehen, dass episodische Niederschlagsereignisse zur Entstehung der Aufstausedimente („Late Glacial Playa“, Stolz et al. submitted) geführt haben. Die grundlegende Tendenz eines trocken-kalten Klimas wird auch in den anderen Teilarbeitsgebieten bestätigt: Im Arbeitsgebiet Kharkhorin wird zu dieser Zeit Sand und Schluff aus dem Orchon-Tal ausgeweht und auf den Terrassen abgelagert. Im Becken des Bayan Tochom entstehen im Spätglazial Schuttlagen auf den Schwemmfächeroberflächen, was ebenfalls auf episodische Niederschlagsereignisse, die zu starkem Oberflächenabfluss auf den Flächen mit geringer Vegetation führen, hinweist. Ob die in den Schuttlagen enthaltenen Sandlinsen äolisch oder durch Abspülung transportiert wurden, lässt sich nicht zweifelsfrei klären.

Für den **Übergang vom Spätglazial zum Holozän (ca. 12-10 ka)** lassen die Datierungsergebnisse auf eine Zunahme der Stärke und Frequenz der Niederschlagsereignisse schließen. Die Ergebnisse aus dem Khongoryn Els lassen vermuten, dass der Dünenzug an der Stelle des Profils US zu dieser Zeit durchbrochen wurde: Einerseits finden sich auf der Südseite keine jüngeren Hochflutsedimente, andererseits wurden auf der Nordseite ab 11,5 ka Hochflutlehme und fluviale Sedimente abgelagert. Auf den Hängen nahe der Stadt Kharkhorin beginnt gleichzeitig die an mehreren Stellen identifizierte Ablagerung sandiger und sandig-grusiger Sedimente. Dies impliziert, dass das Wärme- und Feuchteangebot zu dieser Zeit noch nicht ausreichte, die Oberflächen durch Vegetation nachhaltig zu fixieren.

Belege für eine Verbesserung der Klimabedingungen im **frühen Holozän (10-8 ka)** finden sich in den Rinnenprofilen im Orchon-Tal. So wurde eine Bodenbildungsphase, deren Dauer nicht näher eingegrenzt werden kann, in der Zeit zwischen 9,8 und 8,4 ka (Profil HAR-I-a) bzw. 11,7 und 8,0 ka (HAR-II) identifiziert. Diese Zeitspanne stimmt gut überein mit Erkenntnissen von Klein (2001), der eine beginnende Bodenbildung auf Dünen am Uvs Nuur identifiziert. Die Bodenhorizonte wurden jedoch noch während des frühen Holozäns mit Sedimenten überdeckt.

Belege für ein Feuchtemaximum während des **mittleren Holozäns (ca. 8 bis 5-4 ka)** konnten in mehreren Profilen erbracht werden. So zeigt die indirekte Datierung von schluffreichen Sedimenten in der Endpfanne des Flusses Khongoryn Gol, dass diese während der Zeit um 8 ka zumindest kurzzeitig mit Wasser gefüllt war. Felauer (2011) stellte fest, dass der See Bayan Tochom am entgegengesetzten Ende des Dünenzuges Khongoryn Els zur gleichen Zeit einen hohen Seespiegel aufwies.

Am Oroog Nuur im Tal der Gobi-Seen konnte vergleichsweise sicher ein hoher Seespiegelstand im frühen bis mittleren Holozän identifiziert werden. Die direkte Datierung von Strandwalledimenten sowie deren Bestätigung durch Mindestalter von überlagernden Sedimenten implizieren einen Seespiegel um 6,7 ka, der 23 m über dem heutigen Seespiegel gelegen hat.

Auch innerhalb des Dünenfeldes Mongol Els konnten Hinweise auf feuchte Klimabedingungen während des mittleren Holozäns gefunden werden: Die indirekte Datierung eines lakustrinen Sediments durch über- und unterlagernde Dünensande liefert ein Alter um 5 ka, dieses wurde durch ^{14}C -Datierung bestätigt. Stolz et al. [submitted] konnten zudem im Umfeld des Mongol Els an mehreren Stellen, z.B. am Top des Profils SG I, ein weiteres lakustrines Sediment mit einem ^{14}C - Alter von 7,3 ka cal BP identifizieren. Im Arbeitsgebiet Orchon-Tal ist für das mittlere Holozän eine weitere Bodenbildungsphase (zwischen $8,4 \pm 0,5$ ka und $5,9 \pm 0,5$ ka im Profil HAR-I-a bzw. $8,0 \pm 1,2$ und $4,1 \pm 0,5$ ka im Profil HAR-II) zu vermuten.

Für die Zeit **ab etwa 5-4 ka** deuten die Datierungsergebnisse zumindest in den südlichen Teilarbeitsgebieten (Khongoryn Els und Tal der Gobi-Seen) einen Wandel zu trockeneren Bedingungen an: Auf der Nordseite des Oroog Nuur implizieren sandige, äolische Sedimente in

Höhen von 16 m und 10 m über dem heutigen Wasserstand, dass ab ca. 4,6 ka der Wasserstand bereits unter das 10 m-Niveau gefallen war. Dies stimmt überein mit Erkenntnissen von Felauer (2011), der phasenweise trockenere Bedingungen ab etwa 5 ka aus Seebohrkernen des Oroog Nuur und des Bayan Tochom ableitet. Damit einhergehend ist eine Abnahme der Vegetationsbedeckung, die eine verstärkte kolluviale Aktivität auf den Hängen zur Folge hat. Diese kolluvialen Sedimente finden sich in den Seebecken wieder (Felauer 2011), sie konnten aber auch auf den Terrassen eines Orchon-Tributärs bei Kharkhorin identifiziert werden (hier liegen die Alter der kolluvialen Sedimente bei $3,6 \pm 0,4$ ka und $2,6 \pm 0,3$ ka).

Im **späten Holozän ab etwa 3 ka** nimmt mit zunehmender Trockenheit auch die äolische Aktivität zu. Belege hierfür finden sich in allen Teilarbeitsgebieten: Im Seebecken des Bayan Tochom werden ab 3,2 ka äolische Sedimente durch ufernahe Vegetation fixiert, und auch die Alter der Dünenande des Profils AD implizieren aride Bedingungen seit mind. 2 ka. Im endorheischen Becken des Oroog Nuur belegen zwei Profile (ON-N-I und ON-N-II), dass seit etwa 2 ka verstärkte äolische Sedimentation stattfindet. Im Teilarbeitsgebiet Mongol Els implizieren die Alter der Dünenande aride Bedingungen seit mindestens 1,4 ka. Dies ist insbesondere deshalb relevant, da die Literaturangaben für diese Zeit im Hinblick auf die Niederschlagsverhältnisse erheblich variieren (Kap. 2.8).

Noch weiter beschleunigt wird die Remobilisierung von Sanden primär im Teilarbeitsgebiet Orchon-Tal durch den Eingriff des Menschen. Insbesondere die Zeit der Herrschaft Dschinghis Khans (~0,8 ka) macht sich sowohl in Pollenanalysen als auch in der Ablagerung mächtiger Sedimentpakete innerhalb kurzer Zeit deutlich bemerkbar (Kap. 8.4). Für die anderen drei Teilarbeitsgebiete fehlen vergleichende Aufzeichnungen über den anthropogenen Einfluss. Zwar fallen viele der dargestellten Altersergebnisse in den historischen Zeitraum, allerdings ist für diesen Zeitraum auch eine zunehmende Aridität anzunehmen. Die Trennung beider Einflussfaktoren voneinander ist zum gegenwärtigen Kenntnisstand kaum möglich. Hierbei ist eine vermutlich erheblich geringere Bevölkerungsdichte als im Umfeld der früheren Hauptstadt Karakorum mit einer höheren Vulnerabilität der Landschaft aufgrund größerer Trockenheit abzuwägen.

Das Aufwachsen von Dünen hält bis heute an, wie die **rezenten** bis subrezenten Alter zweier Profile in den Becken des Bayan Tochom (BT-S) und des Oroog Nuur (ON) belegen. Zwischen den Dünenkörpern kommt es jedoch auch unter den rezent ariden Bedingungen zu einem episodischen Aufstau von Niederschlags- und Abflusswasser. Diese „*interdune ponds*“ hinterlassen ton- und schluffhaltige Sedimente, die im Gelände zunächst als Relikte hoher Seespiegel interpretiert worden waren.

Auf der Grundlage der dargestellten Untersuchungen lassen sich die Prozessdynamik und daraus ableitbare Tendenzen der paläoklimatischen Entwicklung des Spätquartärs für die bearbeiteten Regionen folgendermaßen zusammenfassen (Abb. 8.11):

1. Die punktuellen Datierungsergebnisse für die Zeit zwischen 200 ka und 100 ka lassen zwar lokale Interpretationen des Prozessgeschehens zu, ohne weitere Befunde aus diesem Zeitraum ist eine allgemeine Rekonstruktion klimatischer Bedingungen jedoch kaum möglich.
2. Für die Zeit zwischen 100 und 30 ka konnten keine Sedimente identifiziert werden.
3. Mit dem einsetzenden LGM können aride Bedingungen angenommen werden, während dieser Zeit wurde die Basis des Profil US abgelagert.
4. Das Fehlen von Sedimentationsaltern, die dem letzten Hochglazial (LGM) zugeordnet werden können, wird dahingehend interpretiert, dass extrem trockene und sehr windige Bedingungen herrschten, so dass der Sedimenttransport gegenüber der Ablagerung dominierte.
5. Sowohl äolische als auch kolluviale Aktivität während des Spätglazials (zwischen 18 und 12 ka) implizieren trocken-kalte Bedingungen mit geringer Vegetationsbedeckung und episodischen Niederschlagsereignissen.
6. An der Wende zum Holozän (12-10 ka) hat die Stärke und Frequenz der Niederschlagsereignisse vermutlich zugenommen (es kommt z.B. zum Durchbruch des Dünenzuges Khongoryn Els). Die Oberflächen waren aber immer noch weitgehend vegetationsfrei (kolluviale und äolische Aktivität im Orchon-Tal).
7. Im frühen Holozän (etwa zwischen 10-8 ka) deuten initiale Paläoböden eine Zunahme des Wärme- und Feuchtigkeitsangebots an, gleichzeitig findet aber auch noch kolluviale Verlagerung im Orchon-Tal statt.
8. Für die Zeit zwischen 8 und etwa 5 bis 4 ka sprechen die Altersergebnisse für ein Klimaoptimum mit hohen Seespiegeln am Oroog Nuur und Bayan Tochom, sowie wassergefüllten Senken am Khongoryn Els und Bodenbildung im Orchon-Tal.
9. Zwischen 5 und 3 ka setzt ein Wandel zu trockeneren Bedingungen ein. Die Seespiegel fallen wieder, und aus kolluvialer Aktivität lässt sich eine Abnahme der Vegetationsbedeckung deduzieren.
10. Seit etwa 3 ka besteht eine Tendenz der Aridisierung. Dünenaktivität während dieser Zeit wurde an mehreren Stellen nachgewiesen. Im Arbeitsgebiet Orchon-Tal verstärkt anthropogener Einfluss die Mobilisierung.

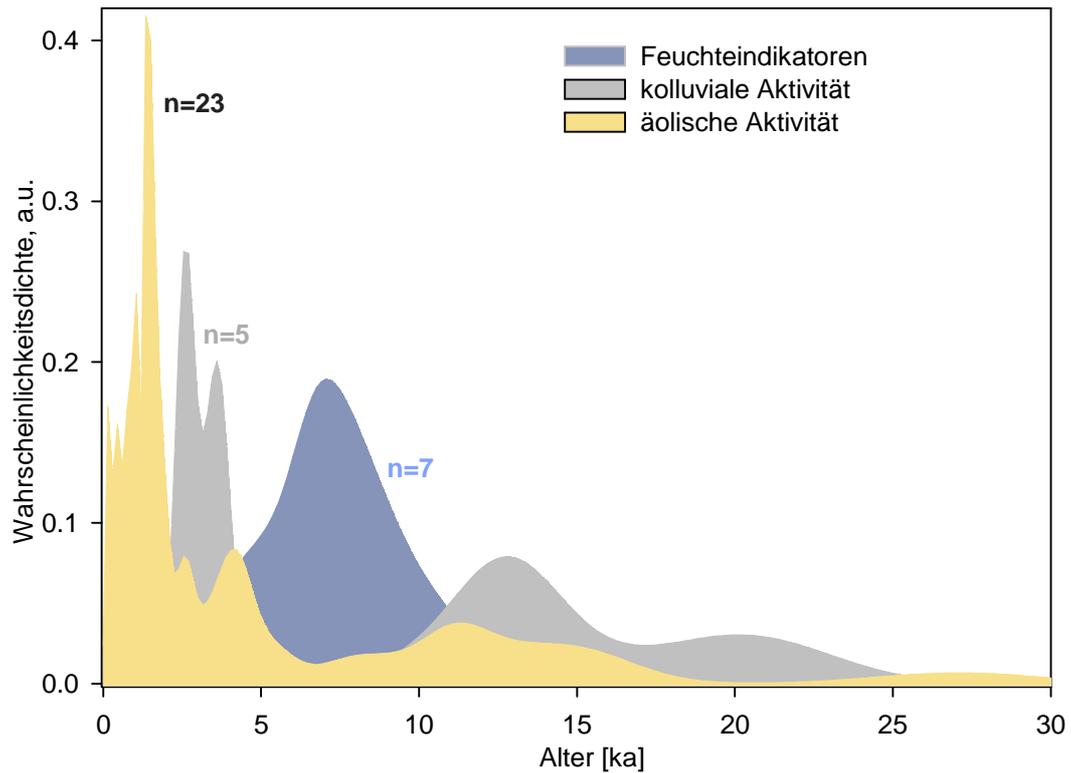


Abb 8.11: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen der Alter aus dem gesamten Untersuchungsgebiet, die für eine klimatische Interpretation herangezogen werden können. Gelb dargestellt sind äolische Aktivitätsphasen, grau dargestellt sind Phasen kolluvialer Aktivität, blau dargestellt sind die Alter, die eine erhöhte Wasserverfügbarkeit implizieren (hoher Seespiegelstand im Profil SW, Eingrenzung der Playasedimente in den Profilen KG-E und ME-S, Eingrenzung der Bodenbildungsphasen im Arbeitsgebiet Karakorum). Die Anzahl der in die Funktionen eingegangenen Alter ist angegeben. Hierbei ist zu beachten, dass Daten innerhalb eines Profils, die innerhalb der Fehler übereinstimmen und somit den gleichen Prozess datieren, zu einem Mittelwert zusammengefasst wurden (z.B. Profil US). Proben, bei denen die Sedimentgenese nicht eindeutig zu klären ist, wurden nicht in die Darstellung aufgenommen, ebenso Proben mit Altern >100 ka. Zu beachten ist, dass die Höhe der Peaks sich sowohl aus der Anzahl von Alterswerten innerhalb einer Klassenbreite als auch aus der Präzision (Fehlerbereich) des Alters ergibt. Eine Interpretation der Peakhöhe ist somit uneindeutig – die wesentliche Information im Hinblick auf die Rekonstruktion geomorphologischer Prozesse ist im Vorhandensein eines Peaks gegeben, weniger in dessen Höhe.

10 Fazit und zukünftige Forschungsansätze

Bezugnehmend auf die in der Einleitung formulierten Fragestellungen haben die folgenden Ausführungen zum Ziel, die Erkenntnisse der vorliegenden Untersuchung zusammenzufassen.

1. *Welche Ansätze innerhalb des Methodenspektrums der optisch stimulierten Lumineszenz sind geeignet, zuverlässige Chronostratigraphien für die zentrale und südliche Mongolei zu generieren?*

Die Datierung von Sedimenten aus der Mongolei erwies sich als problematischer, als es im Vorfeld der Studie absehbar war. So konnte keine routinemäßige Datierung von Quarzen erfolgen. Vielmehr zeigte sich eine Kontamination der Quarze mit Plagioklasen, die auch durch verschiedene Lösungsansätze nicht zu beseitigen war. Die Datierung von Feldspäten ist jedoch insofern eine Herausforderung, als dass das Problem des „*anomalous fading*“ zu berücksichtigen ist. Für die dazu erforderlichen Verfahren ist ein erheblicher zeitlicher Mehraufwand einzukalkulieren. Desweiteren wurde gegen Ende der Untersuchung das Problem des „*optical cross-talk*“ identifiziert, welches ebenfalls für jede Probe individuell quantifiziert und korrigiert werden musste.

Eine Zusammenfassung der methodischen Herausforderungen sowie der als geeignet ermittelten Messprotokolle (SAR-IRSL_{50°C}, Post-IR-IRSL_{290°C}) für die untersuchten Feldspäte ist in Kapitel 5.13 erfolgt. Die ermittelten Daten sind trotz der beschriebenen Probleme reproduzierbar, was auch durch die zur Verfügung stehenden Qualitätskriterien („*recycling ratio*“, „*recuperation*“, „*Dose Recovery Tests*“) bestätigt wird.

Zudem weisen mehrere Indizien darauf hin, dass nicht nur die Präzision, sondern auch die Richtigkeit der Alter zumindest zufriedenstellend ist. So stimmt das einzige ¹⁴C-Alter, welches als Alterskontrolle geeignet ist, mit der ermittelten IRSL-Chronostratigraphie überein. Weitere unabhängige Alterskontrollen an anderen Profilstandorten sind nicht verfügbar, da kein für die Radiokohlenstoffdatierung verwertbares Material vorgefunden wurde. Auch die Tatsache, dass kaum Altersinversionen in den untersuchten Profilen vorkommen, kann als Indiz für die Zuverlässigkeit der Ergebnisse interpretiert werden. Die Proben, die innerhalb des IRSL-Methodenspektrums mit verschiedenen Messverfahren parallel (Post-IR-IRSL_{290°C}, Post-IR-YOSL_{260°C} in Freiberg, SAR-IRSL_{50°C} inkl. fading- und cross-talk-Korrektur) datiert wurden, liefern ebenfalls übereinstimmende Ergebnisse.

Von besonderer Relevanz sind die prä-eemzeitlichen und eemzeitlichen Alter, die an drei verschiedenen Lokalitäten im Arbeitsgebiet Mongol Els mit dem Post-IR-IRSL_{290°C} ermittelt wurden. Unter methodischen Gesichtspunkten stellen die Ergebnisse einen wichtigen Schritt zur Validierung eines vergleichsweise neuen Messprotokolls dar, welches geeignet ist, Feldspat-Alter anhand eines „stabilen“ Lumineszenzsignals zu

ermitteln. Die hohen Alter sind jedoch auch landschaftsgeschichtlich interessant, da ohne die Datierung die unterschiedlichen Reliefgenerationen (>100 ka und <10 ka) nicht erkannt worden wären.

2. *Welche Rückschlüsse lassen sich aus der Datierung des Sedimenttransports auf die lokale Geomorphodynamik und Landschaftsentwicklung ziehen?*

Anhand der ermittelten Alter konnten lokale Chronostratigraphien entwickelt werden. Die punktuellen Ergebnisse konnten unter Berücksichtigung der vermutlichen Umlagerungsbedingungen zu sinnvollen Rekonstruktionen der Landschaftsgeschichte innerhalb der Teilarbeitsgebiete verknüpft werden (Kap. 7). Diesen liegen jedoch Annahmen zu den Prozessen (z.B. äolisch oder kolluvial) und Sedimentationsmilieus zugrunde, die in vielen Fällen nicht eindeutig belegt werden konnten. Ein breiteres Methodenspektrum als das in der vorliegenden Studie verfügbare, wäre wünschenswert. So könnten mikromorphologische Untersuchungen der Sedimente, systematische Korngrößenanalysen und deren Interpretation (z.B. nach Besler 1983, 1996) oder auch die Rasterelektronenmikroskopie wesentlich zum Erkenntnisgewinn beitragen. Ohne die genaue Kenntnis der Umlagerungsbedingungen hat eine Interpretation in jedem Fall tentativen Charakter.

Zudem stellen die erzielten Ergebnisse einen sehr makroskopischen Überblick in einem kaum untersuchten Raum dar. Die Befunde müssten in weiteren Studien z.B. durch das Anlegen von Catenen verifiziert werden.

Im Gegenzug konnte die Lumineszenzdatierung jedoch auch wesentliche Erkenntnisse zu den Entstehungsbedingungen der Sedimente liefern, die einige der während der Feldarbeit gezogenen Schlüsse widerlegen. So konnten sowohl im Becken des Bayan Tochom als auch am Oroog Nuur tonig-schluffige Sedimente, die zunächst als Zeugen eines ehemals höheren Seespiegels interpretiert wurden, als rezente bis subrezente Ablagerungen identifiziert werden, die somit durch spülaquatische Prozesse entstanden sein müssen. Ein weiteres Beispiel stellt das Profil Ujim Sair dar: Dieses war zunächst als Repräsentant langfristig wechselnder feuchter und trockener Klimabedingungen verstanden worden, die Datierung belegt hingegen eine Genese während einer vergleichsweise kurzen – ariden –Zeitspanne.

Diese Beispiele deuten eine wesentliche Erkenntnis an, die bereits in Kapitel 7 dargestellt wurde: Die eigentliche Herausforderung – neben dem Generieren belastbarer Alter – ist die genaue Kenntnis, welcher Prozess datiert wird. Ein „Seesediment“ steht nicht zwangsläufig für feuchte Klimabedingungen, sondern kann auch das Blockieren von Abfluss durch Dünen repräsentieren (Profil US). Ebenso kann ein augenscheinlich äolisches Sediment kolluvial umgelagert worden sein (Profile HARIII/IV). Ein zeitlicher

Hiatus in einem Profil kann durch Formungsruhe, aber auch durch Remobilisierung von Sedimenten verursacht worden sein, welches konträre klimatische Bedingungen impliziert. Diese Komplexität der Zusammenhänge gilt es im Zuge einer klimatischen Interpretation zu berücksichtigen.

3. *Inwiefern können die Erkenntnisse auf lokaler Ebene zu einer großräumigeren Paläoklimainterpretation verknüpft werden?*

Es konnten großräumig neue Erkenntnisse in einer Region erzielt – und in mehreren Profilen reproduziert – werden, in der bisher kaum Daten verfügbar waren.

Dass die generierten Daten nicht die Genauigkeit aufweisen, die wünschenswert wäre, muss in Anbetracht der methodischen Schwierigkeiten in Kauf genommen werden.

Viele der ermittelten Daten ergeben ein schlüssiges Bild, z.B. im Hinblick auf eine mittelholozäne Feuchtphase und spätholozäne Aridität. Die chronologische Abfolge der klimatischen Entwicklung ist in Kapitel 9 dargestellt. Dieses Bild stimmt mit den anderen Erkenntnissen innerhalb des Projekts (Felauer 2011, Lehmkuhl et al. submitted, Stolz et al. submitted) gut überein, und passt auch zu einer Vielzahl der aus der Literatur ableitbaren Tendenzen. Wie in Kap. 2.8 dargestellt, gibt es aber auch Quellen, die teilweise genau gegensätzliche Entwicklungen darstellen (z.B. Feng et al. 2007).

Ein erheblicher Teil der Daten deutet an, dass die höchste geomorphodynamische Aktivität in Phasen des klimatischen Wandels stattgefunden hat. So dominiert beispielsweise kolluviale Verlagerung vorwiegend während der Übergänge vom trockenen Spätglazial zum feuchteren Holozän und vom feuchten Mittel- zum trockenen Spätholozän. Dies entspricht den Annahmen, die in Kap. 3 formuliert wurden. Auch die Alter der Sedimente am Savhan Gol deuten geomorphologische Aktivität für die Zeiträume der Übergänge vom MIS 7 zum MIS 6 sowie vom MIS 6 zum MIS 5 an.

Wie bereits bei den Ausführungen zur lokalen und regionalen Landschaftsentwicklung angemerkt, sind die dargestellten Ergebnisse sehr punktuell. Zukünftige Studien müssten mit einer hochaufgelösten Probennahmestrategie und einem breiten Spektrum an Methoden zur Sedimentcharakterisierung zu einer Paläoklimarekonstruktion beitragen.

Zusammenfassung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, durch die Datierung mittels optisch stimulierter Lumineszenz einen Beitrag zur Rekonstruktion der Umweltgeschichte in der zentralen und südlichen Mongolei zu leisten. Aufgrund der mangelnden Verfügbarkeit geeigneter Archive (Pollenanalysen, ^{14}C -Datierung) ist der Kenntnisstand zu den Umweltbedingungen während des Spätpleistozäns und Holozäns in diesem Gebiet bisher unzureichend. Auch die Literaturangaben über das Paläoklima in den umliegenden Regionen sind sowohl zeitlich als auch räumlich lückenhaft und widersprüchlich.

Bei der vorliegenden Untersuchung wurde ein makroskopischer Ansatz gewählt, um einen grundlegenden Kenntnisstand durch die Entschlüsselung von Paläoumweltinformationen aus sedimentären Geo-Archiven zu erzielen. Untersucht wurden vier Teilarbeitsgebiete, die jeweils eine möglichst in sich „geschlossene“ Klima- und Entwicklungsgeschichte aufweisen. Hierbei handelt es sich um ein endorheisches Becken (Tal der Gobi-Seen), zwei Dünenfelder (Mongol Els, Khongoryn Els) und eine punktuell stark anthropogen geprägte Region (Kharkhorin). In jedem dieser Arbeitsgebiete wurden sechs bis sieben Profile beprobt, um verifizierbare Aussagen durch Vergleich der Daten treffen zu können.

Im Rahmen der Untersuchung sind drei wesentliche Bereiche bearbeitet worden:

- a) Die Ermittlung eines geeigneten Messverfahrens innerhalb des Methodenspektrums der optisch stimulierten Lumineszenz
- b) Die Verknüpfung punktueller IRSL-Alter zu einer Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte im Teilarbeitsgebiet
- c) Die Ausgliederung von überregionalen Phasen geomorphodynamischer Aktivität, aus denen sich durch Korrelation mit in der Literatur beschriebenen Proxies Rückschlüsse auf eine klimatische Steuerung ziehen lassen

Im ersten Schritt ging es primär darum, geeignete Messparameter innerhalb des Methodenspektrums der optisch stimulierten Lumineszenz zu entwickeln, welches zu präzisen und richtigen Altersdaten mongolischer Sedimente führt. Im Zuge dieser Untersuchungen wurde festgestellt, dass eine Datierung von Quarzen im Arbeitsgebiet südliche Mongolei nicht aussichtsreich ist. Verschiedene Methoden konnten eine Kontamination der Quarze mit Plagioklasen nachweisen. Dieses Problem konnte weder durch alternative Aufbereitungstechniken noch durch messmethodische Ansätze gelöst werden. In der Folge wurde für alle Proben die Fraktion der Kali-Feldspäte separiert und datiert. Es wurde ein Messprozedere auf Basis des SAR-Protokolls erarbeitet, welches es ermöglicht, eine Äquivalenzdosis mit hoher Reproduzierbarkeit zu ermitteln.

Allerdings sind bei der Generierung von Altersdaten mehrere Problembereiche zu berücksichtigen gewesen. Zum Einen wurde gegen Ende der vorliegenden Arbeit „optical cross-talk“ (Bray et al. 2002), also eine nicht vorgesehene Ausleuchtung benachbarter Messpositionen

im Zuge der optischen Stimulation des Lumineszenzsignals, festgestellt. Durch systematische Untersuchungen konnte das Problem quantifiziert und ein entsprechendes – tentatives – Korrekturverfahren entwickelt werden.

Zum Anderen stellt bei der Datierung von Feldspäten das Problem des „anomalous fading“ eine gewisse Unsicherheit der Altersbestimmung dar. Der damit verbundene Signalverlust wurde unter Laborbedingungen ermittelt und auf geologische Zeiträume extrapoliert (Huntley & Lamothe 2001). Für die Proben in einem Altersbereich >30 ka wurde das Post-IR-IR_{290°C}-Protokoll (Thiel et al. 2011) getestet, welches auf der Stimulation eines „stabileren“ IRSL-Signals mittels hoher Messtemperatur basiert. Die verfügbaren Qualitätskriterien zeigen positive Ergebnisse, was unter methodischen Gesichtspunkten die Anwendbarkeit dieses Protokolls für mongolische Feldspäte belegt. Die damit ermittelten prä-eemzeitlichen und eemzeitlichen Alter sind zudem auch landschaftsgeschichtlich relevant, da ohne die Datierung die unterschiedlichen Reliefgenerationen (>100 ka und <10 ka) nicht erkannt worden wären.

Unvollständige Bleichung wurde nur für wenige der untersuchten Proben identifiziert. Um für die betroffenen Proben eine bestmögliche Annäherung an das wahre Sedimentationsalter zu ermöglichen, wurde für diese das Finite Mixture Model nach Galbraith & Green (1990) angewendet (statt des Central Age Models für alle anderen, gut gebleichten Proben).

Die Dosisleistung wurde mittels Gamma-Spektrometrie ermittelt. Für einige Proben deuten die Ergebnisse ein radioaktives Ungleichgewicht in der Zerfallsreihe an, eine endgültige Einschätzung könnte nur durch den Vergleich mit Methoden, die die Bestimmung von $^{238}\text{U}/^{234}\text{U}$ erlauben, erfolgen. Die Abwägung verschiedener Szenarien der Entstehung eines solchen Ungleichgewichts zeigt jedoch, dass die daraus resultierende Unsicherheit der Altersbestimmung von untergeordneter Bedeutung ist.

Trotz der beschriebenen Datierungsprobleme ist eine vergleichsweise hohe Präzision der Ergebnisse gegeben, die relativen Altersfehler liegen bei durchschnittlich 12 %. Ob die ermittelten Ergebnisse jedoch auch den tatsächlichen Zeitpunkt der Verlagerung korrekt widerspiegeln, kann ohne systematische Alterskontrolle nicht abschließend beantwortet werden. Jedoch stimmt das einzige ^{14}C -Alter, welches als Alterskontrolle geeignet ist, mit der ermittelten IRSL-Chronostratigraphie überein. Auch die Tatsache, dass kaum Altersinversionen in den untersuchten Profilen vorkommen, kann als Beleg für die Zuverlässigkeit interpretiert werden. Die Proben, die innerhalb des IRSL-Methodenspektrum mit den Messverfahren SAR-IRSL_{50°C}, Post-IR-IRSL_{290°C} sowie Post-IR-YOSL_{260°C} in Freiberg parallel datiert wurden, liefern ebenfalls übereinstimmende Ergebnisse.

Eine Ableitung von geomorphologischen Prozessabfolgen innerhalb der Teilarbeitsgebiete aus den ermittelten Daten erscheint daher zum gegenwärtigen Stand gerechtfertigt – wenn auch unter dem Vorbehalt, dass zwar bestimmte Phasen der Aktivität ermittelt werden können, innerhalb dieser Phasen jedoch gewisse Altersunsicherheiten bestehen.

Einige der Aspekte der Landschaftsentwicklung in den Teilarbeitsgebieten können wie folgt zusammengefasst werden: Im endorheischen Becken des Bayan Tochom (Arbeitsgebiet Khongoryn Els) konnte eine Genese der oberflächennahen, kolluvialen/alluvialen Schichten des Schwemmfächers am Übergang zu den Beckensedimenten während und nach dem LGM ermittelt werden. Die Alter der beprobten äolischen Sedimente im Beckenbereich sind jünger als etwa 3,2 ka. Zwischen den Dünen kommt es jedoch auch unter den rezent ariden Bedingungen zu einem episodischen Aufstau von Niederschlags- und Abflusswasser.

Für den nordöstlichen Teil des Dünenfeldes Khongoryn Els wurde aus den IRSL-Altern im Profil US eine Prozessabfolge abgeleitet, die eine Entstehung der Wechsellagerung von äolischen Sanden und schluffreichen Sedimenten (durch Aufstau am Dünenfeld) innerhalb eines kurzen Zeitraums während des Spätglazials um 15 ka vermuten lässt. Nach dem Durchbruch des Dünenriegels ab etwa 12 ka erfolgte die Sedimentation der Hochflutlehme und fluvialer Sedimente im Profil KG auf der Nordseite des Dünenzuges. Im Früh- bis Mittelholozän um 8-7 ka war die unter rezenten Bedingungen trockenliegende Endpfanne des Flusses Khongoryn Gol am nordwestlichen Ende des Dünenfeldes Khongoryn Els wassergefüllt. Aus einem Dünenprofil konnten zudem aride Bedingungen seit mindestens 2 ka abgeleitet werden.

Für das Becken des Oroog Nuur wurden ausschließlich holozäne Alter ermittelt, die eine Landschaftsentwicklung wie folgt vermuten lassen: Im mittleren Holozän um 7-6 ka lag der Seespiegel 23 m über dem heutigen Niveau (sofern tektonische Einflüsse unberücksichtigt bleiben), ab ca. 4,6 ka war der Wasserstand bereits mindestens um 13 m gefallen. Seit etwa 2 ka findet verstärkt äolische Sedimentation statt. Ähnlich wie im Becken des Bayan Tochom, konnten ton- und schluffhaltige Sedimente identifiziert werden, die im Gelände zunächst als „lakustrine“ Sedimente interpretiert worden waren. Die rezenten Alter dieser Sedimente belegen aber, dass sie durch spülaquatische Prozesse zwischen den Dünenkörpern entstanden sind.

Die Datierung der Proben aus dem Strandwall in 20 m Höhe über dem Zentrum des heute ausgetrockneten Seebeckens des Adgin Tsagaan Nuur lässt eine dreiteilige Profiligenese vermuten: Das Alter der Probe ATSW-4 lässt eine Ablagerung der vermutlich fluvialen Sedimente an der Basis vor 33 ka annehmen. Die Alter der beiden Proben am Top des Profils implizieren, dass um 12 ka die Entstehung des Strandwalls bereits mehr oder weniger abgeschlossen war. Die kieshaltige Schlufflage im Luv des Strandwalls hat ein OSL-Alter von 3,6 ka. Dieses Sediment wurde also nachträglich auf den Strandwall abgelagert.

Innerhalb des Arbeitsgebietes „Mongol Els“ konnten sehr unterschiedliche Reliefgenerationen ausgegliedert werden. So lässt sich aus dem Alter eines äolischen Sediments am Top einer Düne (Profil ME-T) die Entstehung während des MIS 6 ableiten. Die darüber liegenden schluffreichen Sedimente mit Altern um 120 ka werden als Relikte eines eemzeitlichen Paläosees gedeutet.

Die Alter der Sand- und Schlufflagen in einer Senke innerhalb des Dünenfeldes (Profil ME-S) implizieren eine mittelholozäne „Seephase“ um 5 ka. Die Sedimente im Überflutungsbereich an

der Dünenfront repräsentieren episodische Überflutungen während einer grundsätzlich ariden Zeit innerhalb der letzten 1,4 ka. Während dieser Zeit sind auch die Dünen am Rande des Dünenfeldes entstanden.

Die heterogenen Sedimente des Flusses Savhan Gol, der das Dünenfeld Mongol Els lateral umfließt, weisen Alter auf, die auf eine hohe Geomorphodynamik jeweils an der Wende vom MIS 7 zum MIS 6 und vom MIS 6 zum MIS 5 schließen lassen.

Im Arbeitsgebiet „Orchon-Tal“ in der Nähe der historischen Hauptstadt Karakorum wurden spätglaziale Alter von sandigen und sandig-grusigen Sedimenten auf den Oberflächen der Terrassen und der Hänge ermittelt. Kurz danach setzt vermutlich eine kurze Bodenbildungsphase ein, die von der Überdeckung mit Sand um 8,4 ka unterbrochen wird. Eine weitere Bodenbildungsphase im frühen bis mittleren Holozän ist in zwei Profilen (HAR-I-a und HAR-II) zu vermuten. Im späten Holozän ist die geomorphologische Aktivität im Orchontal erhöht, sowohl auf den Terrassen als auch in den Rinnen werden verstärkt Sedimente – vermutlich sowohl äolisch als auch kolluvial-alluvial – abgelagert. Noch weiter beschleunigt wird die Remobilisierung von Sanden durch den Eingriff des Menschen, der insbesondere zur Zeit der Herrschaft Dschinghis Khans (~0,8 ka) deutlich ist.

Ein wesentlicher Kritikpunkt an den dargestellten Ergebnissen ist es, dass diese sehr punktuell sind, was eine allgemeine Landschaftsrekonstruktion sowohl in den Teilarbeitsgebieten als auch im gesamten Arbeitsgebiet nur eingeschränkt möglich macht. Die erzielten Befunde müssten in weiteren Untersuchungen systematisch verifiziert werden. Zudem wäre ein breiteres Methodenspektrum zur Charakterisierung der Sedimente wünschenswert.

Unter Berücksichtigung dieser einschränkenden Bedingungen wird die beschriebene Prozessdynamik zu einer flächenhaften Interpretation klimatischer Bedingungen verknüpft. Zu den Klimaphasen, die aus den Erkenntnissen in mehreren Profilen vergleichsweise reproduzierbar ermittelt werden konnten, gehören:

- a) Ein vergleichsweise trockenes Spätglazial (18 ka bis etwa 11/10 ka) mit episodischen Niederschlägen
- b) Ein Klimaoptimum während des mittleren Holozäns (8 ka bis etwa 5/4 ka) mit hohen Seespiegeln, wassergefüllten Senken sowie Bodenbildung im Orchon-Tal
- c) Ein Wandel zu trockeneren Bedingungen in der Zeit zwischen etwa 5 ka und 3 ka mit erhöhter kolluvialer Aktivität
- d) Aridisierung seit etwa 3 ka, die durch Dünenaktivität an mehreren Stellen nachgewiesen wurde
- e) Verstärkter anthropogener Einfluss im Arbeitsgebiet Orchon-Tal um ~0,8 ka

Abstract

Mongolia belongs to one of the driest regions in the world due to its pronounced continentality. Thus, its sparse water resources and fragile ecosystems make it vulnerable to climatic changes in the past and future. Nevertheless, compared with East and South Asia, the knowledge about Pleistocene, Late Glacial and Holocene climatic fluctuations in “central arid asia” (Chen et al., 2008) is still sparse and inconsistent. The aim of the present study is to deliver new data about past climate and landscape evolution in Mongolia by dating sediments with optically stimulated luminescence.

A macroscopic approach was chosen to derive a general picture of the palaeo-environment from sedimentary geo-archives. Four study areas were investigated. Each of them represents an individual landscape unit with its own history, as it is an endorheic basin (Valley of the Gobi lakes), a dune field (Mongol Els, Khongoryn Els) and an area near a historical centre for which a high anthropogenic impact can be assumed (Orchon Valley near Kharkhorin). Six to seven profiles were sampled in each study area to compare the data for a comprehensive interpretation.

In the first step, appropriate measurement parameters to derive reproducible ages had to be elaborated. In general, quartz is presently the mineral favoured for luminescence dating, as it is the most commonly occurring mineral in sediments, very resistant to weathering and exhibits a stable signal for dating. But in this study, OSL dating of the quartz fraction is complicated due to feldspar-contamination. A clear signal was observed for all samples when stimulated with IR although quartz should not be sensitive to these stimulation wavelengths. X-ray diffractometry, raster electron microscopy and tracer element spectroscopy on samples from the dune field Khongoryn Els indicate that plagioclase is adherent to the quartz grains. This is further supported by RFA analyses by Kozlovsky et al. (2006), which conclude that peralkaline and alkaline granites are the main contributors to the sediment production in Southern Mongolia. This feldspar-contamination could not be eliminated by sample preparation (additional etching, flotation etc.) or measurements techniques (“post-IR-OSL”, Banerjee et al. 2001; Pulsed OSL, Thomsen et al. 2008). Consequently, potassium-rich feldspars were used for dating in preference to quartz.

The measurement parameters for D_e determination were determined based on the SAR protocols for K-rich feldspar extracts described by Wallinga et al. (2000). Based on the results of preheat tests, 270 °C for preheating of the regeneration dose as well as the test dose was chosen.

Two major difficulties had to be overcome to derive usable age results: First, at the end of the study, „optical cross-talk“ was discovered to have occurred during the measurements. This term refers to the unwanted illumination of a sample during the automated measuring procedure: While measuring one aliquot in the TL/OSL Reader, the adjacent sample position is affected by the stimulation light to a certain degree. The problem was quantified by Bray et al. (2002) for quartz measurements, indicating that the effects can usually be disregarded if care is taken with the measurement sequence design. However, for our feldspar measurements the sequence has to

be designed in a way that the effect of “optical cross talk” for each individual stimulation accumulates for the adjacent sample. Consequently, the measured natural IRSL-Signal is reduced to a degree that is dependent on the used measurement equipment and the sample. Age underestimations between 0 and 50 % were observed. We corrected for the effect of optical cross talk individually for every sample, based on measurements using a wider spacing of the aliquots in the reader.

Secondly, for K-feldspars, a loss in the luminescence signal called anomalous fading has been a problem in many dating studies (Aitken 1985, Balescu et al. 2001; Huntley and Lamothe 2001; Lamothe and Auclair 1999, Wintle 1973). Fading rates were determined following Auclair et al. (2003). To calculate fading corrected D_e values the procedure proposed by Huntley and Lamothe (2001) was used. For samples with ages >100 ka, fading-correction is complicated, as the natural signal is outside the linear part of the growth curve. Thomsen et al. (2008), Buylaert et al. (2009), Thiel et al. (2011) and Stevens et al. (in press) showed that the post-IR IRSL signal using elevated stimulation temperatures has significant potential to derive a dating result that is far more independent from fading-correction than the conventional IRSL_{50°C}-signal. Therefore, the protocol suggested by Thiel et al. (2011) was selected for “old” samples, using a stimulation temperature of 290 °C after preheating at 320 °C and an IR bleach at 50 °C. The general quality criteria indicate applicability of the protocol. To further evaluate the applicability of the protocol, the fading corrected results of the IRSL_{50°C}-SAR and the post-IR-IR_{290°C}-SAR protocols were compared for some samples in the age range 10-30 ka. In this age range, the results derived by the two methods agree within error limits.

For some samples, incomplete bleaching could also be detected. Hence, for those samples, the equivalent dose was calculated with the finite mixture model (Galbraith & Green 1990) instead of the central age model used generally for the well-bleached samples.

To calculate the exposition to radioactivity per time unit (dose rate), the concentration of uranium, thorium, and potassium was determined by laboratory high resolution gamma-spectrometry. For some of the samples, there is indication for radioactive disequilibria in the ²³⁸U-decay chain – a concluding evaluation would only be possible after determination of ²³⁸U/²³⁴U, which was not feasible in the present study. Nevertheless, the age uncertainties caused by radioactive disequilibria appear to be negligible compared to the methodical uncertainties cited above.

In spite of the described methodical difficulties, with an average relative error of 12 %, the resulting ages are comparatively precise. Additionally, a certain confirmation for the reliability of the ages is provided by the following facts/arguments: a) The only ¹⁴C-age which is suitable as age control fits well to the IRSL-ages of the profile “ME-S”. b) The ages of almost all profiles show a reasonable chronostratigraphy without inversions. c) Results of K-feldspar samples that were measured with different methods (SAR-IRSL_{50°C}, Post-IR-IRSL_{290°C}, Post-IR-YOSL_{260°C} in Freiberg) agree within error limits.

The deduction of geomorphological processes from the derived IRSL-ages is thus feasible, keeping in mind that within the identified phases of activity the accuracy of ages is unassured.

Some of the aspects of landscape reconstruction can be summarized as follows: In the endorheic basin of the lake Bayan Tochom (study area “Khongoryn Els”) an evolution of the surface of the alluvial fans reaching into the basin during LGM and later could be determined. The aeolian sediments within the basin are younger than ~ 3 ka. For this time period, increasing aridity is corroborated in the other study areas, too. Within the recently active dune fields, silty sediments could be identified that are remnants of interdune-ponds – contrary to the interpretation in the field, IRSL-dating could prove that they do not represent relicts of high lake levels of the Bayan Tochom.

In the northeastern part of the study area “Khongoryn Els”, a 23 m high section of alternating dune sand and silty water-lain sediments was investigated (profile US). The data imply that the basal aeolian sediments were deposited 27 ka ago. Samples between 20 and 15 m depth could not be taken, but it is assumed that this part of the section represents an extremely arid time period with an intensive remobilisation of sand around LGM. The major part of the profile was accumulated in a rather short period around ~ 15 ka. The temporal differentiation implies that the stratification of aeolian and fluvial sediments is not caused by long term climatic variations. It rather represents arid conditions with episodic fluvial activity.

At the transition from Pleistocene to Holocene, the dune field was probably intersected by the river Khongoryn Gol. At that time, sedimentation at the profile US ended, but fluvial and flood sediments were deposited at the northern side of the dune field (Profile KG). The ages of lacustrine sediments in the terminal playa of the river imply that around 8 to 7 ka, the basin was filled with water. A dune overlying the section US was deposited during the Late Holocene ($< 1,5$ ka) and reflects ongoing aridity in this region.

In the lake basin of the Oroog Nuur all sediment profiles are of Holocene age. During the middle Holocene, around 7-6 ka, the lake level was 23 m above the present lake level, documented by IRSL-ages from sediments within and above a beach wall. At $\sim 4,6$ ka the water level must have been at least 13 m lower, as aeolian sediments were deposited at the 10 m-level at that time. Since 2 ka, aeolian sedimentation due to increased aridity was prevalent. Similar to the results in the Bayan Tochom basin, silty sediments of modern age, left by interdune-ponds, could be identified. Interpretation of the age results of a beach wall in the Adgin Tsagaan Nuur lake basin is not straightforward: Coarse sediments at the base of the profile which are probably of fluvial origin were deposited 33 ka ago, samples on top of the profile implicate that the formation of the beach wall was more or less concluded circa 12 ka.

The investigations undertaken in the third study area at the eastern rim of the dune field Mongol Els have revealed a complex interaction of aeolian and fluvial/lacustrine morphodynamics during Late Pleistocene and Holocene. Lake formation was identified for early MIS 5 and for the middle Holocene. During the youngest Holocene humidity decreased. No more permanent ponding effect of the dunes was detectable. Only flooding by irregular high discharge of the rivers can be proved in the lowest part of the floodplain in the dune foreland.

At two profiles that were exposed by the river Savhan Gol, post-IR-IR_{290°C}-ages imply a high geomorphodynamic activity during the transitions from MIS 7 to MIS 6 and from MIS 6 to MIS 5.

In the fourth study area, terrestrial records from a mountainous steppe region in the upper Orkhon Valley close to Kharkhorin and the ancient Mongolian capital Karakorum were investigated. The sedimentation of sandy sediments and gravel in this area started in the Late Glacial. During the Early Holocene, a phase of pedogenesis was identified, interrupted by the covering with sand. A further phase of soil development probably occurred during early to middle Holocene. Geomorphological activity in the Orkhon Valley is enhanced in the late Holocene. Increased sedimentation on terraces as well as on the slopes is probably of aeolian as well as colluvial-alluvial origin. Remobilisation of sands is further accelerated due to human impact, especially during the reign of Genghis Khan (~0,8 ka).

A significant shortcoming of the results presented is their point-distribution. This only partly enables an overall landscape reconstruction in the study areas. Achieved results would have to be verified systematically in further research projects. Furthermore, a wider variety of methods such as micromorphology, grain size analysis or scanning electron microscopy would ideally be applied to characterise the sediments.

Taking these constraining conditions into account, the described process dynamic is linked to a tentative area-wide palaeoclimate reconstruction. The climatic phases which can be relatively reproducibly determined include:

- a) A comparably dry late Glacial (18 ka until circa 11/10 ka) with episodic precipitation
- b) A climatic optimum during the middle Holocene (8 ka up to circa 5/4 ka) with high lake levels, water-filled depressions as well as soil formation in the Orkhon Valley.
- c) A change to drier conditions in the time span between circa 5 ka and 3 ka with increased colluvial activity.
- d) Increased aridity since circa 3 ka reflected by dune activity at several study sites.
- e) Amplified anthropogenic influence in the working area of the Orkhon valley around circa 0,8 ka.

Literaturverzeichnis

- Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Hrsg.), 1993. *Geomorphology of desert environments*. 674 S. London
- Adamiec, G., Aitken, M., 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16, 37-50.
- AG Boden, 1994. *Bodenkundliche Kartieranleitung*. Hrsg. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe und Geologische Landesämter, 4. Aufl., 392 S.
- Aitken, M.J., 1985. *Thermoluminescence Dating*. 359 S. London.
- Aitken, M.J., 1998. *An Introduction to Optical Dating – The Dating of Quaternary Sediments by the Use of Photon-stimulated Luminescence*. 267 S. Oxford.
- Aitken, M.J., Tite, M.S., Reid, J., 1964. Thermoluminescent dating of ancient ceramics. *Nature* 202, 1032-1033.
- ALAGaC (Administration of Land Affairs, Geodesy and Cartography), 2004. *Geographic Atlas of Mongolia*. 61 S. Ulaan Baator.
- An, C.-B., Chen, F.-H., Barton, L., 2008. Holocene environmental changes in Mongolia: A review. *Global and Planetary Change* 63, 283-289.
- An, C.-B., Zhao, J., Tao, S., Lv, Y., Dong, W., Li, H., Jin, M., Wang, Z., 2011: Dust variation recorded by lacustrine sediments from arid Central Asia since ~15 cal ka BP and its implication for atmospheric circulation. *Quaternary Research* 75, 566-573.
- Armitage, S.J., Duller, G.A.T., Wintle, A.G, 2000. Quartz from southern Africa: sensitivity changes as a result of thermal pretreatment. *Radiation Measurements* 32, 571-577.
- Arnold, L.J., Roberts, R.G., 2009. Stochastic modelling of multi-grain equivalent dose (D_e) distributions: Implications for OSL dating of sediment mixtures. *Quaternary Geochronology* 4, 204-230.
- Auclair, M., Lamothe, M., Huot, S., 2003. Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. *Radiation Measurements* 37, 487-492.
- Baasan, T., 2004. *Aeolian Sands of Mongolia*. 506 S. Ulaan Baator.

- Badarch, G., Cunningham, W.D., Windley, B.F., 2002. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 21, 87-110.
- Bailey, R.M., Smith, B.W., Rhodes, E.J., 1997. Partial bleaching and the decay form characteristics of quartz OSL. *Radiation Measurements* 27, 123-136.
- Bailey, R.M., Adamiec, G., Rhodes, E.J., 2000. OSL properties of NaCl relative to dating and dosimetry. *Radiation Measurements* 32, 717-723.
- Bailey, R.M., Singarayer, J.S., Ward, S., Stokes, S., 2003. Identification of partial resetting using D_e as a function of illumination time. *Radiation Measurements* 37, 511-518.
- Bailiff, I.K., 2006. Development of single grain OSL dating of ceramic materials: Spatially resolved measurements of absorbed dose. *Radiation Measurements* 41, 744-749.
- Bailiff, I.K., Poolton, N.R.J., 1991. Studies of charge transfer mechanisms in feldspars. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 111-118.
- Balescu, S., Lamothe, M., Mercier, N., Huot, S., Balteanu, D., Billard, A., Hus, J., 2003. Luminescence chronology of Pleistocene loess deposits from Romania: testing methods of age correction for anomalous fading in alkali feldspars. *Quaternary Science Reviews* 22, 967-973.
- Baljinnyam I., Bayasgalan, A., Borisov, A.B., Cisternas, A., 1993. Ruptures of Major Earthquakes and active deformation in Mongolia and its Surroundings. *Geological Society of America*. 62 S.
- Banerjee, D., Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S., 2000. Retrospective dosimetry: estimation of the dose to quartz using the single aliquot regenerative-dose protocol. *Applied Radiation and Isotopes* 52, 831-844.
- Banerjee, D., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Lang, A., 2001. Equivalent dose estimation using a single aliquot of polymineral fine grains. *Radiation Measurements* 33, 73-94.
- Barthel, H., 1983. Die regionale und jahreszeitliche Differenzierung des Klimas in der Mongolischen Volksrepublik. In: Barthel H., Brunner H., Haase G. (Hrsg.): *Physisch geographische Studien in Asien*. *Studia Geographica* 34.

- Bateman, M.D., Frederick, C.D., Jaiswal, M.K., Singhvi, A.K., 2003. Investigations into the potential effects of pedoturbation on luminescence dating. *Quaternary Science Reviews* 22, 1169-1167.
- Batima, P., 2006. Climate Change Vulnerability and Adaptation in the Livestock Sector of Mongolia - A Final Report Submitted to Assessments of Impacts and Adaptations to Climate Change (AIACC), Project No. AS 06. 105 S. Washington.
- Batkhisig, O., Lehmkuhl, F., 2003. Degradation und Desertifikation in der Mongolei. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147, 48-49.
- Berger, G.W., 2010. An alternate form of probability-distribution plot for D_e values. *Ancient TL* 28, 11-22.
- Berger, G.W., Mulhern P.J., Huntley, D.J., 1980. Isolation of silt-sized quartz from sediments. *Ancient TL* 11, 8-9.
- Besler, H., 1983. The response diagram: distinction between aeolian mobility and stability of sands and aeolian residuals by grain-size parameters. *Zeitschrift für Geomorphologie Supplementband* 45, 287-301.
- Besler, H., 1996. Granulometrische Sandtypen im Wüstenvergleich (Häufigkeitsverteilungen als Informationsträger). *Zeitschrift für Geomorphologie* 40, 23-46.
- Bezrukova, E.V., Nakamura, T., Levina, O.V., Krapivina, S.M., 2000. A new high-resolution palynological and biogenic silica record of Mongolian and East Siberian Holocene environmental changes: a key to the understanding of Lake Baikal area climate variability. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 205, 113-117.
- Blair, M.W., Yukihiro, E.G., McKeever, S.W.S., 2005. Experiences with single-aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars. *Radiation Measurements* 39, 361-374.
- Blight, J.H.S., Crowley, Q.G., Petterson, M.G., Cunningham, D., 2010. Granites of the southern Mongolia Carboniferous arc: new geochronological and geochemical constraints. *Lithos* 116, 35-52.
- Blume, H.-P., 2010: Bodenentwicklung und Bodensystematik – Kastanozeme. In: Blume, H.-P., Brümmer, G.W., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K.,

- Wilke, B.-M. (Hrsg.). Scheffer/Schachtschabel - Lehrbuch der Bodenkunde. 569 S. Heidelberg.
- Böhner, J. 2006. General climatic controls and topoclimatic variations in Central and High Asia. *Boreas* 35, 279-295.
- Bohannon, J., 2008. The Big Thaw Reaches Mongolia's Pristine North. *Science* 319, 567-568.
- Borchardt-Ott, W., 2009. Kristallographie. 361 S. Heidelberg.
- Bøtter-Jensen, L., McKeever, S.W.S., Wintle, A.G., 2003. *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. 355 S. Amsterdam.
- Bøtter-Jensen, L., Bulur, E., Duller, G.A.T., Murray, A.S., 2000. Advances in luminescence instrument systems. *Radiation Measurements* 32, 523-528.
- Bray, H.E., Bailey, R.M., Stokes, S., 2002. Quantification of cross-irradiation and cross-illumination using a Risø TL/OSL DA-15 reader. *Radiation Measurements* 35, 275-280.
- Briere, P.R., 2000. Playa, playa lake and sabkha: Proposed definitions for old terms. *Journal of Arid Environments* 45, 1-7.
- Broccoli, A.J., Manabe, S., 1992. The effects of orography on midlatitude northern hemisphere dry climates. *Journal of Climate* 5, 1181-1201.
- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. 326 S. New York.
- Bullard, J. E., McTainsh, G. H., 2003. Aeolian-fluvial interactions in dryland environments: examples, concepts and Australia case study. *Progress in Physical Geography* 27, 471-501.
- Bulur, E., 1996. An alternative technique for optically stimulated luminescence (OSL) experiment. *Radiation Measurements* 26, 701-709.
- Bulur, E., Bøtter-Jensen, L., Murray, A.S., 2000. Optically stimulated luminescence from quartz measured using the linear modulation technique. *Radiation Measurements* 32, 407-411.
- Buylaert, J.P., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Jain, M., 2009. Testing the potential of an elevated temperature IRSL signal from K-feldspar. *Radiation Measurements* 44, 560-565.

- Chen, F., Chen, J., Holmes, J., Boomer, I., Austin, P., Gates, J. B., Wang, N.-L., Brooks, S.J., Zhang, J.-W., 2010. Moisture changes over the last millenium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region. *Quaternary Science Reviews* 29, 1055-1068.
- Chen, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D.B., Huang, Y., Zhao, Y., Sato, T., Birks, J. B., Boomer, I., Chen, J., An, C., 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.
- Chlachula, J., 2003. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of the Pleistocene climate change in north-central Asia. *Quaternary Science Reviews* 22, 1879-1906.
- Clark, R.J., Bailiff, I.K., Tooley, M.J., 1997. A preliminary study of time-resolved luminescence in some feldspars. *Radiation Measurements* 27, 211-220.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710-714.
- COHMAP Members, 1988. Climatic Changes of the Last 18,000 Years: Observations and Model Simulations. *Science* 241, 1043-1052.
- Cooke, R., Warren, A., Goudie, A. (Hrsg.), 1993. *Desert Geomorphology*. 526 S. London.
- Cunningham, D., 2005. Active intracontinental transpressional mountain building in the Mongolian Altai: Defining a new class of orogen. *Earth and Planetary Science Letters* 240, 436-444.
- Cunningham, W.D., Windley, B.F., Owen, L.A., Barry, T., Dorjnamjaa, D., Badamgarav, J., 1997. Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. *Tectonophysics* 277, 285-306.
- Currey, D.R., 1993. Hemiarid lake basins: Hydrographic patterns. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Hrsg.). *Geomorphology of desert environments*. 674 S. London
- Daniels, F., Boyd, C. A., Saunders, D. F., 1953. Thermoluminescence as a research tool. *Science* 117, 343-349.

- Denby P.M., Bøtter-Jensen L., Murray A.S, Moska P., 2006. Application of pulsed OSL to the separation of the luminescence components from a mixed quartz/feldspar sample. *Radiation Measurements* 41, 774-779.
- Duller, G.A.T, Bøtter-Jensen, L., 1993. Luminescence from potassium feldspars stimulated by infrared and green light. *Radiation Protection Dosimetry* 47, 683-688.
- Duller, G.A.T., 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements. *Radiation Measurements* 37, 161-165.
- Duller, G.A.T., 2005. *Luminescence Analyst, Version 3.22b (Manual)*.
- Duller, G.A.T., 2007. Assessing the error on equivalent dose estimates derived from single aliquot regenerative dose measurements. *Ancient TL* 25, 15-24.
- Duller, G.A.T., 2008. Single-grain optical dating of Quaternary sediments: why aliquot size matters in luminescence dating. *Boreas* 37, 589-612.
- Duller, G.A.T., Wintle, A.G., 1991. On infrared stimulated luminescence at elevated temperatures. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 379-383.
- Deutsches Auswärtiges Amt, 2010: http://www.auswaertiges-amt.de/DE/Aussenpolitik/Laender/Laenderinfos/01-Nodes_Uebersichtsseiten/Mongolei_node.html (Zugriff 15.12.2010)
- Eitel, B., 2007. Kulturentwicklung am Wüstenrand – Aridisierung als Anstoß für frühgeschichtliche Innovation und Migration. In: Wagner (Hrsg.): *Einführung in die Archäometrie*. 347 S. Heidelberg.
- Erfurt, G., Krbetschek, M.R., 2003. IRSAR – A single aliquot regenerative-dose dating protocol applied to the infrared radiofluorescence (IR-RF) of coarse-grain K-feldspar. *Ancient TL* 21, 35-42.
- Eriksson, M.G., Olley, J.M., Payton, R.W., 2000. Soil erosion history in central Tanzania based on OSL dating of colluvial and alluvial hillslope deposits. *Geomorphology* 36, 107-128.
- Fattahi, M., Stokes, S., 2005. Dating unheated quartz using a single aliquot regeneration-dose red thermoluminescence protocol (SAR RTL). *Journal of Luminescence* 115, 19-31.

- Fattahi, M., Stokes, S., 2000. Extending the time range of luminescence dating using red TL (RTL) from volcanic quartz. *Radiation Measurements* 32, 479-485.
- Fedotov, A.P., Chebykin, E.P., Yu, S.M., Vorobyova, S.S., Yu, O.E., Golobokova, L.P., Pogodaeva, T.V., Zheleznyakova, T.O., Grachev, M.A., Tomurhuu, D., Oyunchimeg, T.S., Narantsetseg, T.S., Tomurtogoo, O., Dolgikh, P.T., Arsenyuk, M.I., De Batist, M., 2004. Changes in the volume and salinity of Lake Khubsugul (Mongolia) in response to global climate changes in the upper Pleistocene and the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 209, 245-257.
- Felauer, T., 2011. Jungquartäre Landschafts- und Klimageschichte der Südmongolei. Dissertation an der RWTH Aachen.
- Feng, Z. D., Chen, F. H., Tang, L. Y., Kang, J. C., 1998. East Asian Monsoon Variations and Gobi Dynamics in Stages 3 and 4. *Catena* 33, 29-46.
- Feng, Z.D., An, C.B., Wang, H.B., 2006. Holocene Climatic and Environmental Changes in the arid and semiarid Regions of China: A Review. *The Holocene* 16, 119-130.
- Feng, Z.D., Zhai, X.W., Ma, Y.Z., Huang, C.Q., Wang, W.G., Zhang, H.C., Khosbayar, P., Liu, K.-B., Rutter, N.W., 2007. Eolian environmental changes in the Northern Mongolian Plateau during the past ~35,000 yr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 245, 505-517.
- Feng, Z.-D., 2001. Gobi dynamics in the Northern Mongolian Plateau during the past 20,000+ yr: preliminary results. *Quaternary International* 76/77, 77-83.
- Fleming, S.J., 1970. Thermoluminescence dating: refinement of the quartz inclusion technique. *Archaeometry* 12, 133-145.
- Fowell, S.J., Hansen, B.C.S., Peck, J.A., Khosbayar, P., Ganbold, E., 2003. Mid to late Holocene climate evolution of the Lake Telmen Basin, North Central Mongolia, based on palynological data. *Quaternary Research* 59, 353-363.
- Fuchs, M., 2001. Die OSL-Datierung von Archäosedimenten zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Sedimentumlagerungen. *Geoarchäologische Untersuchungen im Becken von Phlious, NE-Peleponnes, Griechenland*. Dissertation an der Universität Heidelberg, 197 S.

- Fuchs, M., Lang, A., 2009. Luminescence dating of hillslope deposits - a review. *Geomorphology* 109, 17-26.
- Fuchs, M., Lang, A., 2001. OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnese, Greece. *Quaternary Science Reviews* 20, 783-787.
- Fuchs, M., Straub, J., Zöller, L., 2005. Residual luminescence signals of recent river flood sediments: A comparison between quartz and feldspar of fine- and coarse-grain sediments. *Ancient TL* 23, 25-30.
- Fuchs, M., Wagner, G.A., 2003. Recognition of insufficient bleaching by small aliquots of quartz for reconstructing soil erosion in Greece. *Quaternary Science Reviews* 22, 1161-1167.
- Fuchs, M., Woda, C., Bürkert, A., 2007. Chronostratigraphy of a sediment record from the Hajar mountain range in north Oman: Implications for optical dating of insufficiently bleached sediments. *Quaternary Geochronology* 2, 202-207.
- Galbraith, R.F., 1988. Graphical display of estimates having differing standard errors. *Technometrics* 30, 271-281.
- Galbraith, R.F., 1990. The radial plot: Graphical assessment of spread in ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 207-214.
- Galbraith, R., 2003. A simple homogeneity test for estimates of dose obtained using OSL. *Ancient TL* 21, 75-77.
- Galbraith, R., 2010. On plotting OSL equivalent doses. *Ancient TL* 28, 1-10.
- Galbraith, R.F., Green, P.F., 1990. Estimating the component ages in a finite mixture. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 17, 197-206.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Yoshida, H., 2005. Error variation in OSL palaeodose estimates from single aliquots of quartz: a factorial experiment. *Radiation Measurements* 39, 289-307.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, Northern Australia: Part I, Experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339-364.

- Galbraith, R.F., Laslett, G.M., 1993. Statistical models for mixed fission track ages. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 21, 459-470.
- Geyh, M.A., 2005. *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. 211 S. Darmstadt.
- Gillespie, A.R., Burke, R.M., Komatsu, G., Bayasgalan, A., 2008. Late Pleistocene glaciers in Darhad Basin, northern Mongolia. *Quaternary Research* 69, 169-187.
- Godfrey-Smith, D.I., Huntley, D.J., Chen, W.-H., 1988. Optical dating of quartz and feldspar sediment extracts. *Quaternary Science Reviews* 7, 373-380.
- Götze, J., 2009. Chemistry, textures and physical properties of quartz - geological interpretation and technical application. *Mineralogical Magazine* 73, 645-671.
- Greilich, S., Glasmacher, U.A., Wagner, G.A., 2002. Spatially resolved detection of luminescence: A unique tool for archaeochronometry. *Naturwissenschaften* 89, 371-375.
- Greilich, S., Wagner, G.A., 2006. Development of a spatially resolved dating technique using HR-OSL. *Radiation Measurements* 41, 738-743.
- Grün, R., 1989. *Die ESR-Altersbestimmungsmethode*. 130 S. Berlin.
- Grün, R., Schwarcz, H.P., 1988. ESR dating of tooth enamel: Coupled correction for U-uptake and U-series disequilibrium. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 14, 237-241.
- Grunert, J., Dasch, D., 2000. Palaeoclimatic implications of dunes in the Uvs Nuur-Basin, Western Mongolia. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 205, 2-8.
- Grunert, J., Dasch, D., 2004. Dynamics and evolution of dune fields on the northern rim of the Gobi desert (Mongolia). *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.* 133, 88-106.
- Grunert, J., Lehmkuhl, 2004. Aeolian sedimentation in arid and semiarid environments of Western Mongolia. In: Smykatz-Kloss, W., Felix-Henningsen, P. (Hrsg): *Palaeoecology of Quaternary Drylands. Lecture Notes in Earth Sciences* 102, 195-218.
- Grunert, J., Stolz, C., Hempelmann, N., Hilgers, A., Hülle, D., Lehmkuhl, F., Felauer, T., Dasch, D., 2009. The evolution of small lake basins in the Gobi desert in Mongolia. *Quaternary Sciences* 29, 677-686.

- Hanson, P.R., Mason, J.A., Goble, R.J., 2004. Episodic Late Quaternary slopewash deposition as recorded in colluvial aprons, Southeastern Wyoming. *Quaternary Science Reviews* 23, 1835-1846.
- Harrison, S.P., Yu, G., Tarasov, P.E., 1996. Late Quaternary Lake-Level Record from Northern Eurasia. *Quaternary Research* 45, 138-159.
- Harrison, J.B.J., Yair, A., 1998. Late Pleistocene aeolian and fluvial interactions in the development of the Nizzana dune field, Negev Desert, Israel. *Sedimentology* 45, 507-518.
- Hempelmann, N., 2010. Aeolian geomorphodynamics in endorheic basins of the Mongolian Gobi Desert. 137 S. Mainz.
- Herzschuh, U., 2006. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50000 years. *Quaternary Science Reviews* 25, 163-178.
- Hilbig, W., 1995. The vegetation of Mongolia. 255 S. Amsterdam.
- Hilgers, A., 2006. The chronology of Late Glacial and Holocene dune development in the northern Central European lowland reconstructed by optically stimulated luminescence (OSL) dating. Dissertation an der Universität zu Köln. 353 S.
- Hilgers, A., Murray, A.S., Schlaak, N., Radtke, U., 2001. Comparison of quartz OSL protocols using Lateglacial and Holocene dune sands from Brandenburg, Germany. *Quaternary Science Reviews* 20, 731-736.
- Hofmann, J., Geyh M.A., 1998. Untersuchungen zum Reservoireffekt an rezenten und fossilen lakustrinen Sedimenten aus dem Südosten der Baidan Jaran Wüste (Innere Mongolei/VR China). *Berliner Geographische Abhandlungen* 63, 83-98.
- Hönle UV technology, 2006. Simulation of natural sunlight. (www.hoenle.de).
- Horiuchi, K., Minoura, K., Hoshino, K., Oda, T., Nakamura, T., Kawai, T., 2000. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157, 95-108.
- Hövermann, J., 1998. Zur Paläoklimatologie Zentralasiens - quantitative Bestimmungen von Paläoniederschlag und -temperatur. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 142, 251-257.

- Hülle, D., Hilgers, A., Kühn, P., Radtke, U., 2009a. The potential of optically stimulated luminescence for dating periglacial slope deposits – A case study from the Taunus area, Germany. *Geomorphology* 109, 66-78.
- Hülle, D., Hilgers, A., Radtke, U., Stolz, C., Hempelmann, N., Grunert, J., Felauer, T., Lehmkuhl, F., 2009b. OSL dating of sediments from the Gobi Desert, Southern Mongolia. *Quaternary Geochronology* 5, 107-113.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 30, 105-107.
- Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15, 11-13.
- Huntley, D.J., Lamothe, M., 2001. Ubiquity of anomalous fading in K-feldspars and the measurement and correction for it in optical dating. *Canadian Journal of Earth Sciences* 38, 1093-1106.
- Huot, S., Buylaert, J.P., Murray, A.S., 2006. Isothermal thermoluminescence signals from quartz. *Radiation Measurements* 41, 796-802.
- Huot, S., Lamothe, M., 2003. Variability of infrared stimulated luminescence properties from fractured feldspar grains. *Radiation Measurements* 37, 499-593.
- Hütt, G., Jaek, I., Tchonka, J., 1988. Optical dating: K-feldspar optical response stimulation spectra. *Quaternary Science Reviews* 7, 381-385.
- Inoue, K., Nagamoto, T., Ikeya, M., 2005. Infrared stimulated luminescence in quartz. *Radiation Measurements* 39, 191-196.
- Jackson, M.L., Sayin, M., Clayton, R.N., 1976. Hexafluorosilicic acid reagent for quartz isolation. *Soil Science Society of America Journal* 40, 958-960.
- Jacobs, Z., Duller, G.A.T., Wintle A.G., 2003. Optical dating of dune sand from Blombos Cave, South Africa: II – single grain data. *Journal of Human Evolution* 44, 613-625.
- Jahn, B.M., Litvinovsky, B.A., Zanzvilevich, A.N., Reichow, M., 2009. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: Evolution, petrogenesis and tectonic significance. *Lithos* 113, 521-539.

- Jain, M., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., Wintle, A.G., 2005. A single-aliquot regenerative-dose method based on IR (1.49eV) bleaching of the fast OSL component in quartz. *Radiation Measurements* 39, 309-318.
- Jain, M., Singhvi, A.K., 2001. Limits to depletion of blue-green light stimulated luminescence in feldspars: implications for quartz dating. *Radiation Measurements* 33, 883-892.
- Janzen, J., Bazargur, D., 2003. Wandel und Kontinuität in der mobilen Tierhaltung der Mongolei. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147, 50-57.
- Kadereit, A., 2002. IR-OSL-datierte Kolluvien als Archive zur Rekonstruktion anthropogen bedingter Landschaftsveränderungen – das Fallbeispiel Bretten-Bauerbach, Kraichgau. 263 S. Heidelberg.
- Klasen, N., 2008. Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im nördlichen Alpenvorland. Dissertation an der Universität zu Köln. 209 S.
- Klein, M., 2001. Binnendünen im nördlichen Zentralasien. *Mainzer Geographische Studien* 47, 162 S.
- Knox, J.C., 1972. Valley alluviation in southwestern Wisconsin. *Annals of the Association of American Geographers* 62, 401-410.
- Kocurek, G., Lancaster, N., 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology* 46, 505-515.
- Komatsu, G., Brantingham, P.J., Olsen, J.W., Baker, V.R., 2001. Paleoshoreline geomorphology of Böön Tsagaan Nuur, Tsagaan Nuur and Orog Nuur: the Valley of Lakes, Mongolia. *Geomorphology* 39, 83-98.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorol. Z* 15, 259-263. <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/present.htm#maps>.
- Kovalenko, V.I., Yarmoluk, V.V., Salnikova, E.B., Kozlowvsky, A.M., Kotov, A.B., Kovach, V.P., Savatenkov, V.M., Vladykin, N.V., Ponomarchuk, V.A., 2006. Geology, Geochronology and Geodynamics of the Khan Bogd Alkali Granite Pluton in Southern Mongolia. *Geotectonics* 40, 450-466.

- Kozlovsky, A.M., Yarmolyuk, V.V., Savatenkov, V.M., Kovach V.P., 2006. Sources of basaltoid magmas in rift settings of an active continental margin: Example from the bimodal association of the Noen and Tost ranges of the Late Paleozoic Gobi-Tien Shan rift zone, Southern Mongolia. *Petrology* 14, 337-360.
- Krbetschek, M.R., Götze, J., Dietrich, A., Trautmann, T., 1997. Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. *Radiation Measurements* 27, 695-748.
- Krbetschek, M.R., Rieser, L., Zöller, L., Heinicke, J., 1994. Radioactive disequilibria in palaeodosimetric dating of sediments. *Radiation Measurements* 23, 485-489.
- Krbetschek, M.R., Trautmann, T., Dietrich, A., Stolz, W., 2000. Radioluminescence dating of sediments: methodological aspects. *Radiation Measurements* 32, 493-498.
- Krieger, H., 2009. *Grundlagen der Strahlungsphysik und des Strahlenschutzes*. 729 S.
- Lai, Z.-P., Brückner, H., 2008. Effects of feldspar contamination on equivalent doses and the shape of growth curves for OSL of silt sized quartz extracted from Chinese loess. *Geochronometria* 30, 49-53.
- Lamothe, M., Auclair, M., Hamzaoui, C., Huot, S., 2003. Towards a prediction of long-term anomalous fading of feldspar IRSL. *Radiation Measurements* 37, 493-498.
- Lancaster, N., 2008. Desert dune dynamics and development: insights from luminescence dating. *Boreas* 37, 559-573.
- Lang, A., 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51, 209-221.
- Lang, G., 1994. *Quartäre Vegetationsgeschichte Europas*. 462 S. Jena.
- Lauer, T., Krbetschek, M., Frechen, M., Tsukamoto, S., 2008. Assessing the potential of the post-IR yellow stimulated luminescence signal from K-feldspar for dating quaternary sediments. *Abstract-Band der Deutschen Lumineszenz- und ESR-Tagung in Leipzig*, S. 23.
- Lehmkuhl, F., 1998. Quaternary Glaciations in Central and Western Mongolia. *Quaternary Proceedings* 6, 153-167.
- Lehmkuhl, F., 1999. Rezente und jungpleistozäne Formungs- und Prozessregionen im Turgen-Kharkhiraa, Mongolischer Altai. *Die Erde* 130, 151-172.

- Lehmkuhl, F., Böhner, J., Stauch, G., 2003. Geomorphologische Formungs- und Prozessregionen in Zentralasien. *Petermanns Geographische Mitteilungen*, 147, 6-13.
- Lehmkuhl, F., Hilgers, A., Fries, S., Hülle, D., Schlütz, F., Shumilovskikh, L., Felauer, T., Protze, J., submitted. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia). *Catena*.
- Lehmkuhl, F., Klinge, M., Rees-Jones, J., Rhodes, E. J., 2000. Late Quaternary aeolian sedimentation in central and south-eastern Tibet. *Quaternary International* 68-71, 117-132.
- Lehmkuhl, F., Lang, A., 2001. Geomorphological investigations and luminescence dating in the southern part of the Khangay and the Valley of the Gobi Lakes (Central Mongolia). *Journal of Quaternary Science* 16, 69-87.
- Lehmkuhl, F., Zander, A., Frechen, M., 2007. Luminescence chronology of fluvial and aeolian deposits in the Russian Altai (Southern Siberia). *Quaternary Geochronology* 2, 195-201.
- Lehmkuhl, F., Haselein, F., 2000. Quaternary paleoenvironmental change on the Tibetan Plateau and adjacent areas (Western China and Western Mongolia). *Quaternary International* 65/66, 121-145.
- Leopold, M., Völkel, J., 2007. Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International*, 162-163, 133-140.
- Lepper, K., Larsen, N.A., McKeever, S.W.S., 2000. Equivalent dose distribution analysis of Holocene eolian and fluvial quartz sands from Central Oklahoma. *Radiation Measurements* 32, 603-608.
- Li, B., 2010. The relationship between thermal activation energy, infrared stimulated luminescence and anomalous fading of K-feldspars. *Radiation Measurements* 45, 757-763.
- Li, B., Li, S.-H., Wintle, A.G., Zhao, H., 2007. Isochron measurements of naturally irradiated K-feldspar grains. *Radiation Measurements* 42, 1315-1327.
- Li, S.-H., Chen, Y.Y., Li, B., Sun, J.M., Yang L.R., 2007. OSL dating of sediments from deserts in northern China. *Quaternary Geochronology* 2, 23-28.
- Li, S.-H., Wintle, A.G., 1992. A global view of the stability of luminescence signals from loess. *Quaternary Science Reviews* 11, 133-139.

- Lian, O.B., Roberts, R.G., 2006. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews* 25, 2449-2468.
- Lioubimtseva, E., Cole, R., Adams, J.N., Kapustin, G., 2005. Impacts of climate and land-cover changes in arid lands of Central Asia. *Journal of Arid Environments* 62, 285-308.
- Lomax, J., 2009. Palaeodunes as archives of environmental change - A case study from the western Murray Basin (South Australia) based on optically stimulated luminescence (OSL) dating of single and multiple grains of quartz. Dissertation an der Universität zu Köln. 247 S.
- Lüthgens, C., Böse, M., Lauer, T., Krbetschek, M., Strahle, J., Wenske, D., in press. Timing of the last interglacial in Northern Europe derived from Optically Stimulated Luminescence (OSL) dating of a terrestrial Saalian-Eemian-Weichselian sedimentary sequence in NE-Germany. *Quaternary International*.
- Maher, B.A., Mutch, T.J., Cunningham, D., 2009. Magnetic and geochemical characteristics of Gobi Desert surface sediments: Implications for provenance of the Chinese Loess Plateau. *Geology* 37, 279-282.
- Mauz, B., Lang, A., 2004. Removal of the feldspar-derived luminescence component from polymineral fine silt samples for optical dating applications: evaluation of chemical treatment protocols and quality control procedures. *Ancient TL* 22, 1-8.
- Mazess, R.B., Zimmermann, D.W., 1966. Pottery dating from thermoluminescence. *Science* 152, 347-348.
- McKeever S.W.S., Chen, R., 1997. Luminescence Models. *Radiation Measurements* 27, 625-661.
- McKeever, S.W.S., 2001. Optically stimulated luminescence dosimetry. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 184, 29-54.
- Mejdahl, V., 1979. Thermoluminescence dating: Beta-dose attenuation in quartz grains. *Archeometry* 21, 61-72.
- Miehe, G., Schlütz, F., Miehe, S., Opgenoorth, L., Cermak, J., Samiya, R., Jäger, E. J., Wesche, K., 2007. Mountain forest islands and Holocene environmental changes in central Asia: A case study from the southern Gobi Altay, Mongolia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 250, 150-166.

- Ministry of Environment, Nature and Tourism, Mongolia, 2009. Mongolia: Assessment Report on Climate Change. 228 S. Ulaan Baator.
- Molnar, P., Tapponnier, P., 1975. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. *Science* 189, 419-426.
- Monecke, T., Bombach, G., Klemm, W., Kempe, U., Götze, J., Wolf, D., 2000. Determination of trace elements in the quartz reference material UNS-SpS and in natural quartz samples by ICP-MS. *Geostandards Newsletter* 24, 73-81.
- Moska, P., Murray, A.S., 2006. Stability of the quartz fast component in insensitive samples. *Radiation Measurements* 41, 878-885.
- Moska, P., Poreba, G., Bluszcz, A., Wisniowska, A., 2008. Combined IRSL/OSL dating on fine grains from Lake Baikal sediments. *Geochronometria* 31, 39-43.
- Munyikwa, K., 2005. Synchrony of Southern Hemisphere Late Pleistocene arid episodes: A review of luminescence chronologies from arid aeolian landscapes south of the Equator. *Quaternary Science Reviews* 24, 2555-2583.
- Murray, A.S., Olley, J.M., 2002. Precision and accuracy in the optically stimulated luminescence dating of sedimentary quartz: a status review. *Geochronometria* 21, 1-15.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32, 57-73.
- Murray, A.S., Buylaert, J.P., Thomsen, K.J., Jain, M., 2009. The effect of preheating on the IRSL signal from feldspar. *Radiation Measurements* 44, 554-559.
- Murray, A.S., Funder, S., 2003. Optically stimulated luminescence dating of a Danish Eemian coastal marine deposit: a test of accuracy. *Quaternary Science Reviews* 22, 1177-1183.
- Murray, A.S., Olley, J.M., Caitcheon, G.C., 1995. Measurement of equivalent dose in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews* 14, 365-371.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. *Radiation Measurements* 37, 377-381.
- Murzaev, E. M., 1954. Die Mongolische Volksrepublik. 527 S. Gotha.

- National Statistical Office of Mongolia, 2005. Mongolian Statistical Yearbook. Ulaan Baator.
- Naumann, S., 1999. Spät- und postglaziale Landschaftsentwicklung im Bajan Nuur Seebecken (Nordwestmongolei). *Die Erde* 130, 117-130.
- Nilson, E., Lehmkuhl, F., 2001: Interpreting temporal patterns in the Late Quaternary dust flux from Asia to the North Pacific. *Quaternary International* 76, 67-76.
- Okrusch, M., Matthes, S., 2010. *Mineralogie*. 658 S. Berlin.
- Olley, J.M., Caitcheon, G., Murray, A., 1998. The distribution of apparent dose as determined by optically stimulated luminescence in small aliquots of fluvial quartz: implications for dating young sediments. *Quaternary Geochronology* 17, 1033-1040.
- Olley, J.M., Murray, A., Roberts, R.G., 1996. The effects of disequilibria in the uranium and thorium decay chains on burial dose rates in fluvial sediments. *Quaternary Science Reviews* 15, 751-760.
- Olley, J.M., Roberts, R.G., Murray, A.M., 1997. Disequilibria in the uranium decay series in sediment deposits at Allen's Cave, Nullarbor Plain, Australia: Implications for dose rate determinations. *Radiation Measurements* 27, 433-443.
- Opp, C., Hilbig, W., 2003. Verbreitungsregeln von Böden und Pflanzengesellschaften im nördlichen Zentralasien unter besonderer Berücksichtigung des Uvs-Nuur-Beckens. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147, 16-23.
- Owen, L.A., Bright, J., Finkel R.C., Jaiswal, M.K., Kaufman, D.S., Mahan, S., Radtke, U., Schneider, J.S., Sharp, W., Singhvi, A.K., Warren, C.N., 2007. Numerical dating of a Late Quaternary spit-shoreline complex at the northern end of Silver Lake playa, Mojave Desert, California: A comparison of the applicability of radiocarbon, luminescence, terrestrial cosmogenic nuclide, electron spin resonance, U-series and amino acid racemization methods. *Quaternary International* 166, 87-110.
- Owen, L., Richards, B., Rhodes, E.J., Cunningham, W.D., Windley, B.F., Badamgarav, J., Dorjnamjaa, D., 1998. Relic permafrost structures in the Gobi of Mongolia: age and significance. *Journal of Quaternary Science* 13, 539-547.

- Owen, L.A., Windley, B.F., Cunningham, W.D., Badamdarav, J., Dorjnamjaa, D., 1997. Quaternary alluvial fans in the Gobi of southern Mongolia: evidence for neotectonics and climate change. *Journal of Quaternary Science* 12, 239-252.
- Parzinger, H., 2006. *Die frühen Völker Eurasiens: vom Neolithikum bis zum Mittelalter*. 1044 S. München.
- Peck, J.A., Khosbayar, P., Fowell, S.R., Pearce, R.B., Ariunbileg, S., Hansen, B.C.S., Soninkhishig, N., 2002. Mid to Late Holocene climate change in north central Mongolia as recorded in the sediments of Lake Telmen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 183, 135-153.
- Pederson, J., Smith, G., Pazzaglia, F., 2001. Comparing the modern, Quaternary, and Neogene records of climate-controlled hillslope sedimentation in southeast Nevada. *Geological Society of America Bulletin* 113, 305-319.
- Pederson, N., Jacoby, G.C., Dàrrigo, R.D., Cook, E.R., Buckley, B.M., Dugarja, C., Mijidorj, R., 2001. Hydrometeorological Reconstructions for Northeastern Mongolia Derived from Tree Rings. *Journal of Climate* 14, 872-881.
- Poolton, N.R.J., Bøtter-Jensen, L., 1995. Thermo-optical properties of optically stimulated luminescence in feldspars. *Radiation Measurements* 24, 531-534.
- Poolton, N.R.J., Ozanyan, K.B., Wallinga, J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2002a. Electrons in feldspar II: a consideration of the influence of conduction band-tail states on luminescence processes. *Physics and Chemistry of Minerals* 29, 210-216.
- Poolton, N.R.J., Wallinga, J., Murray, A.S., Blulur, E., Bøtter-Jensen, L., 2002b. Electrons in feldspar I: on the wavefunction of electrons trapped at simple lattice defects. *Physics and Chemistry of Minerals* 29, 217-225.
- Prentice, C.S., Kendrick, K.J., Berryman, K., Bayasgalan, A., Ritz, J.F., Spencer, J.Q., 2002. Prehistoric ruptures of the Gurvan Bulag fault, Gobi Altay, Mongolia. *Journal of Geophysical Research* 107 B12, 2321.
- Prescott, J. R., Hutton, J. T., 1988. Cosmic ray and Gamma ray Dosimetry for TL and ESR. *Radiation Measurements* 14/1, 223-227.

- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1995. Environmental dose rates and radioactive disequilibrium from some Australian luminescence dating sites. *Quaternary Science Reviews* 14, 439-448.
- Prescott, J.R., Robertson, G.B., 1997. Sediment dating by luminescence: a review. *Radiation Measurements* 27, 893-922.
- Preusser, F., 1999. Lumineszenz-Datierung fluviatiler Sedimente. Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie* 3, 63 S. Köln.
- Preusser, F., 2003. IRSL Dating of K-rich feldspars using SAR protocol: Comparison with independent age control. *Ancient TL* 21, 17-23.
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M., Richter, D., Spencer, J., 2008. Luminescence dating: Basics, methods and applications. *Quaternary Science Journal (Eiszeitalter und Gegenwart)* 57, 95-149.
- Prokopenko, A., Karabanov, E.B., Williams, D.F., Khursevich, G.K., 2002. The Stability and the abrupt Ending of the Last Interglaciation in Southeastern Siberia. *Quaternary Research* 58, 56-59.
- Prokopenko, A.A., Khursevich, G.K., Bezrukova, E.V., Kuzmin, M.I., Boes, X., Williams, D.F., Fedenya, S.A., Kulagina, N.V., Letunova, P.P., Abzaeva, A.A., 2007. Paleoenvironmental proxy records from Lake Hovsgol, Mongolia, and a synthesis of Holocene climate change in the Lake Baikal watershed. *Quaternary Research* 68, 2-17.
- Rhodes, T.E., Gasse, F., Ruifen, L., Fontes, J.-C., Keqin, W., Bertrand, P., Gibert, E., Melieres, F., Tucholka, P., Zhixiang, W., Zhi-Yuan, C., 1996. A Late Pleistocene-Holocene lacustrine record from Lake Manas, Zunggar (northern Xinjiang, western China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 120, 105-121.
- Rittenour, T.M., 2008. Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613-635.
- Ritter, D.B., Miller, J.R., Enzel, Y., Wells, S.G., 1995. Reconciling the roles of tectonism and climate in Quaternary alluvial fan evolution. *Geology* 23, 245-248.
- Roberts, H., Wintle, A., 2001. Equivalent dose determinations for polymineralic fine-grains using the SAR protocol: application to a Holocene sequence of the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews* 20, 859-863.

- Roberts, H.M., 2007. Assessing the effectiveness of the double-SAR protocol in isolating a luminescence signal dominated by quartz. *Radiation Measurements* 42, 1627-1636.
- Roberts, R., Yoshida, H., Galbraith, R., Laslett, G., Jones, R., Smith, M., 1998. Single-aliquot and single-grain optical dating confirm thermoluminescence age estimates at Malakunanja II rock shelter in northern Australia. *Ancient TL* 16, 19-24.
- Rodnight, H., 2006. Developing a luminescence chronology for late Quaternary fluvial changes in South African floodplain wetlands. 329 S. Aberystwyth.
- Rodnight, H., 2008. How many equivalent dose values are needed to obtain a reproducible distribution? *Ancient TL* 26, 3-10.
- Rösch, M., Fischer, E., Märkle, T., 2005. Human diet and land use in the time of the Khans - Archaeobotanical research in the capital of the Mongolian Empire, Qara Qorum, Mongolia. *Vegetation History and Archaeobotany* 14, 485-492.
- Rutter, N.W., Rokosh, D., Evans, M., Little, E.C., Chlachula, J., Velichko, A., 2003. Correlation and interpretation of paleosols and loess across European Russia and Asia over the last interglacial-glacial cycle. *Quaternary Research* 60, 101-109.
- Saizen, I., Maekawa, A., Yamamura, N., 2010. Spatial analysis of time-series changes in livestock distribution by detection of local spatial associations in Mongolia. *Applied Geography* 30, 639-649.
- Schlütz, F., 2000. Palynological investigations in the Turgen-Kharkhira mountains, Mongolian Altay. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 205, 85-90.
- Schlütz, F., Lehmkuhl, F., 2009. Holocene climatic change and the nomadic Anthropocene in Eastern Tibet: palynological and geomorphological results from the Nianbaoyeze Mountains. *Quaternary Science Reviews* 28, 1449-1471.
- Schwanghart, W., 2008. Climate and Landscape evolution of the Ugi Nuur basin, Mongolia. 125 S. Berlin.
- Schwanghart, W., Schütt, B., Walther, M., 2008. Holocene climate evolution of the Ugi Nuur basin, Mongolia. *Advances in Atmospheric Sciences* 25, 986-998.
- Short, M.A., Huntley, D.J., 1992. Infrared stimulation of quartz. *Ancient TL* 10, 19-21.

- Singarayer, J.S., Bailey, R.M., Ward, S., Stokes, S., 2005. Assessing the completeness of optical resetting of quartz OSL in the natural environment. *Radiation Measurements* 40, 13-25.
- Singarayer, J.S., Bailey, R.M., Rhodes, E.J., 2000. Potential of the slow component of quartz OSL for age determination of sedimentary samples. *Radiation Measurements* 32, 873-880.
- Singhvi, A.K., Bluszcz, A., Bateman, M.D., Someshwar Rao, M., 2001. Luminescence dating of loess-palaeosol sequences and coversands: methodological aspects and palaeoclimatic implications. *Earth-Science Reviews* 54, 193-211.
- Spooner, N.A., 1994. The anomalous fading of infrared-stimulated luminescence from feldspars. *Radiation Measurements* 23, 625-632.
- Starkel, L., 1998. Geomorphic response to climatic and environmental changes along a Central Asian Transect during the Holocene. *Geomorphology* 23, 293-305.
- Steffen, D., Preusser, F., Schlunegger, F., 2009. OSL quartz age underestimation due to unstable signal components. *Quaternary Geochronology* 4, 353-362.
- Sternberg, T., 2008. Environmental challenges in Mongolia's dryland pastoral landscape. *Journal of Arid Environments* 72, 1294-1304.
- Stevens, T., Markovic, S.B., Zech, M., Hambach, U., Sümege, P., in press. Dust deposition and climate in the Carpathian basin over an independently dated last glacial–interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews*.
- Stolz, C., Hülle, D., Hilgers, A., Grunert, J., Lehmkuhl, F., Dasch, D. (submitted): Reconstructing fluvial, lacustrine and aeolian process dynamics in Western Mongolia. *Geomorphology*.
- Stokes, S., 1992. Optical dating of young (modern) sediments using quartz: Results from a selection of depositional environments. *Quaternary Science Reviews* 11, 153-159.
- Stokes, S., Bray, H.E., Blum, M.D., 2001. Optical resetting in large drainage basins: test of zeroing assumptions using single-aliquot procedures. *Quaternary Science Reviews* 20, 879-885.
- Stokes, S., Hetzel, R., Bailey, R.M., Tao M., 2003. Combined IRSL-OSL single aliquot regeneration (SAR) equivalent dose (D_e) estimates from source proximal Chinese loess. *Quaternary Science Reviews* 22, 975-983.

- Sun, J., Li, S.-H., Han, P., Chen, Y., 2006. Holocene environmental changes in the central Inner Mongolia based on single-aliquot-quartz optical dating and multi-proxy study of dune sands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 233, 51-62.
- Tarasov, P.E., Dorofeyuk, I.N., Sevastyanov, D.V., Nakagawa, T., 2000. Holocene vegetation and climate changes in Mongolia derived from lake status, pollen and plant macrofossil records. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 205, 94-99.
- Tarasov, P., Jin, G., Wagner, M., 2006. Mid-Holocene environmental and human dynamics in northeastern China reconstructed from pollen and archaeological data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 241, 284-300.
- Templer, R.H., 1986. The localised transition model of anomalous fading. *Radiation Protection Dosimetry* 17, 493-497.
- Thiel, C., Buylaert, J.P., Murray, A.S., Terhorst, B., Hofer, I., Tsukamoto, S., Frechen, M., 2011. Luminescence dating of the Stratzing loess profile (Austria) - Testing the potential of an elevated temperature post-IR IRSL protocol. *Quaternary International* 234, 23-31.
- Thomas, D.S.G. (Hrsg.), 1997. *Arid Zone Geomorphology*. 713 S. Chichester.
- Thomas, P.J., Murray, A.S., Sandgren, P., 2003. Age limit and age underestimation using different OSL signals from lacustrine quartz and polymineral fine grains. *Quaternary Science Reviews* 22, 1139-1143.
- Thomsen K.J., Bøtter-Jensen L., Denby P.M., Moska P., Murray A.S., 2006. Developments in luminescence measurement techniques. *Radiation Measurements* 41, 768-773.
- Thomsen K.J., Jain M., Murray A.S., Denby P.M., Roy N., Bøtter-Jensen L., 2008. Minimizing feldspar OSL contamination in quartz UV-OSL using pulsed blue stimulation. *Radiation Measurements* 43, 752-757.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Bøtter-Jensen, L., 2005. Sources of variability in OSL dose measurements using single grains of quartz. *Radiation Measurements* 39, 47-61.
- Thomsen, K.J., Murray, A.S., Jain, M., Bøtter-Jensen, L., 2008. Laboratory fading rates of various luminescence signals from feldspar-rich sediment extracts. *Radiation Measurements* 43, 1474-1486.

- Tooth, S., Rodnight, H., Duller, G.A.T., McCarthy, T.S., Marren, P.M., Brandt, D., 2007. Chronology and controls of avulsion along a mixed bedrock-alluvial river. *Geological Society of America Bulletin* 119, 452-461.
- Trautmann, T., 2000. A study of radioluminescence kinetics of natural feldspar dosimeters: experiments and simulations. *Journal of Physics D: Applied Physics* 33, 2304-2310.
- Trautmann, T., Krbetschek, M.R., Dietrich, A., Stolz, W., 1998. Investigations of feldspar radioluminescence: potential for a new dating technique. *Radiation Measurements* 29, 421-425.
- Traynor, J.J., Sladen, C., 1995. Tectonic and stratigraphic evolution of the Mongolian People's Republic and its influence on hydrocarbon geology and potential. *Marine and Petroleum Geology* 12, 35-52.
- van Es, H.J., Vainsthein, D.I., Rozendaal, A., Donoghue, J.F., de Meijer, R.J., den Hartog, H.W., 2002. Thermoluminescence of ZrSiO₄ (zircon): A new dating method? *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B* 191, 649-652.
- Vandenbergh, J., Renssen, H., van Huissteden, K., Nugteren, G., Konert, M., Lu, H., Dodonov, A., Buylaert, J.-P., 2006. Penetration of Atlantic westerly winds into Central and East Asia. *Quaternary Science Reviews* 25, 2380-2389.
- Veit, V., 1986: Von der Autonomie zur Revolution und Volksrepublik: Qalqa 1911 bis 1924. In: Weiers, M. (Hrsg.): *Die Mongolen - Beiträge zu ihrer Geschichte und Kultur*. 632 S. Darmstadt.
- Visocekas, R., 1985. Tunnelling radiative recombination in labradorite: Its association with anomalous fading of thermoluminescence. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 10, 521-529.
- Wagner, G. A., 1995. *Altersbestimmung von jungen Gesteinen und Artefakten*. 277 S. Stuttgart.
- Wallinga, J., 2002. On the detection of OSL age overestimation using single-aliquot techniques. *Geochronometria* 21, 17-26.
- Wallinga, J., Murray, A., Botter-Jensen, L., 2002. Measurement of the dose in quartz in the presence of feldspar contamination. *Radiation Protection Dosimetry* 101, 367-370.

- Wallinga, J., Murray, A., Duller G.A.T., Törnqvist, T.E., 2001. Testing optically stimulated luminescence dating of sand-sized quartz and feldspar from fluvial deposits. *Earth and Planetary Science Letters* 193, 617-630.
- Wallinga, J., Murray, A., Duller, G.A.T., 2000a. Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by preheating. *Radiation Measurements* 32, 691-695.
- Wallinga, J., Murray, A., Wintle, A.G., 2000b. The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. *Radiation Measurements* 32, 529-533.
- Walther, M., 1999. Befunde zur jungquartären Klimaentwicklung rekonstruiert am Beispiel der Seespiegelstände des Uvs Nuur-Beckens (NW-Mongolei). *Die Erde* 130, 131-150.
- Walther, M., Wünnemann, B., Tschimeksaichan, A., 2003. Seen und Paläoseen in der Mongolei und Nordwestchina. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 147, 40-47.
- Wang, W., Ma, Y., Feng, Z., Narantsetseg, T., Liu, K.-B., Zhai, X., 2011. A prolonged dry mid-Holocene climate revealed by pollen and diatom records from Lake Ugii Nuur in central Mongolia. *Quaternary International* 229, 74-83.
- Wang, X.L., Lu, Y.C., Wintle, A.G., 2006. Recuperated OSL dating of fine-grained quartz in Chinese loess. *Quaternary Geochronology* 1-2, 89-100.
- Watanuki, T., Murray, A.S., Tsukamoto, S., 2003. A comparison of OSL ages derived from silt-sized quartz and polymineral grains from Chinese loess. *Quaternary Science Reviews* 22, 991-997.
- Weischet, W., Endlicher, W., 2000. Regionale Klimatologie. Teil 2: Die Alte Welt (Europa, Afrika, Asien). 625 S. Stuttgart.
- Wintle, A.G., 1973. Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. *Nature* 245, 143-144.
- Wintle, A.G., 1997. Luminescence dating: laboratory procedures and protocols. *Radiation Measurements* 27, 769-817.
- Wintle, A.G., 2008. Fifty years of luminescence dating. *Archeometry* 50, 276-312.

- Wintle, A.G., 2008. Luminescence dating: where it has been and where it is going. *Boreas* 37, 471-482.
- Wintle, A.G., Huntley, D.J., 1979. Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. *Nature* 279, 710-712.
- Wu, Y., Li, S., Lücke, A., Wünnemann, B., Zhou, L., Reimer, P., 2010. Lacustrine radiocarbon reservoir ages in Co Ngoin and Zige Tangco, Central Tibetan Plateau. *Quaternary International* 212, 21-25.
- Wünnemann, B., Pachur, H., Li, J., 1998. Chronologie der pleistozänen und holozänen Seespiegelschwankungen des Gaxun Nur/Sogo Nur und Baijian Hu, Innere Mongolei, Nordwestchina. *Petermanns Geographische Mitteilungen* 142, 191-206.
- Yang, B., Wang, J., Bräuning, A., Dong, Z., Esper, J., 2009. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quaternary International* 194, 68-78.
- Yang, L., Zhou, J., Lai, Z., Long, H., Zhang, J., 2010. Lateglacial and Holocene dune evolution in the Horqin dunefield of northeastern China based on luminescence dating. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 296, 44-51.
- Yang, X., 2001. Late Quaternary evolution and paleoclimates, western Alashan Plateau, Inner Mongolia, China. *Zeitschrift für Geomorphologie* 45, 1-16.
- Yang, X., Preusser, F., Radtke, U., 2006. Late Quaternary environmental changes in the Taklamakan Desert, western China, inferred from OSL dated lacustrine and aeolian deposits. *Quaternary Science Reviews* 25, 923-932.
- Yang, X., Rost, K.T., Lehmkuhl, F., Zhenda, Z., Dodson J., 2004. The evolution of dry lands in northern China and in the Republic of Mongolia since the Last Glacial Maximum. *Quaternary International* 118-119, 69-85.
- Zaitseva, G.I., Chugunov, K.V., Bokovenko, N.A., Dergachev, V.I., Dirksen, V.G., van Geel, B., Koulikova, M.A., Lebedeva, L.M., Sementsov, A.A., van der Plicht, J., Scott, E.M., Vasiliev, S.S., Lokhov, K.I., Bouriva, N. , 2005. Chronological study of archaeological sites and environmental change around 2600 BP in the Eurasian Steppe Belt (Uyuk valley, Tuva Republic). *Geochronometria* 24, 97-107.

- Zander, A., Degering, D., Preusser, F., Kasper, H.U., Brückner H., 2007. Optically stimulated luminescence dating of sublittoral and intertidal sediments from Dubai, UAE: Radioactive disequilibria in the uranium decay series. *Quaternary Geochronology* 2, 123-128.
- Zech, W., Hintermaier-Erhard, G., 2002. *Böden der Welt - Ein Bildatlas*. 120 S. Heidelberg.
- Zhang, J.F., Yan, C., Zhou, L.P., 2005. Feasibility of optical dating using halite. *Journal of Luminescence* 114, 234-240.
- Zhao, Y., Yu, Z., Liu, X., Zhao, C., Chen, F., Zhang, K., 2010. Late Holocene vegetation and climate oscillations in the Qaidam Basin of the northeastern Tibetan Plateau. *Quaternary Research* 73, 59-69.
- Zimmerman, D.W., 1971. Thermoluminescence using fine grains from pottery. *Archaeometry* 13, 29-52.

Anhang A: Röntgenpulverdiffraktometrie

Einen entscheidenden Hinweis darauf, womit die Quarze trotz einer sorgfältigen Probenaufbereitung verunreinigt sein könnten, liefert die Röntgendiffraktometrie. Diese ermöglicht es, für ein Pulverpräparat anhand der Beugung von Röntgenstrahlen an Netzebenen innerhalb der Kristalle den Abstand dieser zu bestimmen, und qualitative Rückschlüsse auf die enthaltenen Minerale zu ziehen (Borchardt-Ott 2009). Durchgeführt wurden die Analysen mit dem Pulverdiffraktometer D5000 der Firma Siemens. In diesem Gerät wird aus monochromatischer Röntgenstrahlung mithilfe eines Kollimators ein nahezu paralleles Strahlenbündel selektiert. Beim Auftreffen der Strahlen auf die Probe findet Röntgenbeugung nach der Bragg'schen Gleichung $n\lambda = 2d \sin\theta$ statt, wobei λ die Wellenlänge des einstrahlenden Röntgenstrahls ist, d der Abstand der Netzebenen, θ der Winkel zur Netzebene, unter dem die Strahlung auftrifft und n eine ganze Zahl. Der Röntgenstrahl wird an der Netzebenenschar reflektiert und passiert einen Empfangs-Schlitz, einen weiteren Kollimator sowie einen Streuschlitz, so dass nur die gebeugte Röntgenstrahlung den Detektor erreichen kann. Da der Röntgenstrahl innerhalb des Kristalls an mehreren zueinander parallelen Netzebenen reflektiert wird, ergibt sich ein Gangunterschied, der gemessen wird und aus dem sich der mineralspezifische Netzebenenabstand ermitteln lässt. Während der Messung werden Röntgenröhre, Probe, und Detektor zueinander so gedreht, dass sich der Winkel zwischen Röhre und Probe um $\delta\theta$ und der Winkel zwischen Röhre und Detektor um $2\delta\theta$ ändert. Daraus ergibt sich ein „Spektrum“ aus Einstrahlwinkel und Signalintensität. Die Auswertung der Messungen erfolgt mit der Software Diffrac^{plus} sowie EVA 13 (Version 2007).

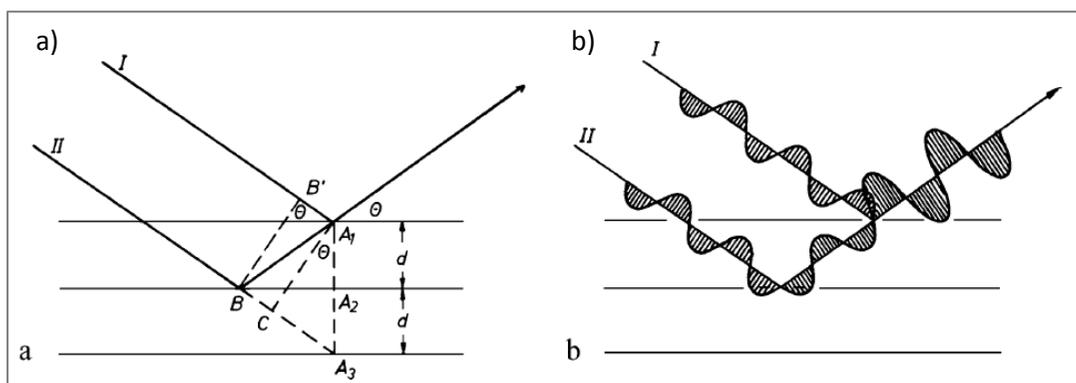


Abb. A1: a) Beugung eines Röntgenstrahlbündels an einer Netzebenenschar (A^1 , A^2 , A^3). b) Interferenz der an der Netzebenenschar reflektierten Röntgenwellen (aus: Borchardt-Ott 2009).

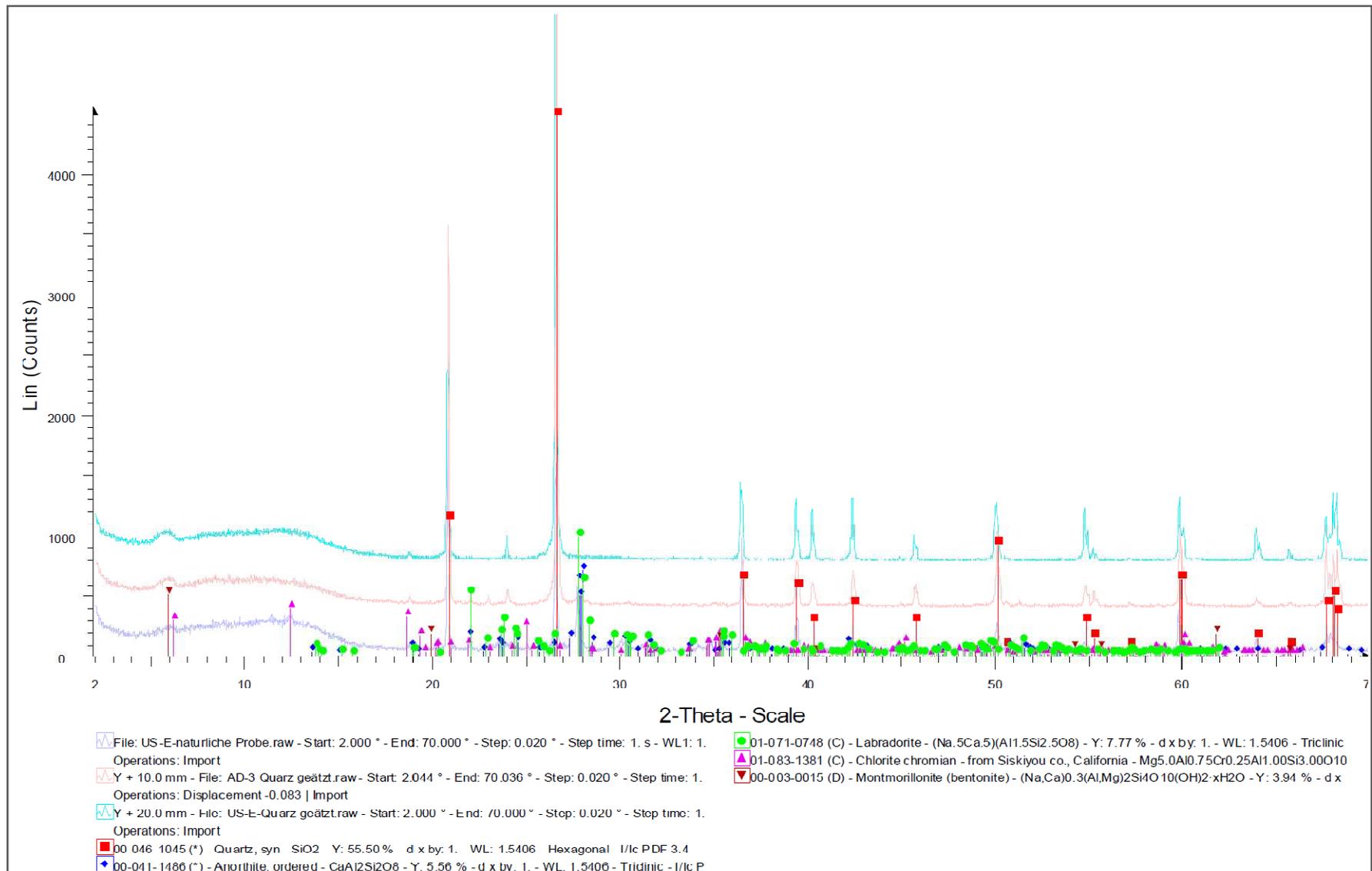


Abb. A2: Röntgenpulverdiffraktogramme der vollständig aufbereiteten und geätzten „Quarz“-Proben US-E (türkis) und AD-3 (rosa) und der unbehandelten Probe US-E (grau) sowie zugeordnete Reflexe (zur Verfügung gestellt durch Michael Dietze, TU Dresden).

Anhang B:

Flotation

Die Flotation ist eine Methode, mit der die Feldspat- und Quarz-Anteile einer Probe separiert werden können. Grundlage dieser Methode ist die Trennung der Minerale nach ihren Oberflächeneigenschaften. Hierbei wird das Feldspat-Quarz-Gemisch in eine wässrige Suspension eingegeben. Durch Zugabe von Octadecylamin wird die Feldspatoberfläche hydrophob und lagert sich an Luftblasen, die in die Suspension eingegeben werden, an (Ney 1986). Die Körner steigen mit kontinuierlich erzeugten Blasen nach oben und sinken in einen schräg angebrachten Auffangbehälter wieder ab („Hallimond-Zelle“, Abb. B1)

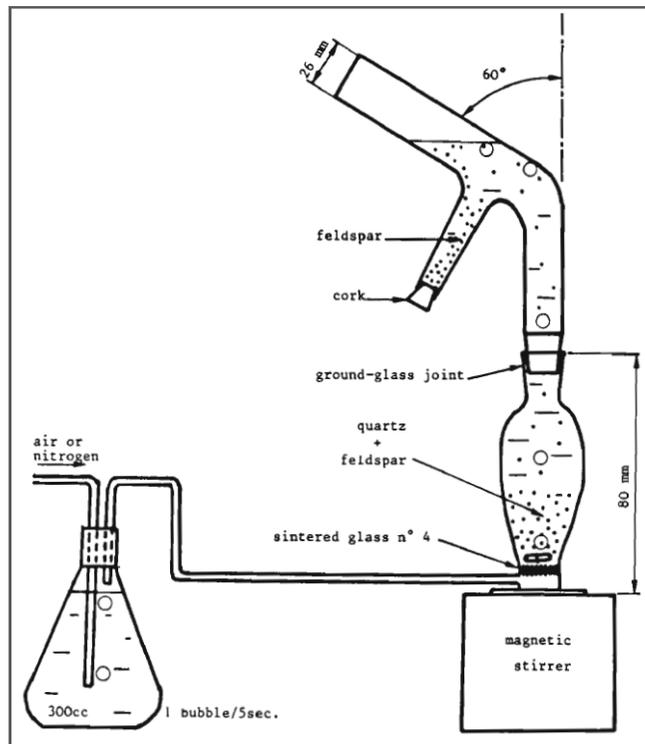


Abb. B1: Hallimond-Zelle (nach Miallier et al 1983).

Die Chemisch-Physikalischen Grundlagen dieses Verfahrens lassen sich wie folgt skizzieren: In Wasser suspendierte Teilchen tragen eine Ladung, die abhängig ist von der Mineralart. Aufgrund Coulombscher Anziehungskräfte kommt es in einer Lösung zu einer Anziehung zwischen geladener Mineraloberfläche und entgegengesetzt geladenen Ionen (Ney 1973). Durch Zugabe von „Sammlern“ werden die Feldspatkörner befähigt, der wässrigen Phase zu entfliehen und sich an der Grenzfläche der gasförmigen Phase anzureichern. Der Sammler Octadecylamin besitzt eine hohe Adsorptionsenergie mit der Mineraloberfläche, bildet somit eine Schicht wasserstoffabweisender Kohlenwasserstoffketten um das Mineralkorn, wodurch dessen hydrophobes Verhalten entsteht.

Die „Aktivierung“ der Oberfläche geschieht durch Zugabe von Flusssäure (Fluorid-Ionen lagern sich an die stark positiv geladenen Feldspatoberflächen an und bilden negativ geladene Al-F_2^{2-} -Gruppen, die nun kationenaktive Sammler adsorbieren können) und pH-Wert-Regulation (2-2,5) mit Schwefelsäure.

Anhang C: Die Lumineszenzmessgeräte

Die Lumineszenzmessungen wurden durchgeführt mit den Geräten TL/OSL-DA12, TL/OSL-DA15 und TL/OSL-DA20 der Firma Risø. Abbildung C1 verdeutlicht den Aufbau dieser Geräte.

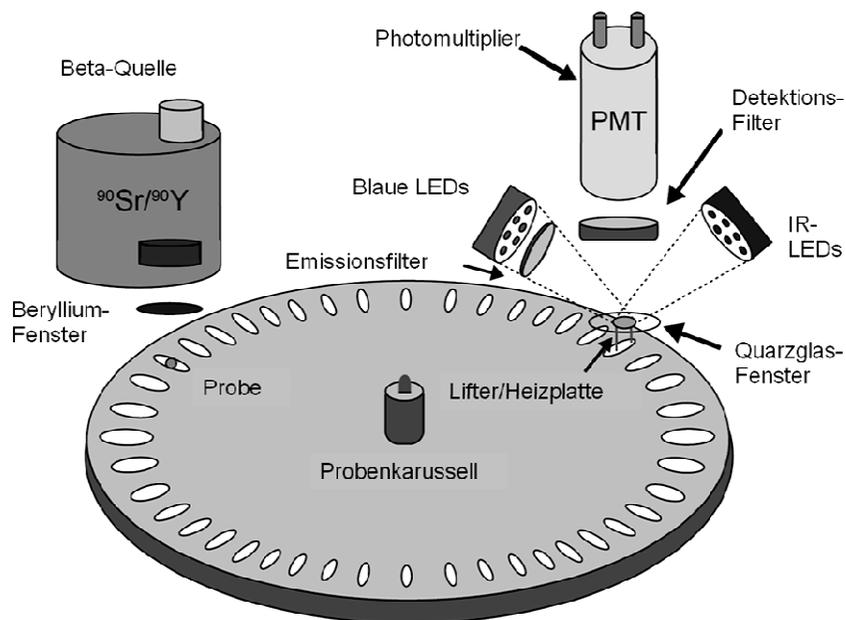


Abb. C1: Schematische Skizze des Messgeräts (verändert nach Risø Guide to The Risø TL/OSL Reader 2010).

Der Probenteller ermöglicht es, 24 bzw. 48 Aliquots in einem Messdurchgang zu messen. Die Plättchen werden von einer $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ - β -Quelle bestrahlt, im Lifter aufgeheizt, angehoben und durch die Leuchtdioden stimuliert. Die Lumineszenz wird mit dem Photomultiplier, dem ein Filtersatz vorgeschaltet ist, detektiert. Das Messsignal wird an einen angeschlossenen Rechner weitergeleitet, der die Ausleuchtcurven aufzeichnet. Desweiteren gehören noch eine Vakuumpumpe und eine Stickstoffzuleitung zum Messplatz; eine Bleiburg schirmt die β -Quelle ab. Die zuvor festgelegten Parameter der Messsequenz (Software „Sequence Pro“ von Risø, Version 3.30, 2008) werden über einen angeschlossenen PC gesteuert.

Anhang D:
Vorheiz-Tests

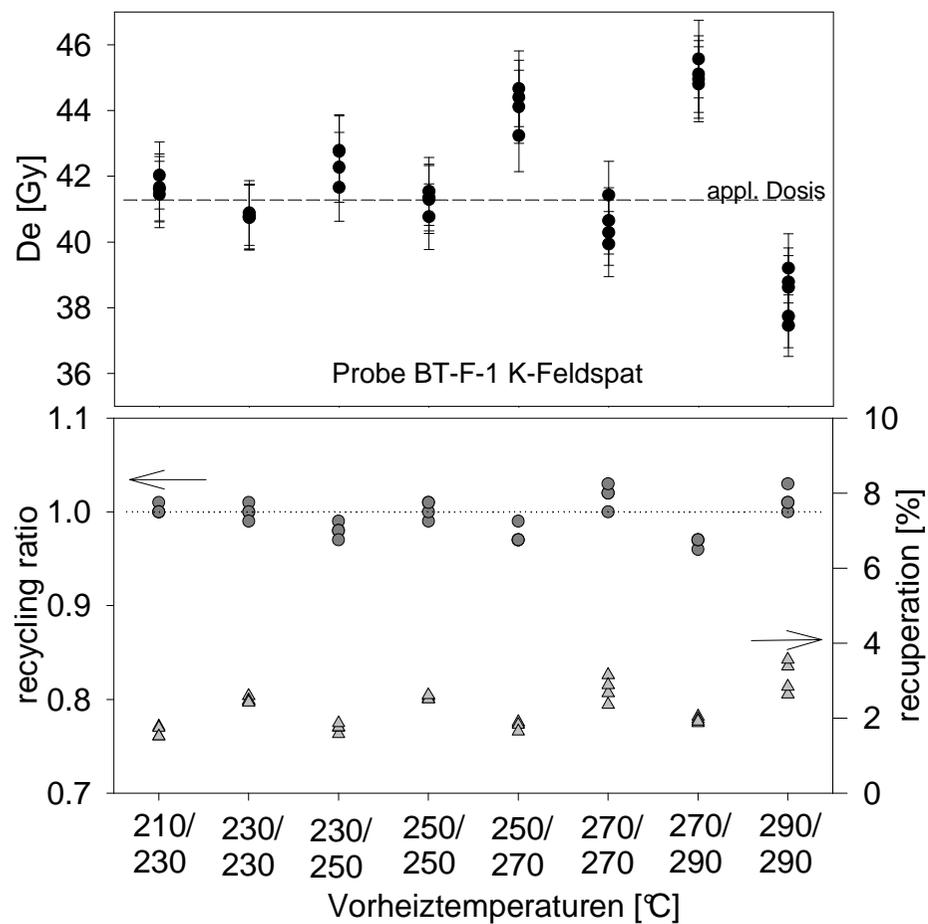


Abb. D1: Graphische Auswertung des DRT-Preheat-Tests der Probe BT-F 1.

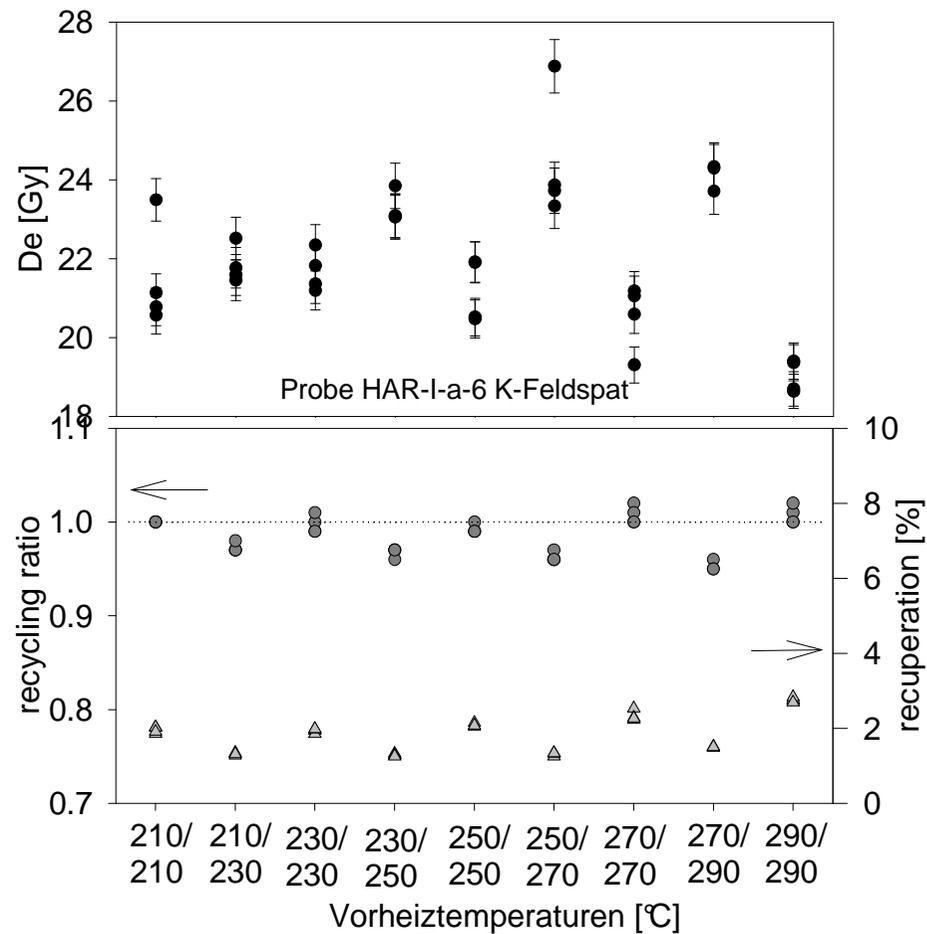


Abb. D2: Graphische Auswertung des Preheat-Tests der Probe HAR-I-a-6.

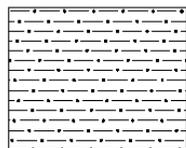
Anhang E: Gamma-Spektrometrie

Bei der γ -Spektrometrie wird das Energiespektrum der natürlichen γ -Strahlung von Uran, Thorium und Kalium sowie deren Tochterprodukte analysiert. γ -Strahlung entsteht, da sich der Atomkern als Folge des Zerfalls in einem Zustand höherer Energie befindet. Durch Emission eines γ -Quants geht der neue Kern wiederum in einen weniger angeregten Zustand über. Die dabei ausgesandte γ -Strahlung besitzt für das jeweilige Isotop charakteristische und sehr diskrete Energien (Krieger 2009).

Durchgeführt wurden die Messungen mit einem Reinst-Germanium-Detektor (HPGe) der Firma Ortec. Als Material zur Detektion von γ -Strahlung wird ein Einkristall aus hochreinem Germanium verwendet. Dieser befindet sich zwischen zwei Elektroden, an die eine Spannung angelegt wird. Die eintreffende ionisierende Strahlung schlägt gebundene Elektronen heraus und erzeugt somit in dem Kristall entlang ihrer Bahn paarweise freie Elektronen und Defektelektronen (Löcher). Ist die Energie der freien Elektronen groß genug, können sie weitere Elektronen-Defektelektronen-Paare erzeugen. Der kaskadenförmige Prozess der Energieübertragung dauert ca. 1 - 10ps. Dieser Prozess läuft so lange, bis alle Elektronen ihre Energie soweit abgegeben haben, dass keine weiteren Ionisationsvorgänge innerhalb des Halbleiterkristalls mehr möglich sind. Die Anzahl der entstandenen Elektronen-Defektelektronen hängt somit von der Energie ab, die von der einfallenden Primärstrahlung an den Kristall abgegeben wird. Durch das von außen angelegte elektrische Feld zwischen den Elektroden werden die Elektronen und Defektelektronen an den Elektroden gesammelt und der Spannungsimpuls gemessen. Durch eine der Messung vorausgegangene Energiekalibrierung können die gemessenen Peaks mit Literaturwerten für jedes Element und Isotop verglichen werden. Die ermittelten Isotopengehalte von Uran, Thorium und Kalium werden mit Hilfe einer charakteristischen Strahlungsverteilung auf eine jährliche Dosisleistung [$\mu\text{Gy/a}$] umgerechnet (Wagner 1995, Zander 2000).

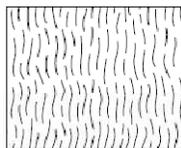
Um im Halbleiterkristall einen Dunkelstrom zu verhindern, muss der Halbleiter mit flüssigem Stickstoff gekühlt werden. Zur Abschirmung der natürlich vorhandenen Umgebungsstrahlung wird der Detektor mit Blei abgeschirmt.

Anhang F: Legende der Profilzeichnungen



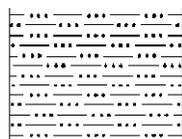
619

Sandiger/schluffiger Ton



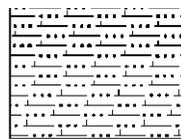
685

Löß



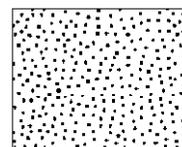
616

Schluff



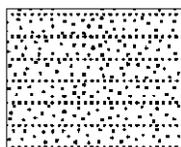
617

Schluff, carbonatisiert



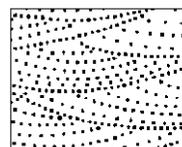
607

Sand



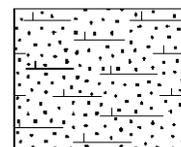
608

Sand in Lagen



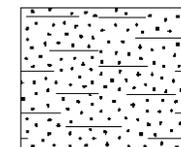
609

Sand in Kreuzschichtung



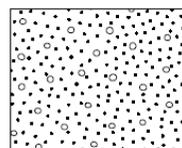
613

Sand, carbonatisiert



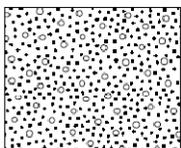
612

Toniger/schluffiger Sand



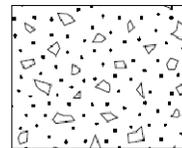
601

Kies/Steine in geringer
Menge enthalten



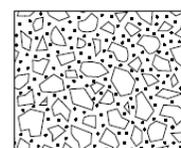
602

Kies/Steine in großer
Menge enthalten



605

Grus/Steine in geringer
Menge enthalten



606

Grus/Steine in
großer Menge enthalten

Abb. F 1: Legende der Horizontcharakterisierung in den Profilabbildungen gemäß dem von der „Federal Geographic Data Committee der USA“ erarbeiteten Standard.

Verwendet wurde eine Auswahl der „Sedimentary Lithology Pattern, Series 600“ (http://ngmdb.usgs.gov/fgdc_gds/geolsymstd/fgdc-geolsym-patternchart.pdf)

Anhang G:
Korngrößenanalysen

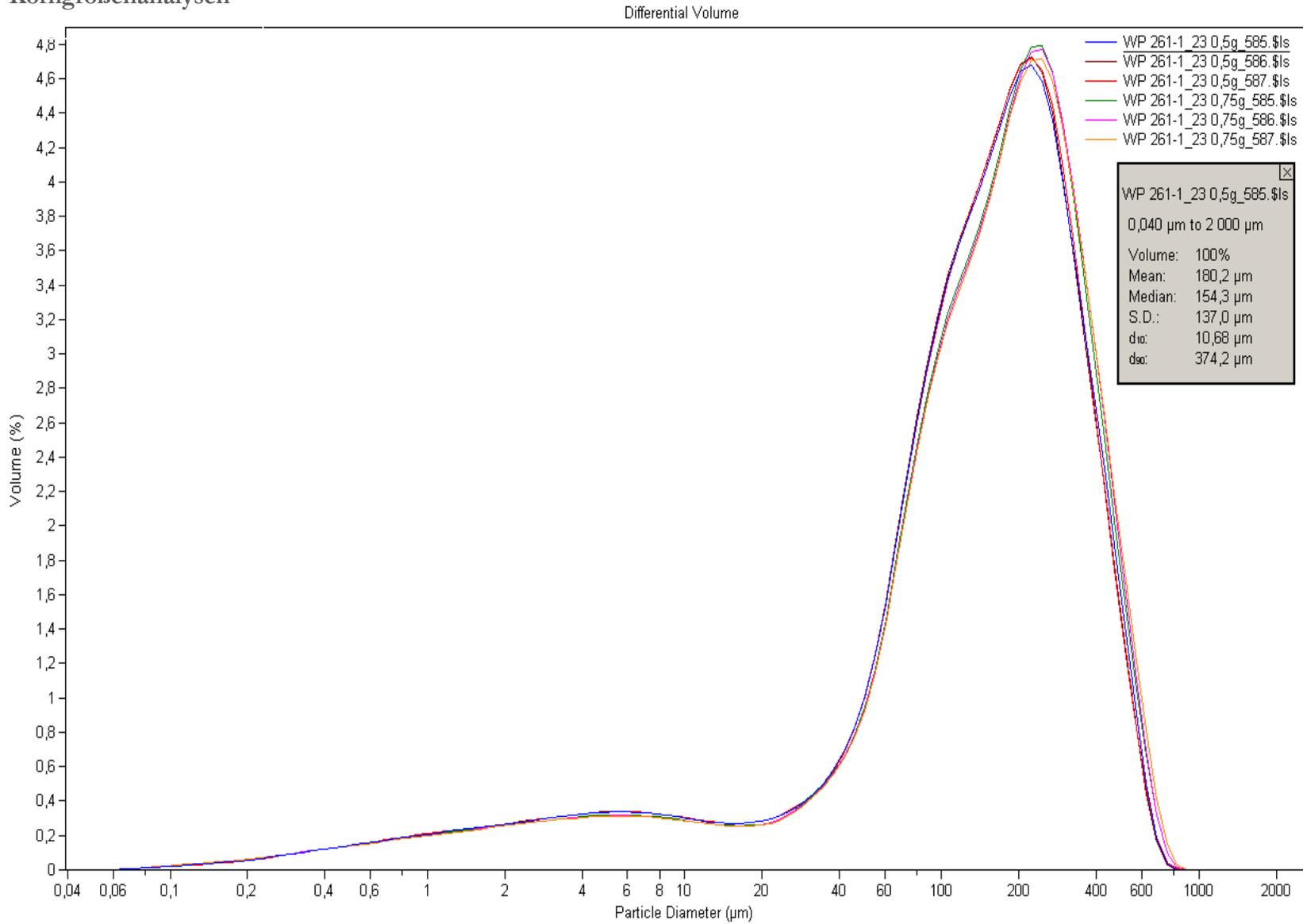


Abb. G1: Korngrößenspektrum der Probe HAR-II-1 (zur Verfügung gestellt von F. Lehmkuhl, Aachen).

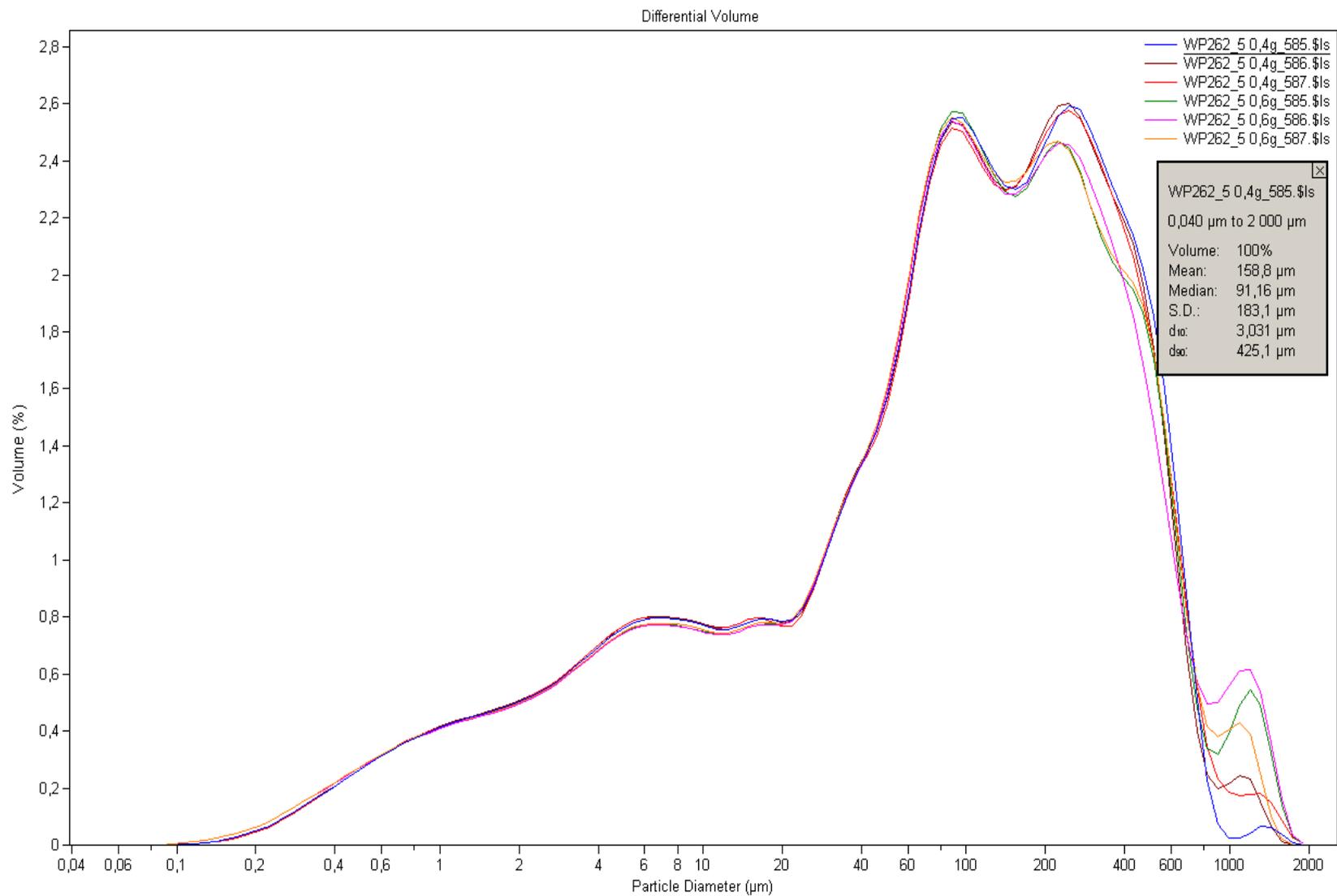


Abb. G2: Korngrößenpektrum der Probe HAR-III-1 (zur Verfügung gestellt von F. Lehmkuhl, Aachen).

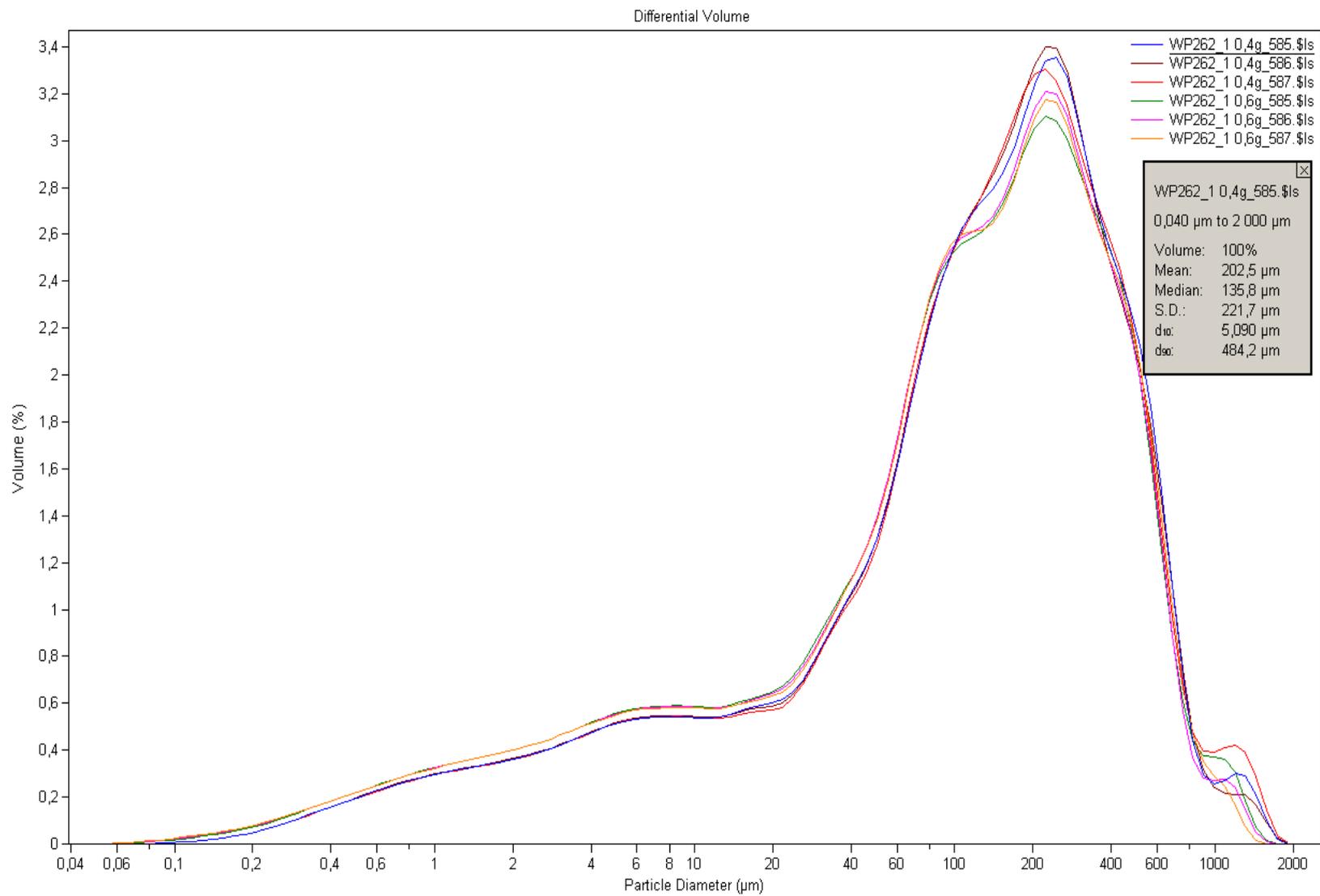


Abb. G3: Korngrößenpektrum der Probe direkt über der Basis von HAR-III (zur Verfügung gestellt von F. Lehmkuhl, Aachen).

Anhang H:

Ergebnistabellen

Im Folgenden erfolgt die tabellarische Zusammenfassung der Datierungsergebnisse aus den vier Teilarbeitsgebieten. Angegeben sind die für die Ermittlung der Dosisleistung erforderlichen Daten zur Tiefenlage der Probe, die per Gamma-Spektrometrie ermittelten Gehalte an Uran, Thorium und Kalium und der gemessene Wassergehalt. Des Weiteren sind die relative Standardabweichung (rsd) und die overdispersion (od) der IRSL-Messung von n Teilproben angegeben. In der Spalte „ D_e ohne 1.“ ist der Mittelwert der Äquivalenzdosiswerte ohne die Korrektur des „*optical cross-talk*“ (Kap. 5.13) und des „*anomalous fading*“ (Kap. 5.12) angegeben. Kursiv markierte Äquivalenzdosiswerte wurden mit dem Finite Mixture Model (statt Central Age Model) ermittelt. In der Spalte CT-Faktor ist der gem. Kap. 5.13 ermittelte optical cross-talk-Korrekturfaktor angegeben. Beträgt dieser 1, ist keine Korrektur erforderlich, weil a) die Messung mit einer Messposition Abstand durchgeführt wurde (also nach Kenntnis des Problems oder bei Verwendung des post-IR-IR_{290°C}-Protokolls), oder die Nachmessungen ergeben haben, dass für die betreffende Probe das Problem nicht signifikant ist. In der Spalte „korr. D_e “ ist das Produkt aus D_e und CT-Faktor angegeben. Außerdem angegeben ist der g-value als Maß für die fading-Korrektur, das fading korrigierte Alter sowie der Anteil der fading-Korrektur am ermittelten Alter.

Tab. H1: Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Khongoryn Els“

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	H ₂ O (%)	Dosisleistung (Gy/ka)	D _e ohne 1. (Gy)	rsd	od	n	Alter uncorr. (ka)	CT-Faktor	corr. D _e (Gy)	Alter inkl. CT (ka)	g (%)	fading corr. Alter (ka)	corr. (%)
BT-1	0.75	1.98 ± 0.09	6.48 ± 0.35	2.36 ± 0.07	8	3.80 ± 0.25	2.89 ± 0.16	13	12	21	0.76 ± 0.07	1.46	4.22 ± 0.23	1.11 ± 0.09	2.8	1.35 ± 0.22	25
BT-2	1.25	1.60 ± 0.08	5.44 ± 0.30	2.07 ± 0.06	16	3.37 ± 0.22	4.11 ± 0.25	17	16	22	1.22 ± 0.11	1.26	5.18 ± 0.32	1.54 ± 0.14	1.8	1.76 ± 0.31	15
BT-3	1.70	1.89 ± 0.09	6.28 ± 0.34	2.25 ± 0.07	21	3.65 ± 0.24	7.11 ± 0.41	14	12	22	1.95 ± 0.17	1.32	9.39 ± 0.54	2.57 ± 0.22	2.8	3.23 ± 0.53	25
BT-S-5	1.45	1.11 ± 0.07	3.27 ± 0.22	2.34 ± 0.06	4	3.40 ± 0.20	0.80 ± 0.10			5	0.24 ± 0.03	1	0.80 ± 0.10	0.24 ± 0.03		0.30 ± 0.04	
BT-F-1	0.30	1.91 ± 0.1	6.53 ± 0.38	2.35 ± 0.09	4	3.77 ± 0.28	30.20 ± 1.77	15	14	23	8.01 ± 0.76	1	30.20 ± 1.77	8.01 ± 0.76	2.8	12.60 ± 2.80	26
BT-F-2	1.00	1.81 ± 0.09	5.81 ± 0.32	2.18 ± 0.06	6	3.53 ± 0.24	46.81 ± 2.52	9	9	21	13.26 ± 1.15	1.18	55.24 ± 2.97	15.65 ± 1.36	3.2	20.33 ± 2.70	30
US-A1	0.10	1.96 ± 0.09	6.61 ± 0.36	1.86 ± 0.06	1	3.60 ± 0.11	33.86 ± 1.82	10	9	23	9.41 ± 0.58	1	33.86 ± 1.82	9.41 ± 0.58	2.8	11.89 ± 1.92	26
US-A2	0.65	1.01 ± 0.05	3.15 ± 0.18	2.37 ± 0.02	1	3.46 ± 0.10	40.07 ± 2.09	5	4	10	11.58 ± 0.69	1	40.07 ± 2.09	11.58 ± 0.69		15.20 ± 1.36	
US-B	1.00	0.87 ± 0.05	2.90 ± 0.17	2.24 ± 0.07	0	3.36 ± 0.09	40.00 ± 2.24	13	12	23	11.90 ± 0.74	1	40.00 ± 2.24	11.90 ± 0.74	3.9	16.57 ± 1.77	39
US-C	1.45	1.03 ± 0.04	3.43 ± 0.14	2.16 ± 0.02	1	3.26 ± 0.09	39.37 ± 2.19	12	11	22	12.08 ± 0.75	1	39.37 ± 2.19	12.08 ± 0.75		16.48 ± 1.76	
US-D	1.00	0.94 ± 0.05	3.05 ± 0.17	2.14 ± 0.06	0	3.29 ± 0.09	38.80 ± 2.06	7	6	12	11.79 ± 0.70	1	38.80 ± 2.06	11.79 ± 0.70		16.48 ± 1.76	
US-E	1.40	0.91 ± 0.02	3.44 ± 0.57	2.13 ± 0.02	0	3.20 ± 0.09	38.38 ± 1.97	5	5	24	11.99 ± 0.70	1	38.38 ± 1.97	11.99 ± 0.70	3.2	14.96 ± 1.41	30
US-F	1.60	0.83 ± 0.05	2.77 ± 0.16	2.30 ± 0.07	0	3.36 ± 0.09	42.19 ± 2.21	5	5	12	12.56 ± 0.74	1	33.86 ± 1.82	12.56 ± 0.74		15.63 ± 2.10	
US-G	0.50	1.11 ± 0.04	3.39 ± 0.26	2.36 ± 0.02	1	3.57 ± 0.10	36.45 ± 1.95	7	6	12	10.21 ± 0.62	1	36.45 ± 1.95	10.21 ± 0.62	2.9	15.96 ± 1.47	27
US-H	0.40	0.80 ± 0.04	2.47 ± 0.15	2.15 ± 0.06	1	3.25 ± 0.09	36.43 ± 1.9	5	4	12	11.21 ± 0.66	1	36.43 ± 1.90	11.21 ± 0.66	4.3	13.10 ± 2.07	45
US-J	0.65	0.87 ± 0.05	3.67 ± 0.54	2.26 ± 0.02	0	3.43 ± 0.10	38.09 ± 1.93	3	1	11	11.10 ± 0.65	1	38.09 ± 1.93	11.10 ± 0.65		15.96 ± 1.50	
US-K	0.50	0.84 ± 0.04	2.70 ± 0.16	2.16 ± 0.06	0	3.27 ± 0.09	37.35 ± 1.93	4	4	12	11.42 ± 0.67	1	37.35 ± 1.93	11.42 ± 0.67		14.25 ± 2.08	
US-M	1.80	0.82 ± 0.04	2.90 ± 0.19	2.15 ± 0.04	1	3.18 ± 0.09	65.44 ± 3.33	3	2	12	20.58 ± 1.20	1	65.44 ± 3.33	20.58 ± 1.20	3.2	14.35 ± 1.28	31
AD-1	1.10	0.72 ± 0.04	2.30 ± 0.14	1.79 ± 0.05	0	2.78 ± 0.13	0.98 ± 0.13	40	31	7	0.35 ± 0.05	1	0.98 ± 0.13	0.35 ± 0.05		0.46 ± 0.07	
AD-2	1.90	0.77 ± 0.04	2.46 ± 0.14	2.01 ± 0.06	0	2.98 ± 0.13	3.57 ± 0.19	5	3	8	1.20 ± 0.08	1	4.21 ± 0.22	1.41 ± 0.10		1.53 ± 0.15	
AD-3	2.80	0.71 ± 0.04	2.23 ± 0.13	1.76 ± 0.05	0	2.70 ± 0.16	3.35 ± 0.18	4	3	8	1.24 ± 0.10	1	3.35 ± 0.18	1.24 ± 0.10		1.51 ± 0.14	
KG-1	4.50	0.83 ± 0.05	2.69 ± 0.15	2.30 ± 0.09	13	3.08 ± 0.18	24.8 ± 1.31	6	5	10	8.06 ± 0.63	1	24.80 ± 1.31	8.06 ± 0.63	4.0	11.10 ± 1.29	38
KG-E-1	0.45	0.73 ± 0.05	2.28 ± 0.16	2.04 ± 0.06	0	3.02 ± 0.15	14.32 ± 0.74	6	5	22	4.74 ± 0.34	1.27	18.19 ± 0.94	6.02 ± 0.43		8.04 ± 0.77	
KG-E-2	0.85	0.61 ± 0.04	1.93 ± 0.12	1.89 ± 0.06	1	2.82 ± 0.14	15.62 ± 0.80	6	5	22	5.54 ± 0.40	1.07	16.71 ± 0.86	5.93 ± 0.42	3.6	7.47 ± 0.72	34

Tab. H2: Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Tal der Gobi-Seen“

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	H ₂ O (%)	Dosisleistung (Gy/ka)	D _e ohne 1. (Gy)	rsd	od	n	Alter uncorr. (ka)	CT-Faktor	corr. D _e (Gy)	Alter inkl. CT (ka)	g (%)	fading korr. Alter (ka)	korr. (%)
ON-2	0.50	1.31 ± 0.06	4.02 ± 0.22	2.20 ± 0.07	1	3.44 ± 0.19	0.40 ± 0.05			5	0.12 ± 0.01	1	0.40 ± 0.05	0.12 ± 0.01		0.12 ± 0.01	
ON-4	1.00	1.72 ± 0.08	5.68 ± 0.31	2.07 ± 0.06	3	3.54 ± 0.20	2.33 ± 0.14	12	10	11	0.66 ± 0.05	1	2.33 ± 0.14	0.66 ± 0.05		0.79 ± 0.10	
ON-N-1	0.50	1.82 ± 0.09	6.28 ± 0.35	2.92 ± 0.09	6	4.41 ± 0.25	7.07 ± 0.37	8	7	23	1.60 ± 0.12	1.29	9.12 ± 0.48	2.07 ± 0.16	1.7	2.56 ± 0.28	13
ON-N-2	1.15	0.86 ± 0.05	3.19 ± 0.18	1.98 ± 0.06	3	3.05 ± 0.16	16.22 ± 0.95	17	15	26	5.32 ± 0.42	1	16.22 ± 0.95	5.32 ± 0.42		6.43 ± 0.77	
ON-N-3	1.35	1.32 ± 0.06	5.17 ± 0.28	2.00 ± 0.06	16	3.33 ± 0.18	13.25 ± 0.78	11	10	11	3.98 ± 0.32	1.15	15.24 ± 0.90	4.58 ± 0.37		5.21 ± 0.75	
ON-N II-1	0.35	1.06 ± 0.05	3.59 ± 0.20	1.84 ± 0.05	1	3.04 ± 0.16	4.19 ± 0.22	9	8	23	1.38 ± 0.10	1.14	4.78 ± 0.25	1.57 ± 0.12		1.84 ± 0.21	
ON-N II-2	1.00	1.97 ± 0.11	7.50 ± 0.45	2.51 ± 0.1	10	4.14 ± 0.28	13.18 ± 0.68	7	6	23	3.18 ± 0.27	1.14	15.03 ± 0.78	3.63 ± 0.31	2	4.25 ± 0.51	17
SW-1	0.15	2.98 ± 0.13	10.19 ± 0.54	2.20 ± 0.07	4	4.32 ± 0.52	15.91 ± 0.91	9	9	11	3.68 ± 0.49	1.11	17.66 ± 1.01	4.09 ± 0.54		4.90 ± 0.59	
SW-2	1.00	2.89 ± 0.13	11.39 ± 0.60	2.35 ± 0.07	7	4.32 ± 0.28	23.92 ± 1.28	10	10	26	5.54 ± 0.47	1	23.92 ± 1.28	5.54 ± 0.47		6.69 ± 0.80	
SW II-1	0.20	1.66 ± 0.08	5.66 ± 0.31	2.20 ± 0.07	3	3.66 ± 0.21	10.09 ± 0.64	15	13	12	2.76 ± 0.24	1	10.09 ± 0.64	2.76 ± 0.24		3.31 ± 0.40	
SW II-2	0.70	1.48 ± 0.07	4.76 ± 0.27	2.11 ± 0.06	4	3.26 ± 0.16	11.28 ± 0.64	13	13	23	3.46 ± 0.26	1	11.28 ± 0.64	3.46 ± 0.26		4.17 ± 0.50	
ATSW-1	1.55	0.74 ± 0.05	2.67 ± 0.17	2.00 ± 0.08	2	3.10 ± 0.20	31.00 ± 1.83	11	10	12	10.00 ± 0.84	1	31.00 ± 1.83	10.00 ± 0.84		12.00 ± 1.40	
ATSW-2	1.60	1.26 ± 0.06	4.86 ± 0.28	2.13 ± 0.08	13	3.14 ± 0.20	34.93 ± 1.85	6	5	12	11.12 ± 0.92	1	34.93 ± 1.85	11.12 ± 0.92		13.40 ± 1.60	
ATSW-3	1.05	1.32 ± 0.07	3.64 ± 0.21	1.77 ± 0.07	3	3.01 ± 0.19	8.48 ± 0.45	6	4	12	2.82 ± 0.23	1	8.48 ± 0.45	2.82 ± 0.23		3.40 ± 0.40	
ATSW-4	4.15	0.63 ± 0.04	2.49 ± 0.15	2.16 ± 0.08	1	3.05 ± 0.17	79.06 ± 5.09	12	11	8	25.92 ± 2.21	1	79.06 ± 5.09	25.92 ± 2.21		31.10 ± 3.70	

Tab. H3: Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Mongol Els“

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	H ₂ O (%)	Dosisleistung (Gy/ka)	D _e ohne 1. (Gy)	rsd	od	n	Alter uncorr. (ka)	CT-Faktor	korr. D _e (Gy)	Alter inkl. CT (ka)	g (%)	fading korr. Alter (ka)	korr. (%)
ME-R-1	0.27	1.29 ± 0.07	5.54 ± 0.32	2.15 ± 0.08	4	3.42 ± 0.20	0.80 ± 0.05	71	47	11	0.23 ± 0.02	1	0.80 ± 0.05	0.23 ± 0.02	2.4	0.27 ± 0.03	16
ME-R-2	0.80	1.64 ± 0.08	7.25 ± 0.41	2.15 ± 0.08	6	3.62 ± 0.22	1.14 ± 0.08	18	15	15	0.31 ± 0.03	1	1.14 ± 0.08	0.31 ± 0.03		0.37 ± 0.03	
ME-R-3	1.20	1.60 ± 0.08	6.95 ± 0.40	2.16 ± 0.08	6	3.52 ± 0.21	4.18 ± 0.23	9	8	16	1.19 ± 0.10	1	4.18 ± 0.23	1.19 ± 0.10	2.5	1.43 ± 0.31	21
ME-R-4	1.40	1.02 ± 0.05	3.44 ± 0.20	2.49 ± 0.1	2	3.40 ± 0.17	3.89 ± 0.22	11	10	16	1.14 ± 0.09	1.26	4.90 ± 0.28	1.44 ± 0.11		1.74 ± 0.38	
ME-R-5	1.75	0.91 ± 0.05	3.68 ± 0.21	2.39 ± 0.09	3	3.35 ± 0.17	4.50 ± 0.25	9	8	11	1.34 ± 0.10	1	4.50 ± 0.25	1.34 ± 0.10	3.6	1.43 ± 0.14	33
ME-D-1	0.95	0.75 ± 0.04	2.60 ± 0.15	1.89 ± 0.07	1	2.82 ± 0.14	2.56 ± 0.14	9	7	17	0.91 ± 0.07	1	2.56 ± 0.14	0.91 ± 0.07	n.d.a	1.00 ± 0.07	
ME-D-2	1.95	0.90 ± 0.05	3.20 ± 0.19	1.95 ± 0.08	5	2.91 ± 0.15	3.14 ± 0.17	8	5	19	1.08 ± 0.08	1.15	3.61 ± 0.20	1.24 ± 0.09	n.d.a	1.36 ± 0.10	
ME-S-1	0.15	0.75 ± 0.04	2.80 ± 0.16	2.02 ± 0.08	3	2.97 ± 0.15	8.03 ± 0.47	13	12	20	2.70 ± 0.21	1.29	10.36 ± 0.61	3.49 ± 0.27	n.d.a	4.01 ± 0.56	
ME-S-2	1.00	0.74 ± 0.04	2.73 ± 0.17	1.99 ± 0.08	0	2.90 ± 0.15	9.35 ± 0.51	9	8	18	3.22 ± 0.24	1.33	12.44 ± 0.68	4.29 ± 0.32	1.9	4.96 ± 0.69	15
ME-T-1	0.30	1.10 ± 0.06	4.03 ± 0.23	2.01 ± 0.06	4	3.29 ± 0.18	390 ± 24	9	9	10	119 ± 10	1	390 ± 24	119 ± 10	p-IR	119 ± 10	
ME-T-2	0.55	0.99 ± 0.05	3.29 ± 0.19	1.99 ± 0.06	1	3.17 ± 0.17	403 ± 23	8	5	9	127 ± 10	1	403 ± 23	127 ± 10	p-IR	127 ± 10	
ME-T-3	0.85	1.05 ± 0.05	3.05 ± 0.18	1.88 ± 0.06	1	3.04 ± 0.16	347 ± 25	18	16	10	114 ± 10	1	347 ± 25	114 ± 10	p-IR	114 ± 10	
ME-T-4	2.07	1.55 ± 0.08	2.61 ± 0.18	1.65 ± 0.06	1	2.84 ± 0.18	429 ± 26	19	14	10	151 ± 13	1	429 ± 26	151 ± 13	p-IR	151 ± 13	
SG-I-1	2.40	0.79 ± 0.05	2.86 ± 0.18	1.97 ± 0.08	1	2.96 ± 0.18	427 ± 32	20	17	10	144 ± 14	1	427 ± 32	144 ± 14	p-IR	144 ± 14	
SG-I-2	2.70	0.79 ± 0.05	2.86 ± 0.18	1.97 ± 0.08	2	2.96 ± 0.18	383 ± 21	8	6	10	129 ± 11	1	383 ± 21	129 ± 11	p-IR	129 ± 11	
SG-I-3	4.00	0.81 ± 0.05	3.06 ± 0.19	2.07 ± 0.08	3	3.02 ± 0.18	408 ± 23	9	6	10	135 ± 11	1	408 ± 23	135 ± 11	p-IR	135 ± 11	
SG-II-1	2.95	2.13 ± 0.11	7.20 ± 0.42	2.30 ± 0.09	4	3.92 ± 0.29	772 ± 60	19	15	10	197 ± 22	1	772 ± 60	197 ± 22	p-IR	197 ± 22	
SG-II-2	7.70	1.83 ± 0.09	6.73 ± 0.37	2.30 ± 0.07	1	3.73 ± 0.23	641 ± 37	11	10	10	172 ± 15	1	641 ± 37	172 ± 15	p-IR	172 ± 15	
SG-II-3	12.65	1.79 ± 0.09	8.29 ± 0.47	2.27 ± 0.09	4	3.76 ± 0.26	735 ± 42	8	6	10	195 ± 18	1	735 ± 42	195 ± 18	p-IR	195 ± 18	

Tab. H4: Ergebnisse der Dosisleistungsbestimmung und der IRSL-Datierung aus dem Teilarbeitsgebiet „Orchon Tal (Kharborin)“

Probe	Tiefe (m)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	H ₂ O (%)	Dosisleistung (Gy/ka)	D _e ohne 1. (Gy)	rsd	od	n	Alter uncorr. (ka)	CT-Faktor	corr. D _e (Gy)	Alter inkl. CT (ka)	g (%)	fading corr. Alter (ka)	corr. (%)
Har-I-a-1	0.27	1.20 ± 0.05	7.26 ± 0.37	2.12 ± 0.05	4	3.67 ± 0.20	3.24 ± 0.18	15	12	24	0.88 ± 0.07	1	3.24 ± 0.18	0.88 ± 0.07	1.1	0.70 ± 0.1	8
Har-I-a-2	0.63	1.31 ± 0.06	7.24 ± 0.37	2.13 ± 0.05	4	3.70 ± 0.20	2.82 ± 0.15	10	8	23	0.76 ± 0.06	1.23	3.47 ± 0.18	0.94 ± 0.07		1.02 ± 0.22	
Har-I-a-3	0.92	1.30 ± 0.06	7.00 ± 0.36	2.09 ± 0.05	6	3.63 ± 0.19	3.22 ± 0.19	17	15	22	0.89 ± 0.07	1.5	4.83 ± 0.29	1.33 ± 0.11	0.9	1.44 ± 0.32	10
Har-I-a-4	1.40	1.86 ± 0.1	10.50 ± 0.61	2.68 ± 0.10	8	4.29 ± 0.12	6.04 ± 0.31	7	6	23	1.41 ± 0.08	1.1	6.64 ± 0.34	1.55 ± 0.09	1.6	1.60 ± 0.30	13
Har-I-a-5	1.75	2.04 ± 0.07	10.72 ± 0.23	2.51 ± 0.02	9	4.21 ± 0.15	8.41 ± 0.45	10	10	24	2.00 ± 0.13	1.46	12.28 ± 0.66	2.92 ± 0.19		3.40 ± 0.30	
Har-I-a-6	2.05	2.04 ± 0.07	11.08 ± 0.15	2.50 ± 0.02	10	4.20 ± 0.16	17.35 ± 0.94	8	8	22	4.13 ± 0.27	1.26	21.86 ± 1.18	5.20 ± 0.34	1.7	5.93 ± 0.54	14
Har-I-a-7	2.55	1.88 ± 0.04	9.49 ± 0.15	2.56 ± 0.02	10	4.09 ± 0.14	24.91 ± 1.32	9	8	24	6.09 ± 0.38	1.2	29.89 ± 1.58	7.31 ± 0.46		8.40 ± 2.30	
Har-I-a-8	2.75	2.03 ± 0.05	11.24 ± 0.14	2.54 ± 0.02	13	4.22 ± 0.14	26.47 ± 1.43	10	9	22	6.27 ± 0.40	1.15	30.44 ± 1.64	7.21 ± 0.46	3.7	9.75 ± 0.90	35
HAR-I-b-1	0.25	1.44 ± 0.05	8.25 ± 0.54	2.43 ± 0.05	6	3.76 ± 0.11	2.81 ± 0.12	56	49	21	0.75 ± 0.04	1	2.81 ± 0.12	0.75 ± 0.04	1.5	0.84 ± 0.08	12
HAR-I-b-2	0.55	1.49 ± 0.06	8.16 ± 0.66	2.43 ± 0.05	5	3.74 ± 0.11	3.51 ± 0.23	68	49	21	0.94 ± 0.07	1	3.51 ± 0.23	0.94 ± 0.07	3.1	1.19 ± 0.15	27
HAR-I-b-3	0.90	1.55 ± 0.19	9.08 ± 0.55	2.42 ± 0.05	5	3.80 ± 0.11	39.88 ± 2.45	24	19	22	10.49 ± 0.71	1	39.88 ± 2.45	10.49 ± 0.71	3.7	14.90 ± 1.10	35
HAR-I-b-4	1.50	1.52 ± 0.09	8.29 ± 0.49	2.41 ± 0.05	5	3.72 ± 0.10	31.06 ± 1.60	6	5	21	8.35 ± 0.49	1.23	38.20 ± 1.97	10.30 ± 0.60	2.8	12.81 ± 1.61	25
Har-II-1	0.30	1.43 ± 0.06	8.25 ± 0.43	2.06 ± 0.05	6	3.66 ± 0.21	3.70 ± 0.24	21	16	23	1.01 ± 0.09	1.32	4.88 ± 0.32	1.33 ± 0.12		1.50 ± 0.22	
Har-II-2	0.70	1.42 ± 0.06	8.03 ± 0.41	2.08 ± 0.05	6	3.65 ± 0.20	8.19 ± 0.43	7	6	19	2.24 ± 0.17	1.54	12.61 ± 0.66	3.45 ± 0.26	2.3	4.13 ± 0.52	20
Har-II-3	1.29	1.33 ± 0.06	8.11 ± 0.43	2.10 ± 0.05	6	3.62 ± 0.20	18.08 ± 0.94	6	6	23	4.99 ± 0.38	1.32	23.87 ± 1.24	6.59 ± 0.50	2.4	7.98 ± 1.24	21
Har-II-4	1.94	1.33 ± 0.06	7.42 ± 0.38	2.16 ± 0.05	5	3.61 ± 0.19	27.04 ± 1.61	16	14	20	7.49 ± 0.60	1.39	37.59 ± 2.24	10.41 ± 0.83	1.6	11.73 ± 1.70	13
Har-II-5	2.29	1.34 ± 0.06	8.27 ± 0.42	2.11 ± 0.05	6	3.61 ± 0.20	34.51 ± 1.76	5	5	26	9.56 ± 0.72	1	34.51 ± 1.76	9.56 ± 0.72	1.9	11.12 ± 1.01	16
Har-III-1	0.21	1.52 ± 0.07	8.70 ± 0.44	2.00 ± 0.05	3	3.67 ± 0.21	11.45 ± 0.57	49	36	14	3.12 ± 0.24	1	11.45 ± 0.57	3.12 ± 0.24	1.9	3.60 ± 0.40	16
Har-III-2	0.73	1.48 ± 0.06	8.57 ± 0.44	2.02 ± 0.05	2	3.65 ± 0.21	37.70 ± 2.23	16	15	24	10.33 ± 0.85	1.24	46.75 ± 2.77	12.81 ± 1.06		14.95 ± 1.88	
Har-IV-1	0.21	1.56 ± 0.07	9.26 ± 0.07	2.09 ± 0.05	2	3.81 ± 0.21	8.05 ± 0.49	63	69	13	2.11 ± 0.18	1	8.05 ± 0.49	2.11 ± 0.18	2.5	2.56 ± 0.70	21
Har-IV-2	0.70	1.59 ± 0.07	9.55 ± 0.49	2.09 ± 0.05	2	3.81 ± 0.22	38.54 ± 2.12	10	10	19	10.12 ± 0.81	1	38.54 ± 2.12	10.12 ± 0.81	1.8	11.60 ± 2.10	15
Har-V-1	0.23	1.59 ± 0.07	8.71 ± 0.44	2.01 ± 0.05	2	3.70 ± 0.21	18.52 ± 1.34	28	25	23	5.01 ± 0.46	1.48	27.48 ± 0.88	7.43 ± 0.48	2.8	9.29 ± 0.81	25

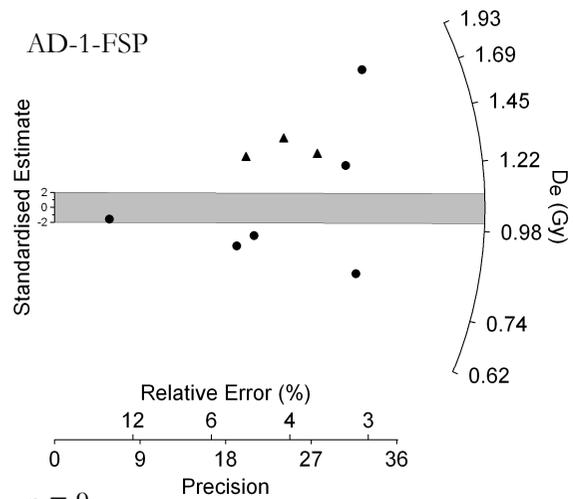
Anhang I:

Radial Plots

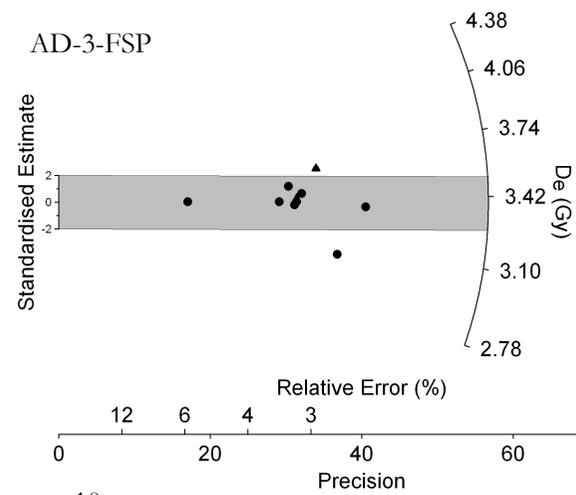
Im Folgenden sind die Ergebnisse der Äquivalenzdosismessungen aller in dieser Arbeit datierten Proben in Form von „radial plots“ (s. Kap. 4.11) dargestellt. Auf der x-Achse ist der relative Standardfehler in % ablesbar, sowie reziprok dazu die Präzision. Auf der rechten z-Achse in logarithmischer Einteilung kann der D_e -Wert abgelesen werden. Die y-Achse gibt die standardisierte Abweichung vom Mittelwert an. Diese ist aus Gründen der Übersichtlichkeit auf den Bereich von zwei Standardabweichungen (2σ) begrenzt.

Die dargestellten D_e -Werte sind nicht fading-korrigiert und auch eine Korrektur des „optical cross-talk“ ist nicht einbezogen, um möglichst originäre Daten darzustellen. Bei den Proben, für die optical cross-talk in Frage kommt, sind die Aliquots auf der ersten Messposition, bzw. die nachträglich mit Abstand gemessenen Plättchen durch Dreiecke dargestellt. (Proben, bei denen keine Dreiecke im radial plot erkennbar sind, sind Messungen, bei denen das Problem des optical cross-talk keine Rolle spielt, da sie von vornherein mit jeweils einer Messposition Abstand gemessen wurden, z.B. nach dem Bekanntwerden des Problems, sowie bei post-IR-IR_{290°C}-Messungen).

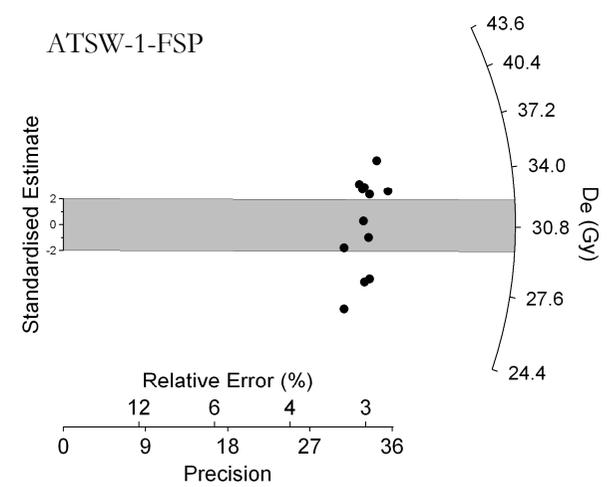
Die Grafiken sind alphabetisch und nach zunehmender Tiefenlage sortiert, entsprechende „dose recovery tests“ (DRT) werden den jeweiligen Proben zugeordnet.



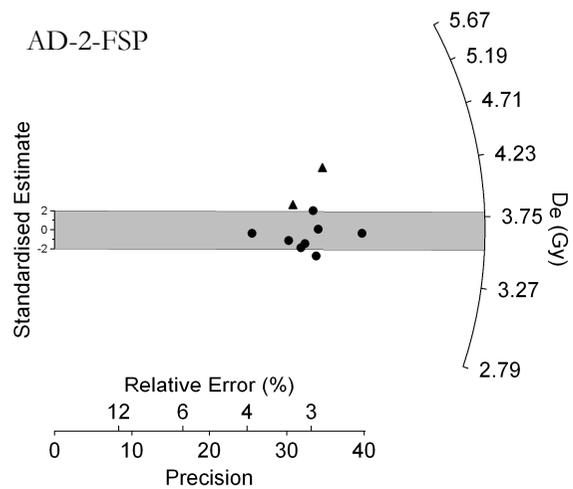
n = 9
RSD 34.00
OD 31.70



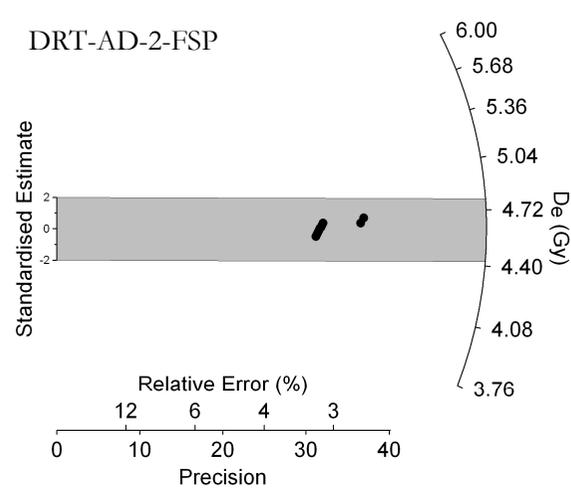
n = 10
RSD 4.57
OD 3.72



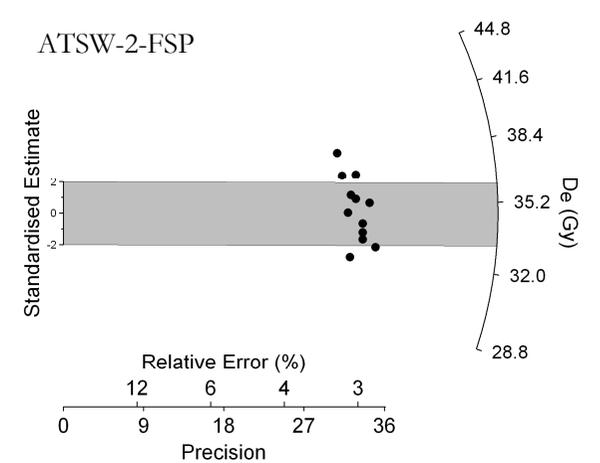
n = 12
RSD 10.95
OD 10.36



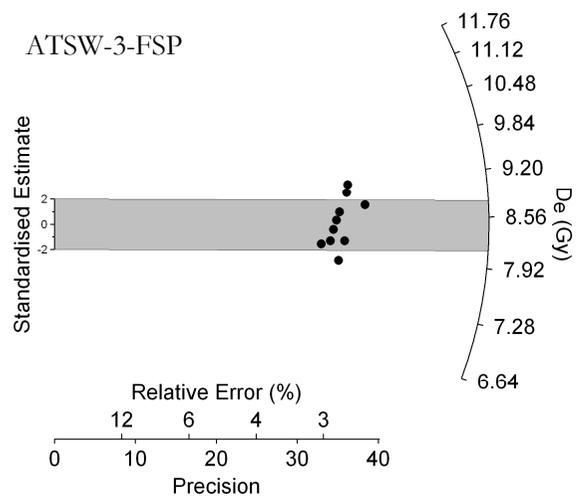
n = 10
RSD 8.68
OD 7.33



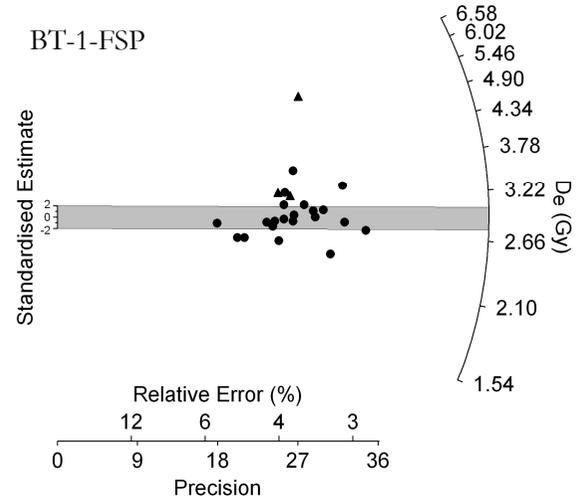
n = 12
RSD 1.16
OD 0.00



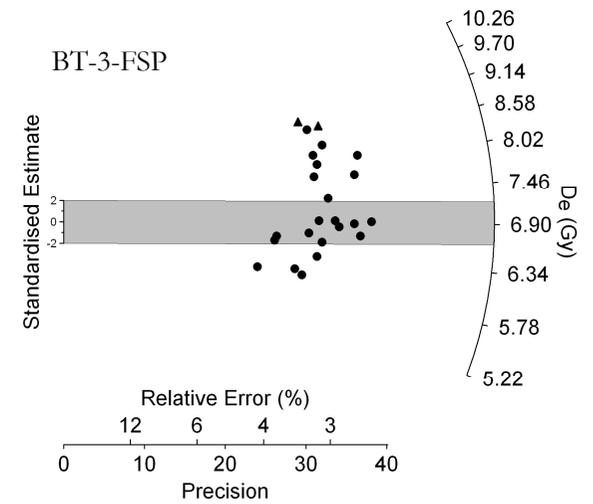
n = 12
RSD 6.39
OD 5.17



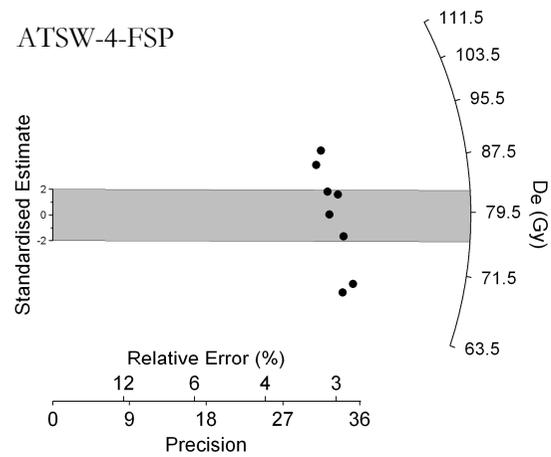
n = 10
RSD 5.54
OD 4.42



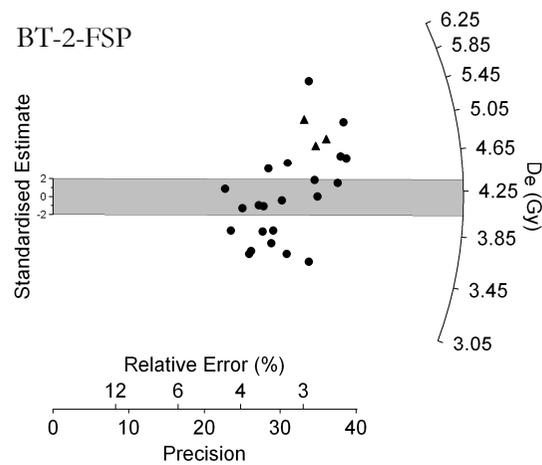
n = 24
RSD 25.94
OD 19.69



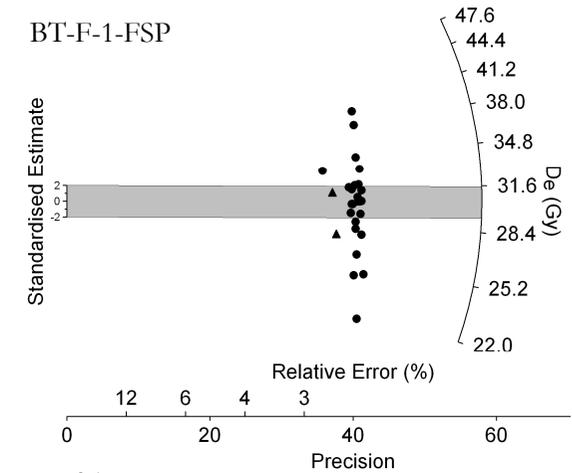
n = 24
RSD 15.25
OD 14.16



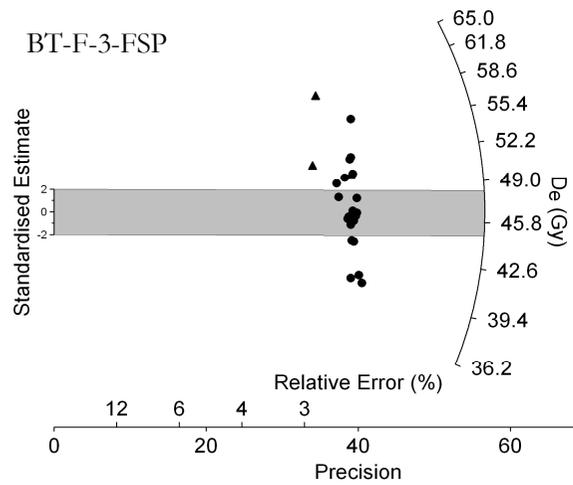
n = 10
RSD 8.68
OD 7.33



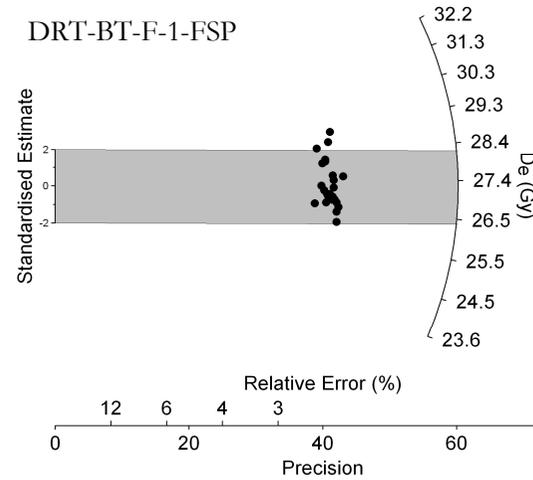
n = 25
RSD 17.52
OD 16.52



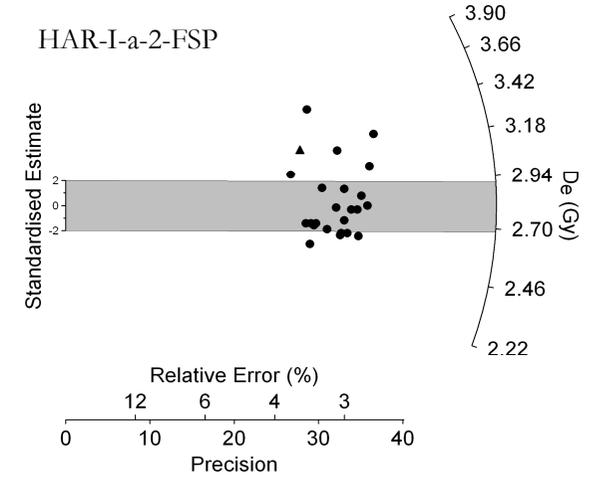
n = 26
RSD 13.97
OD 13.65



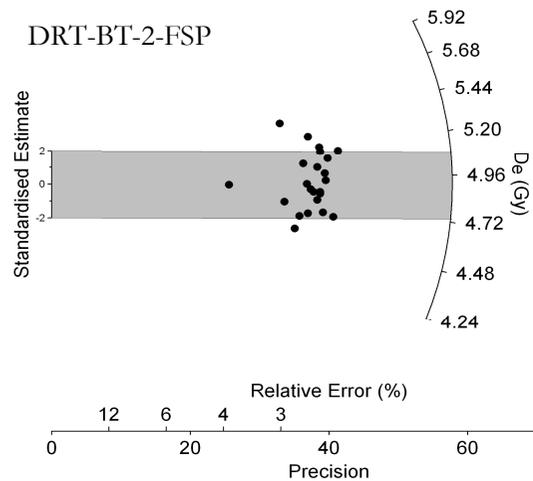
n = 24
RSD 11.11
OD 10.22



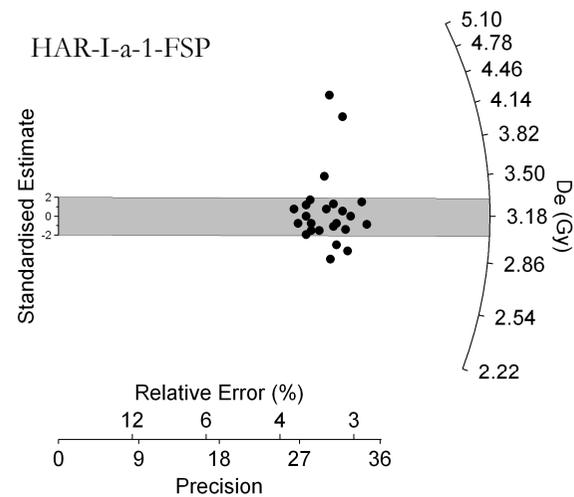
n = 24
RSD 3.13
OD 1.78



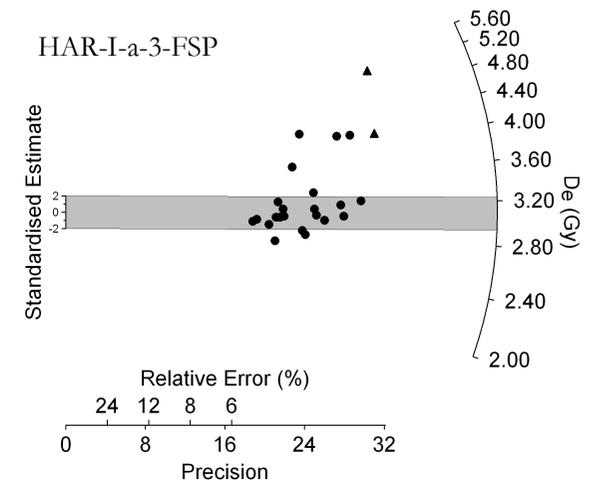
n = 23
RSD 10.02
OD 8.67



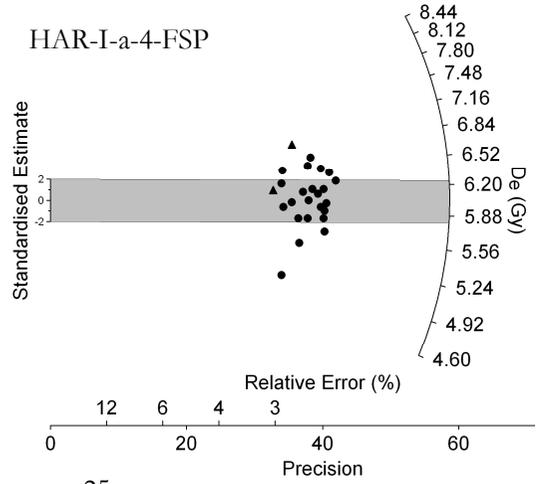
n = 24
RSD 4.58
OD 3.44



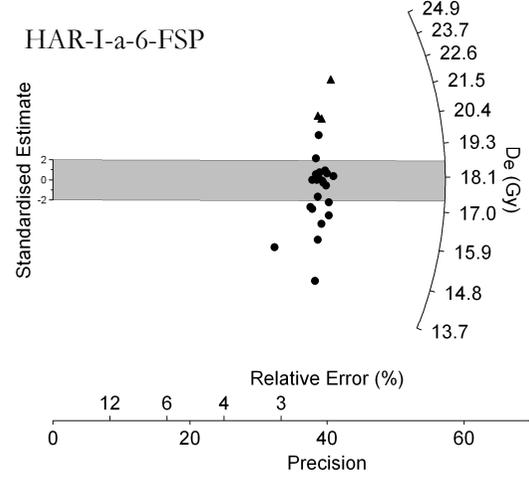
n = 25
RSD 11.70
OD 9.92



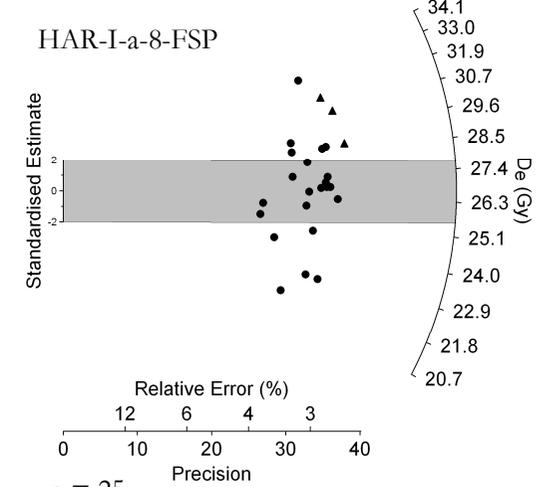
n = 24
RSD 21.26
OD 18.37



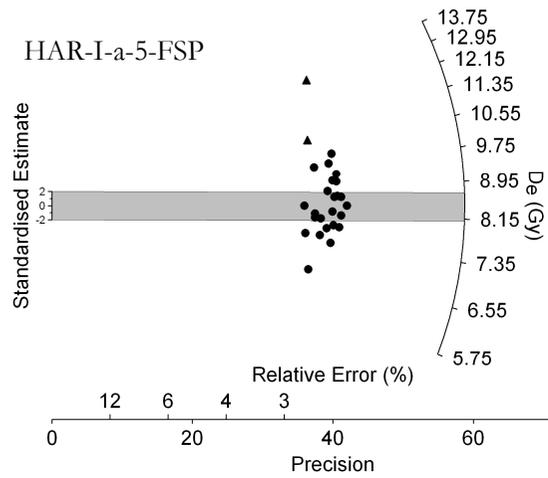
n = 25
RSD 7.34
OD 6.33



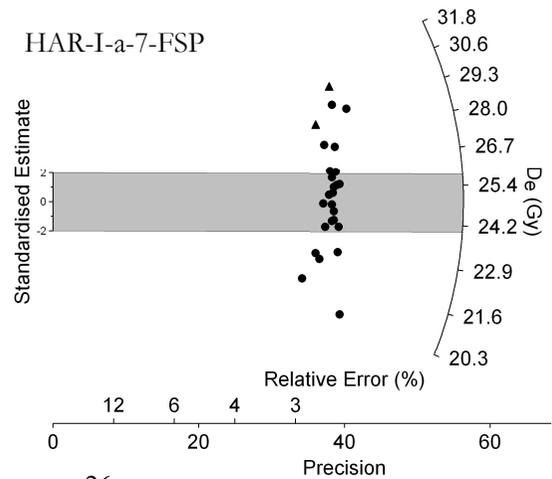
n = 25
RSD 11.28
OD 10.64



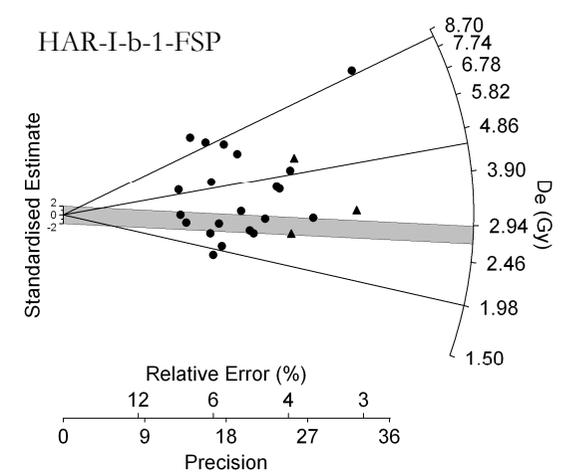
n = 25
RSD 10.47
OD 9.85



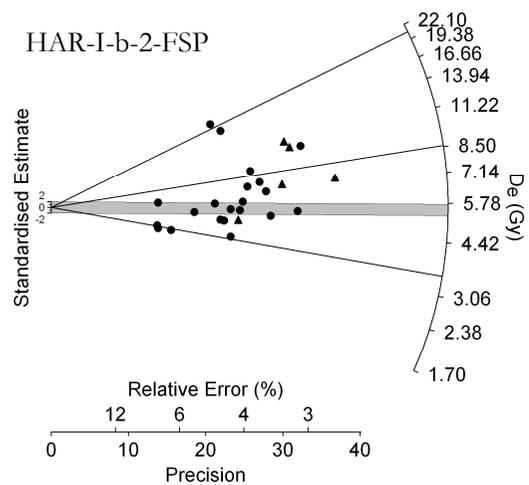
n = 26
RSD 15.96
OD 13.95



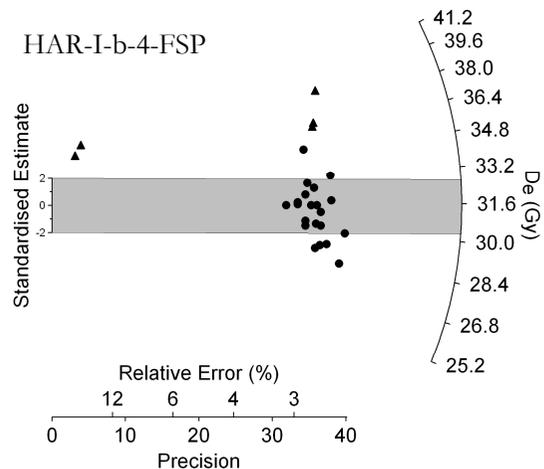
n = 26
RSD 10.04
OD 9.46



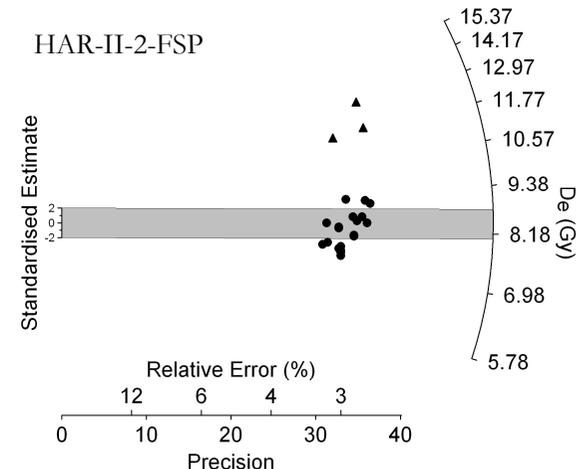
n = 24
RSD 54.67
OD 47.07



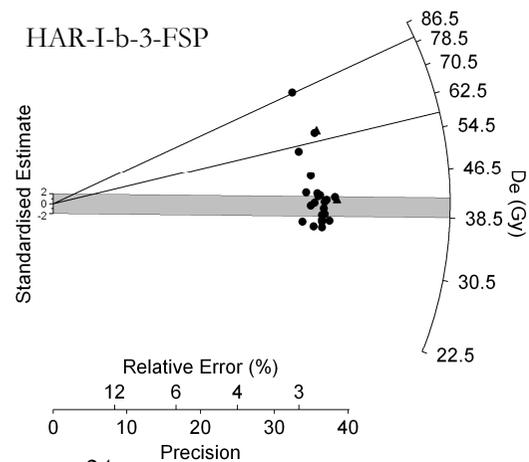
n = 24
RSD 38.35
OD 35.3



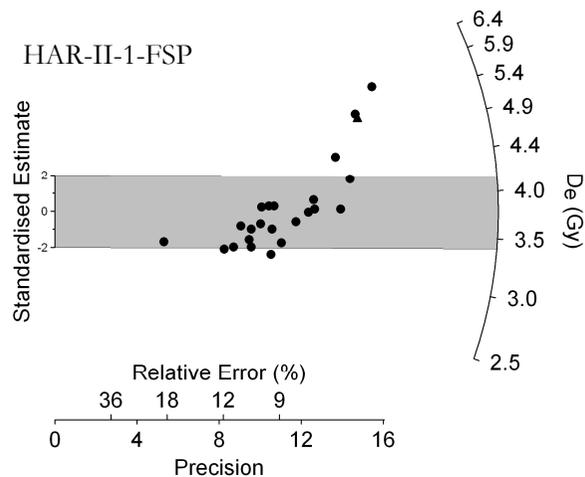
n = 24
RSD 9.04
OD 10.34



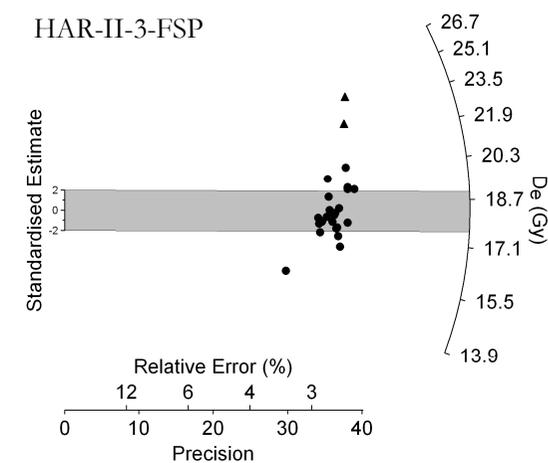
n = 22
RSD 18.86
OD 16.02



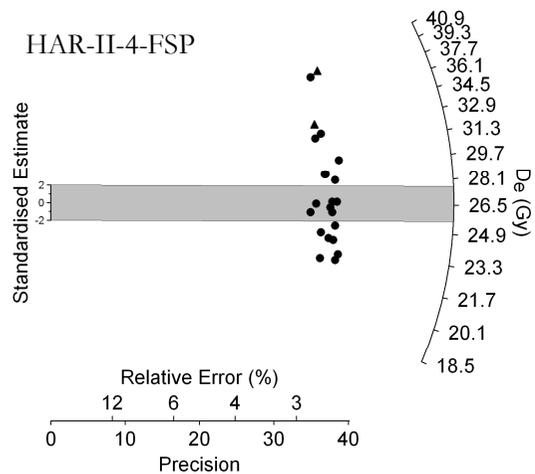
n = 24
RSD 17.13
OD 14.78



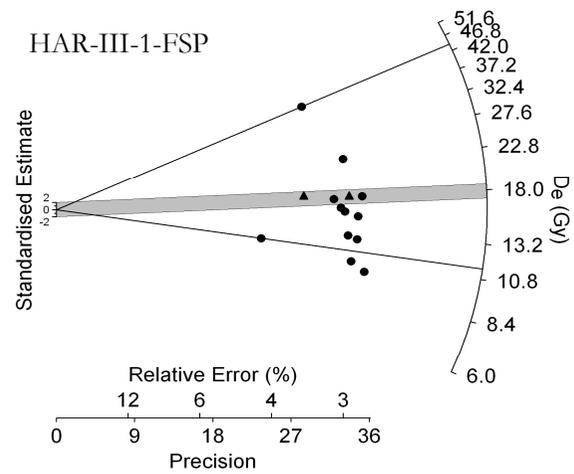
n = 24
RSD 21.68
OD 17.67



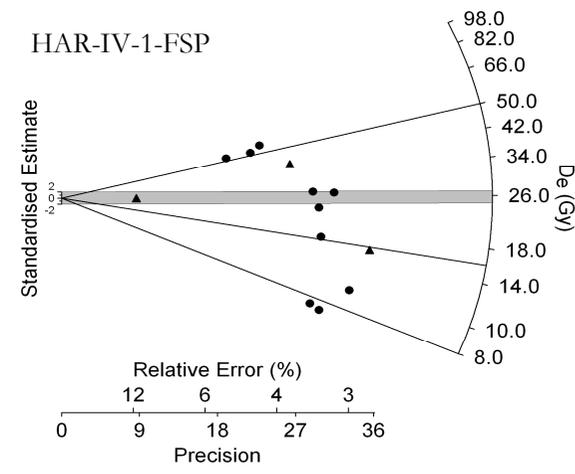
n = 25
RSD 10.27
OD 9.50



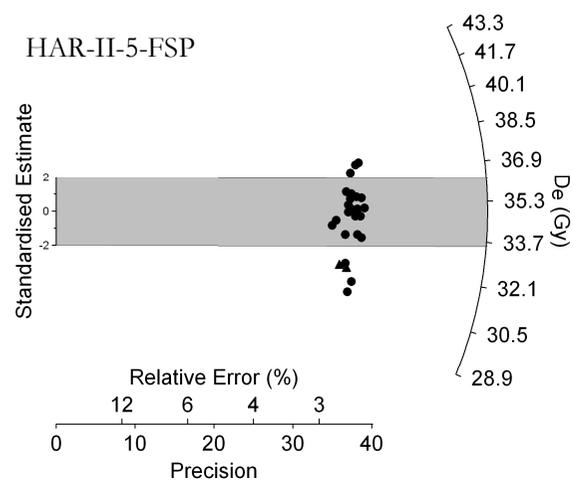
n = 22
RSD 18.54
OD 16.66



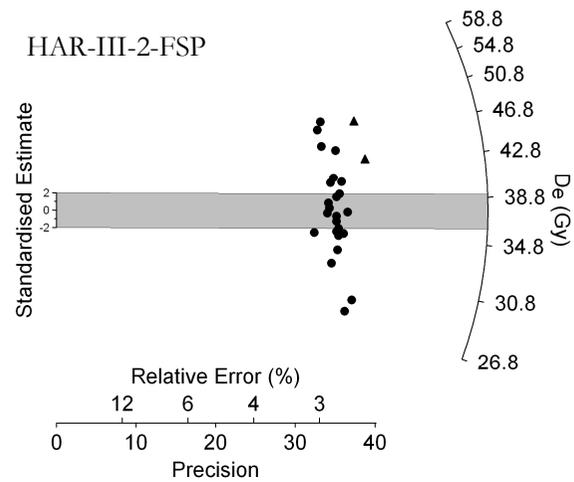
n = 14
RSD 48.63
OD 36.45



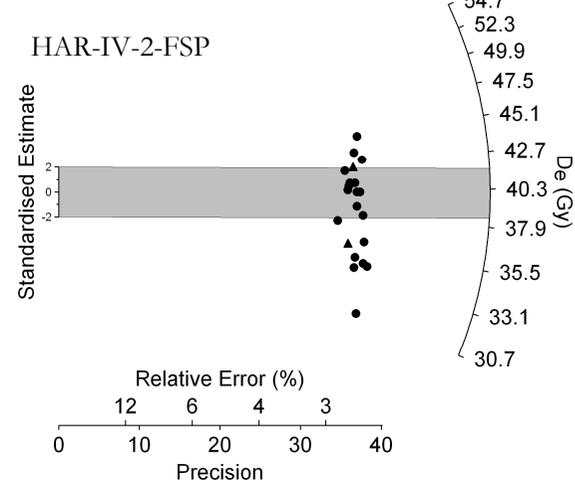
n = 13
RSD 63.32
OD 69.20



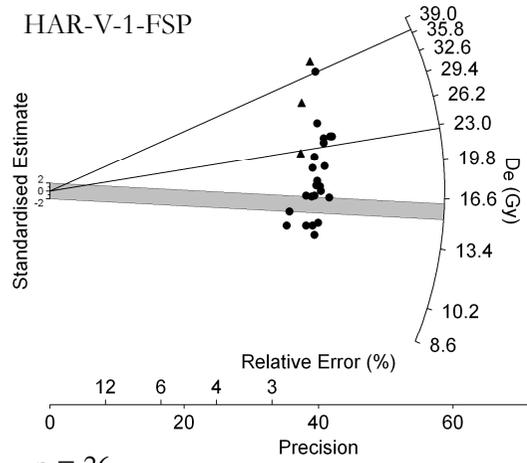
n = 26
RSD 5.26
OD 4.48



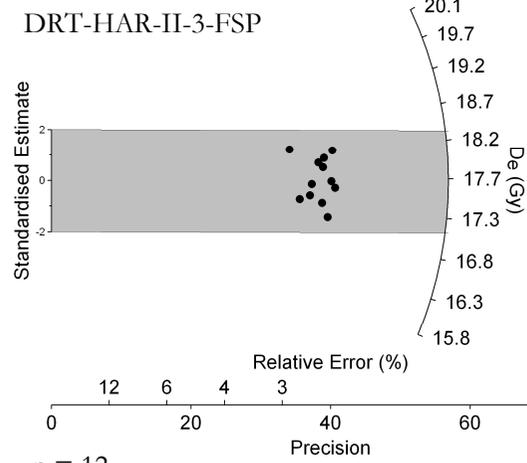
n = 26
RSD 16.29
OD 15.72



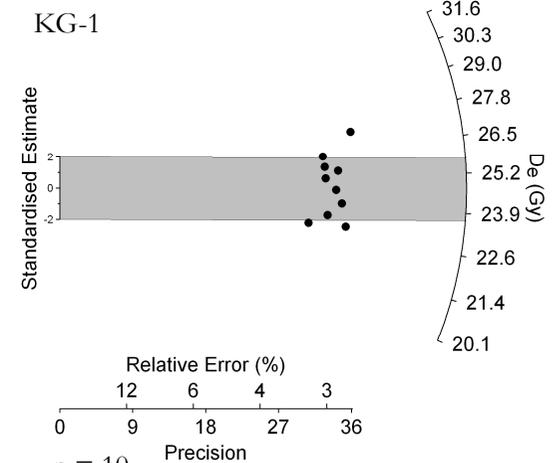
n = 21
RSD 9.84
OD 9.44



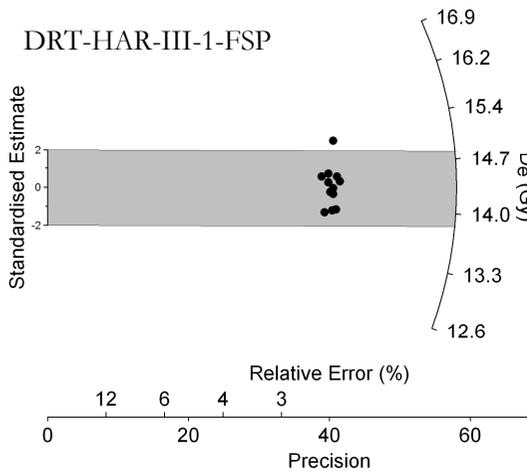
n = 26
RSD 33.49
OD 29.34



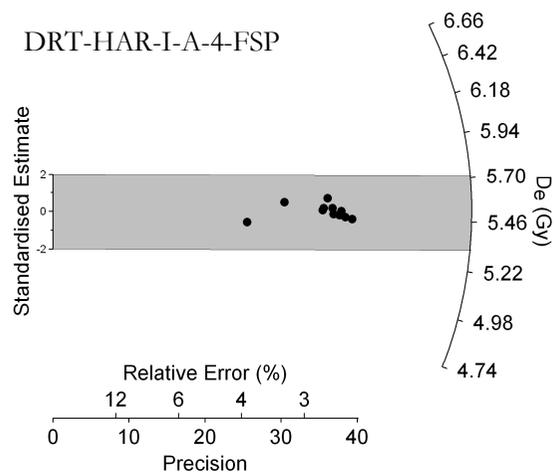
n = 12
RSD 2.28
OD 0.00



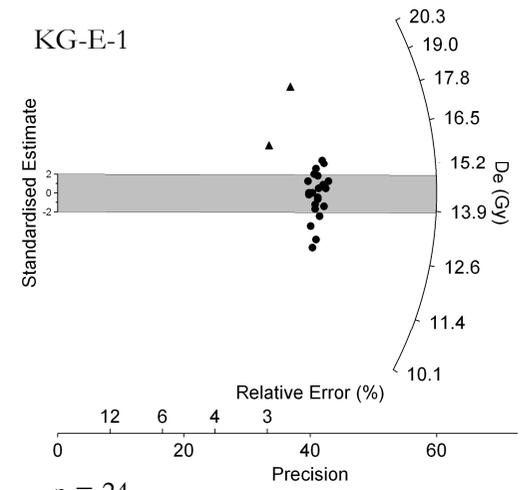
n = 10
RSD 5.85
OD 4.69



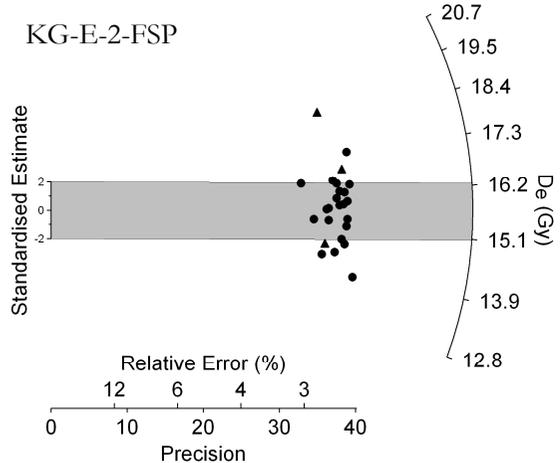
n = 12
RSD 2.63
OD 0.31



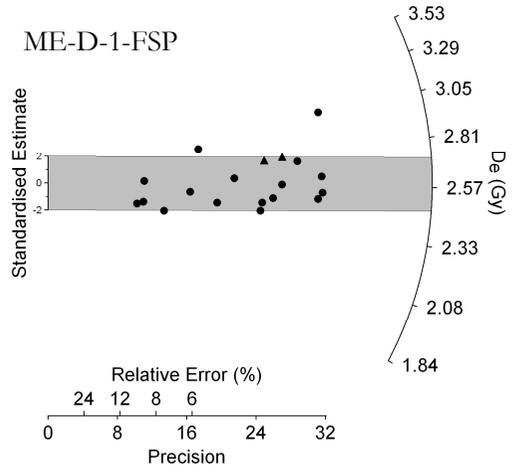
n = 11
RSD 1.15
OD 0.00



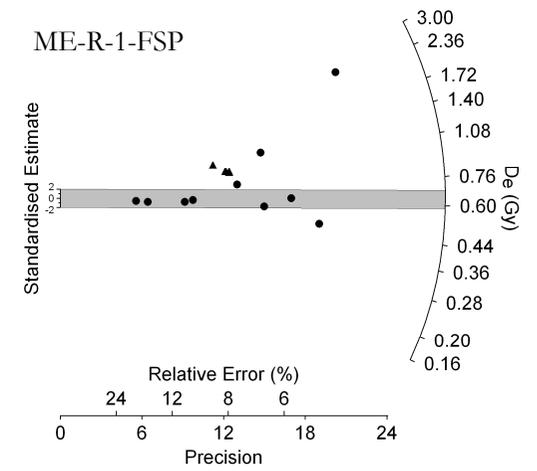
n = 24
RSD 9.67
OD 8.47



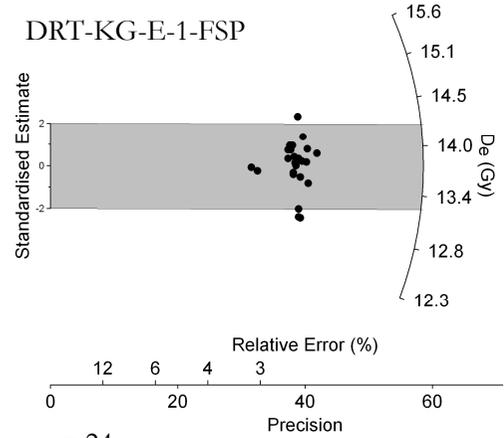
n = 26
 RSD 7.03
 OD 6.16



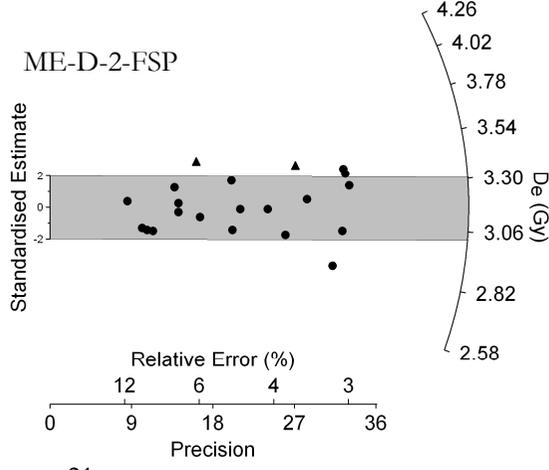
n = 19
 RSD 9.24
 OD 6.67



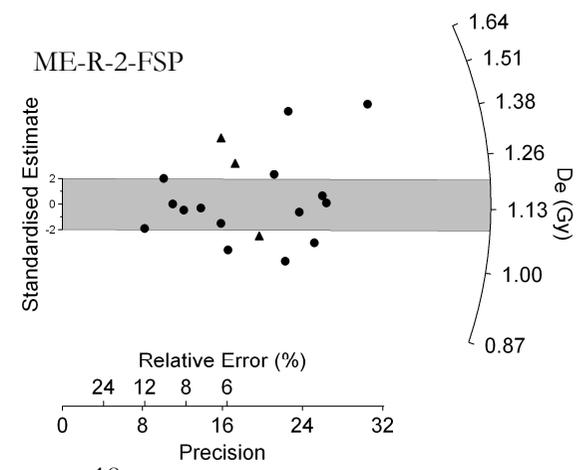
n = 14
 RSD 60.20
 OD 44.50



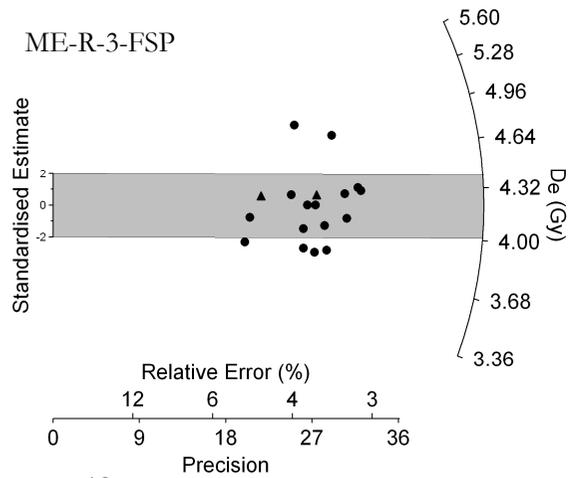
n = 24
 RSD 2.84
 OD 0.00



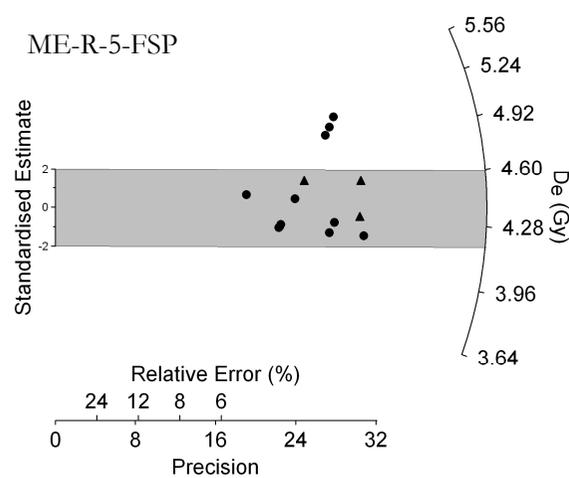
n = 21
 RSD 8.79
 OD 6.04



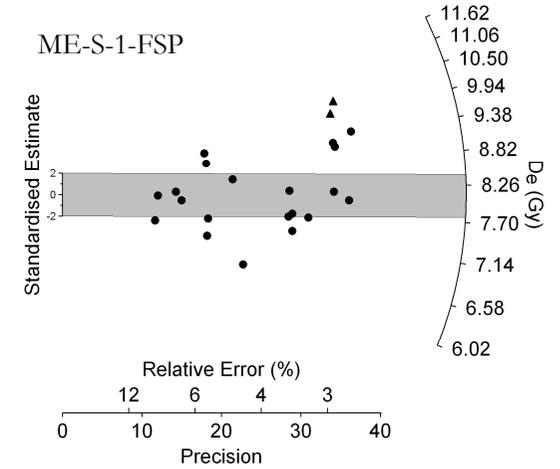
n = 18
 RSD 18.76
 OD 16.56



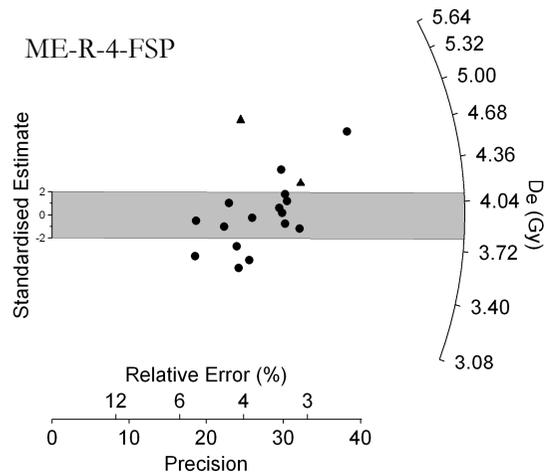
n = 18
 RSD 8.85
 OD 7.30



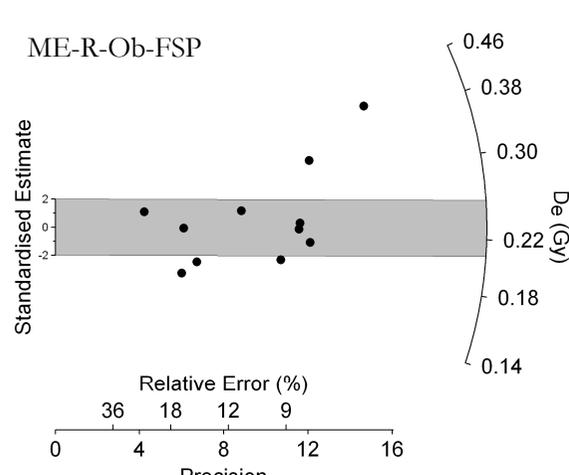
n = 14
 RSD 8.17
 OD 6.76



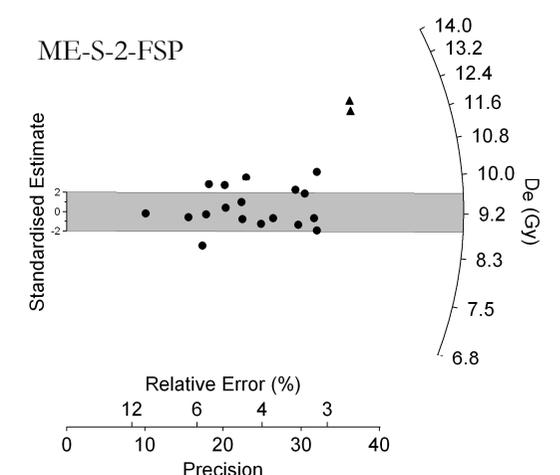
n = 22
 RSD 14.85
 OD 13.84



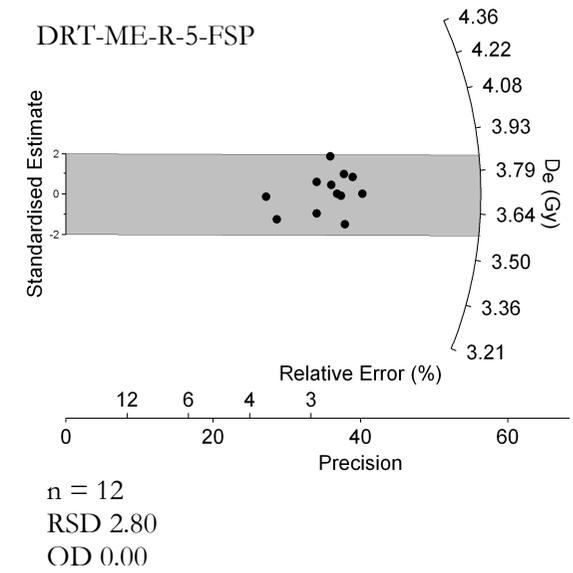
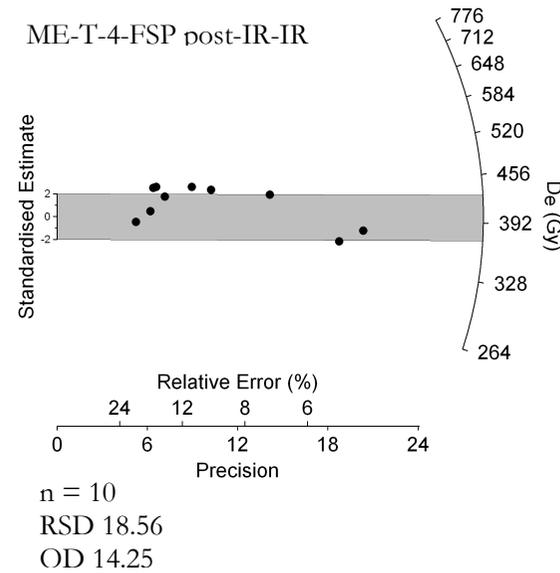
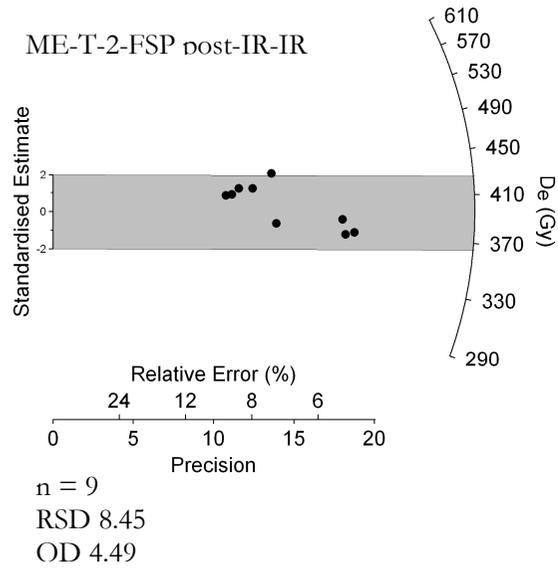
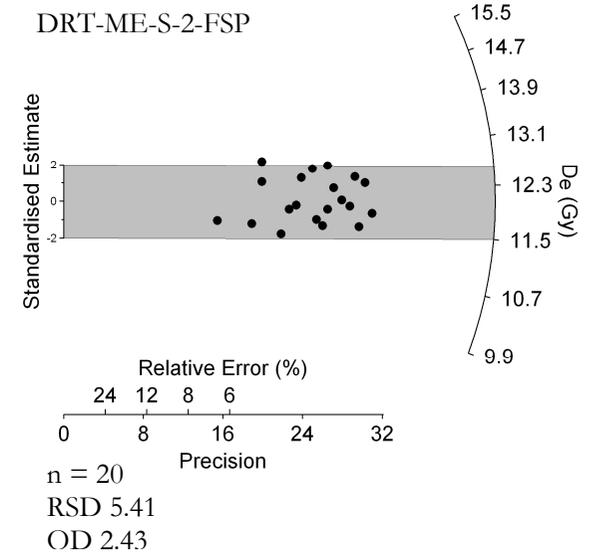
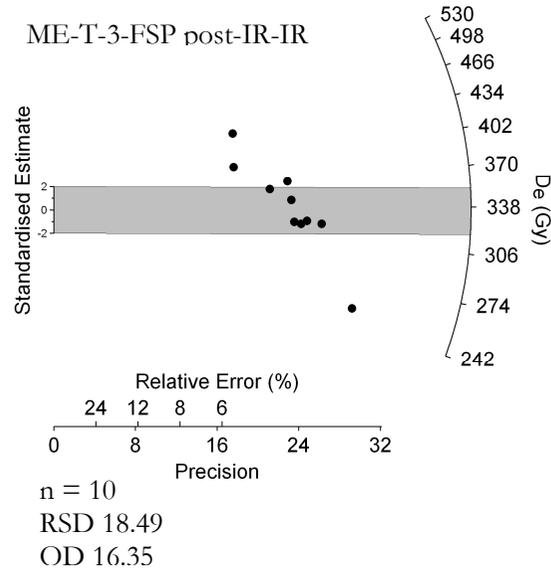
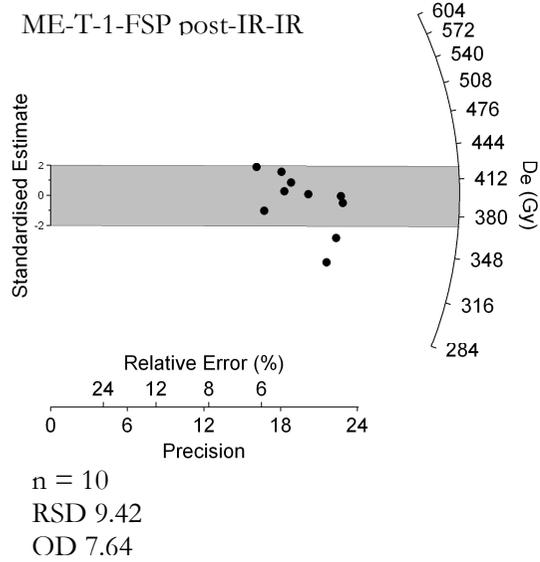
n = 18
 RSD 13.98
 OD 12.25

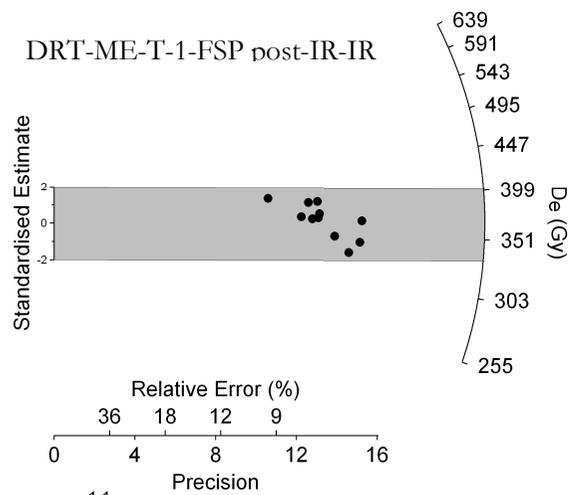


n = 11
 RSD 33.30
 OD 28.90

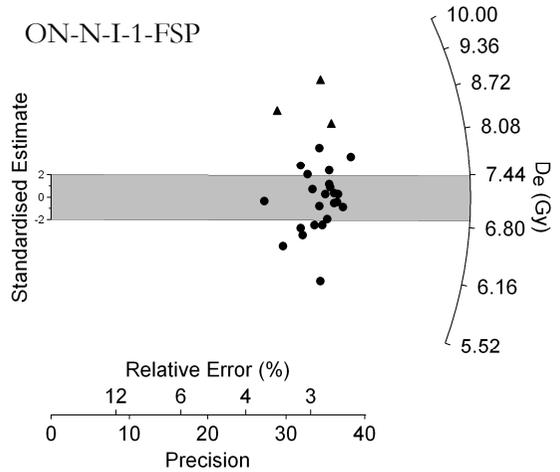


n = 20
 RSD 13.04
 OD 11.73

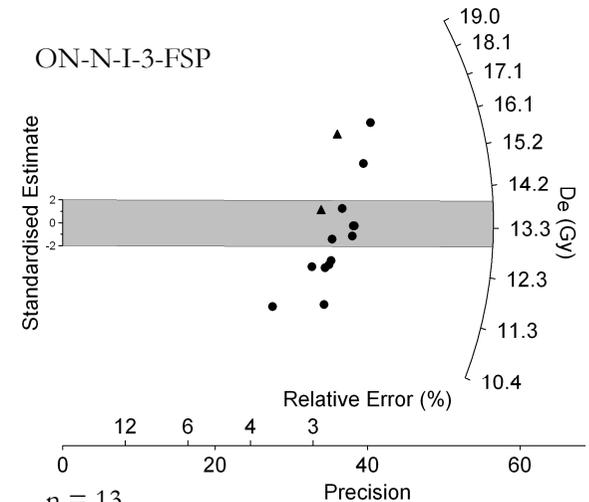




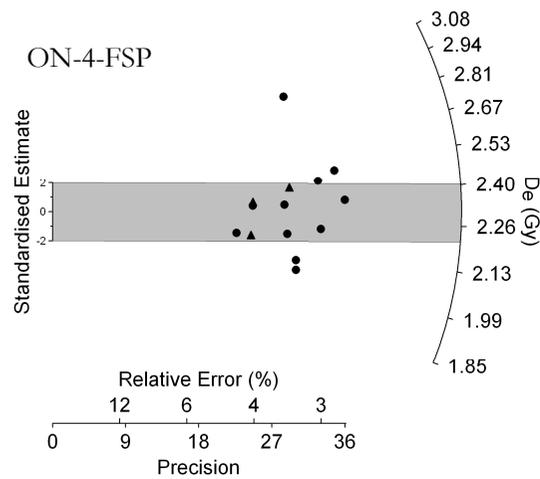
n = 11
RSD 6.99
OD 0.00



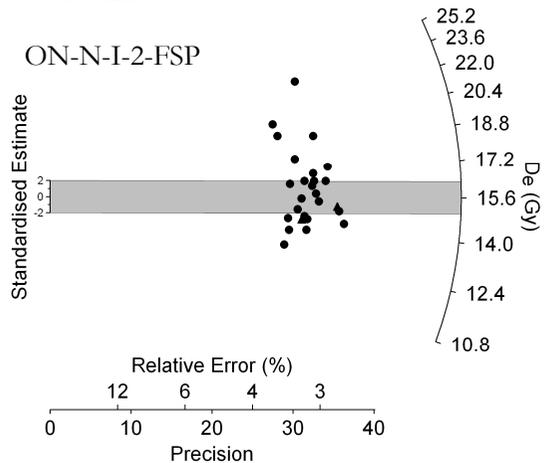
n = 26
RSD 12.33
OD 8.22



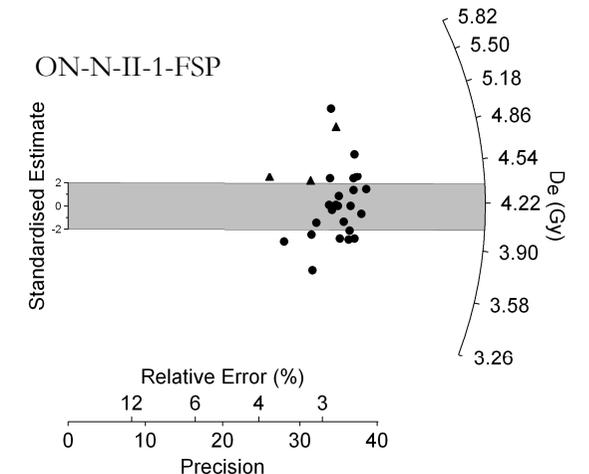
n = 13
RSD 12.04
OD 10.79



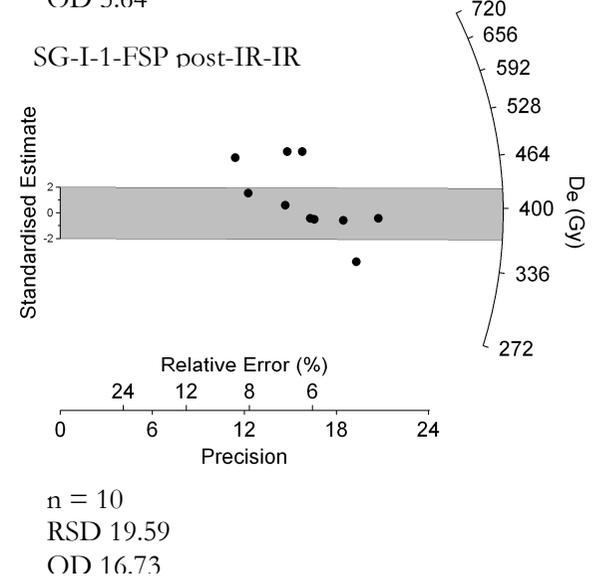
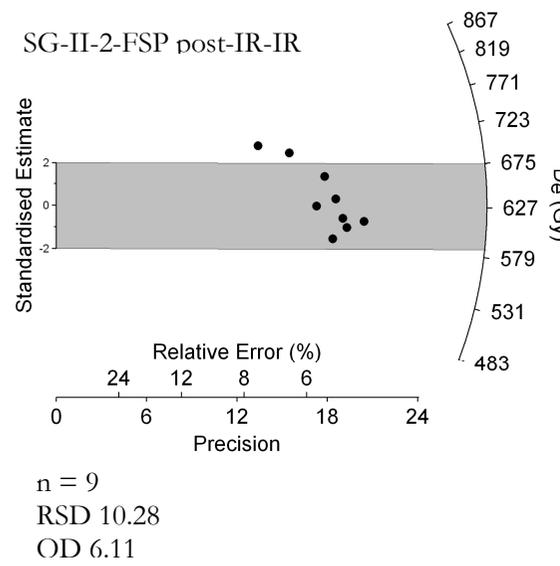
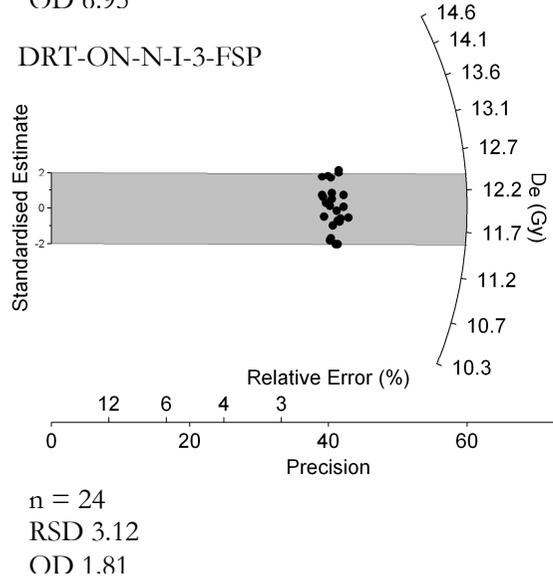
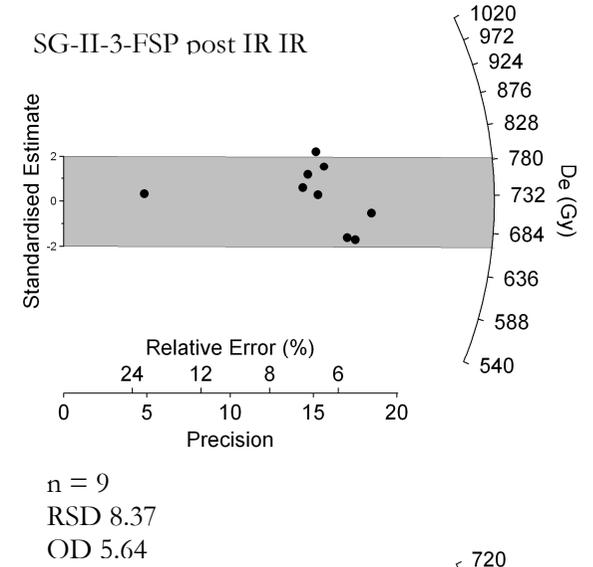
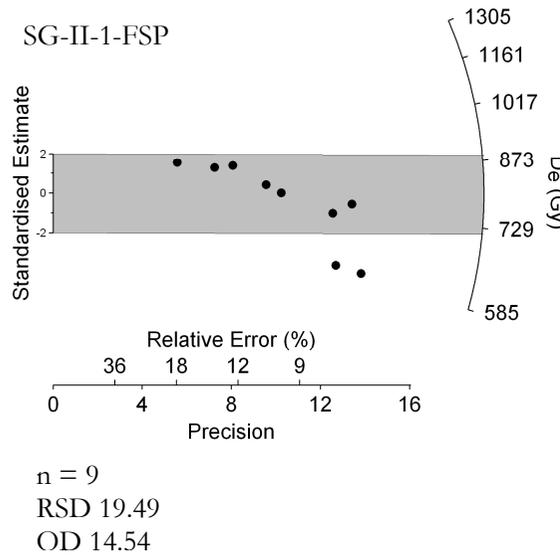
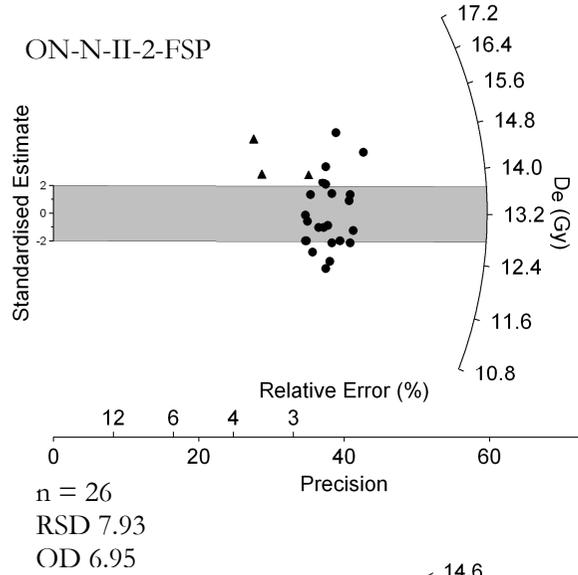
n = 14
RSD 10.79
OD 9.19

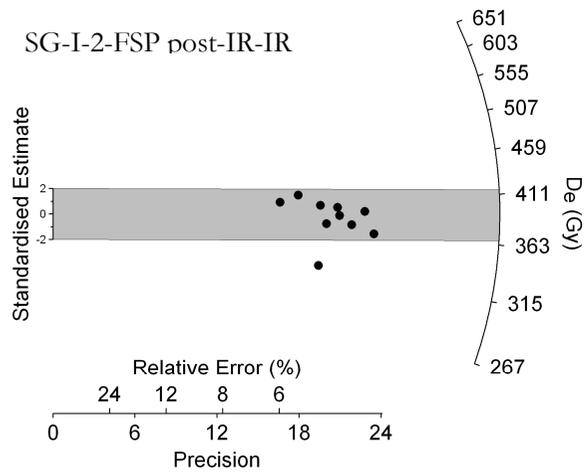


n = 26
RSD 17.04
OD 14.93

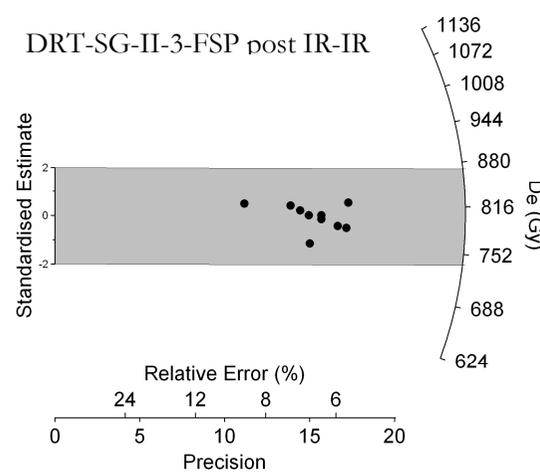


n = 26
RSD 9.64
OD 8.66

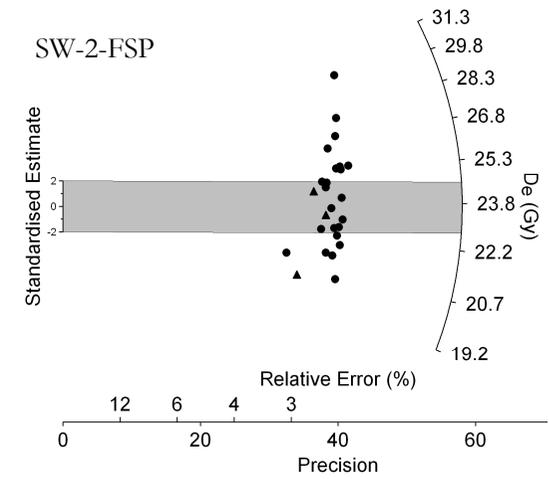




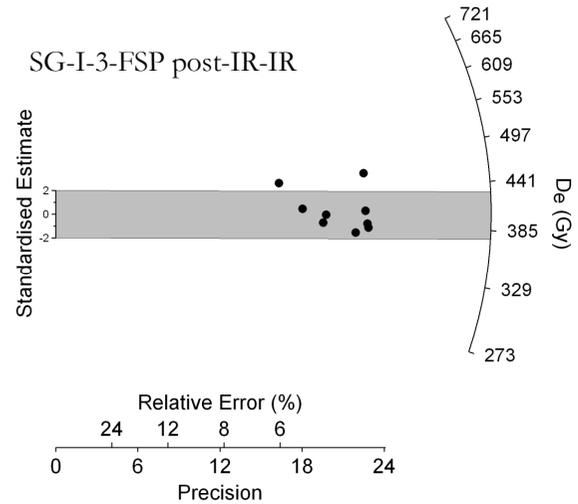
n = 10
 RSD 7.87
 OD 5.61



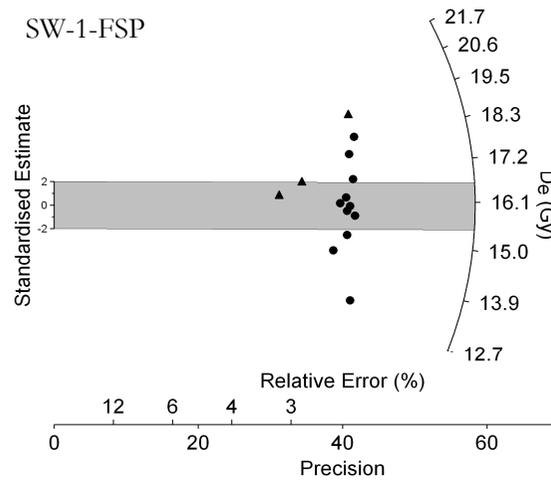
n = 10
 RSD 3.51
 OD 0.00



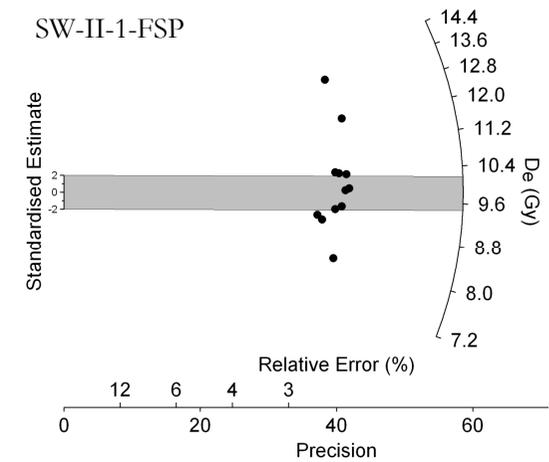
n = 26
 RSD 10.36
 OD 9.58



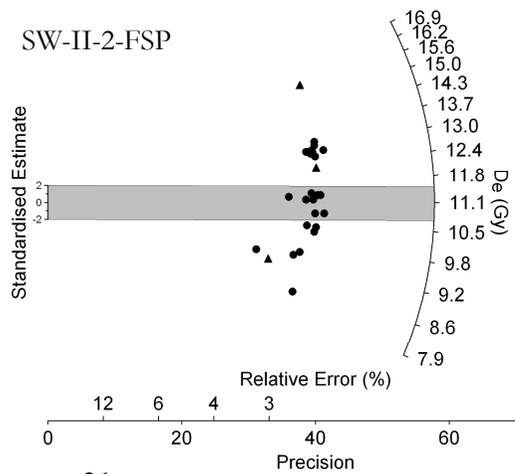
n = 9
 RSD 8.97
 OD 6.29



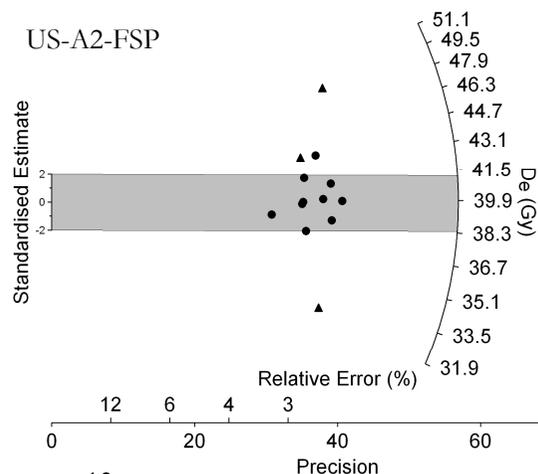
n = 14
 RSD 9.84
 OD 9.27



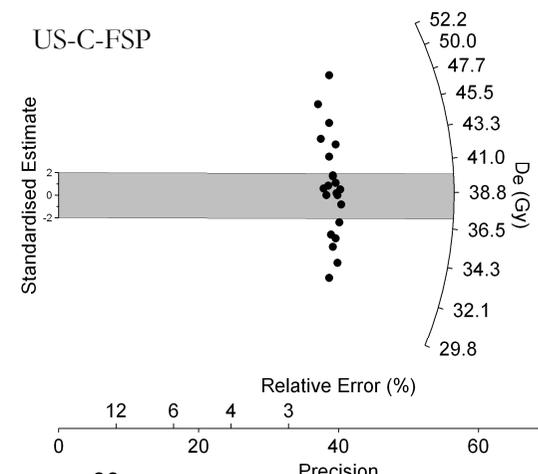
n = 12
 RSD 15.20
 OD 13.45



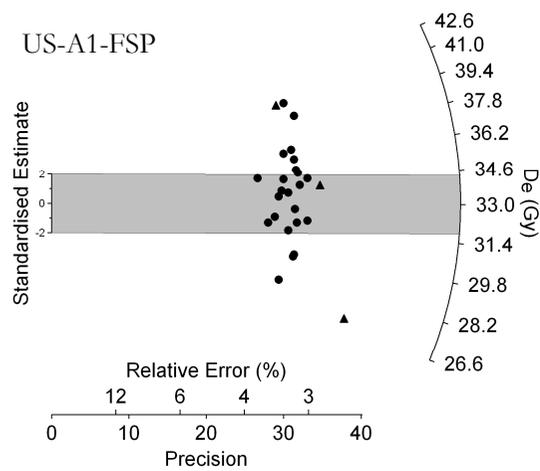
n = 26
RSD 15.09
OD 14.48



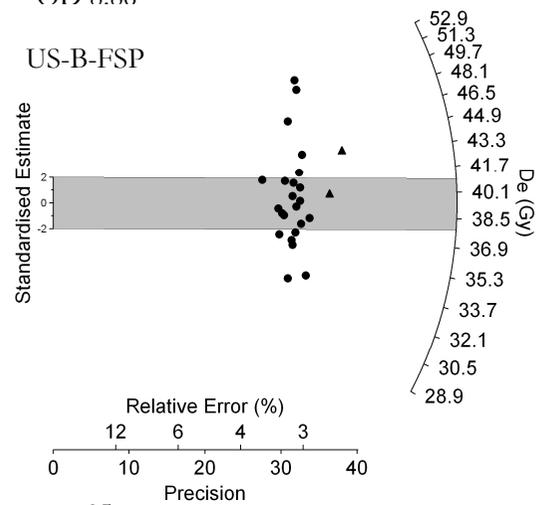
n = 13
RSD 9.64
OD 8.86



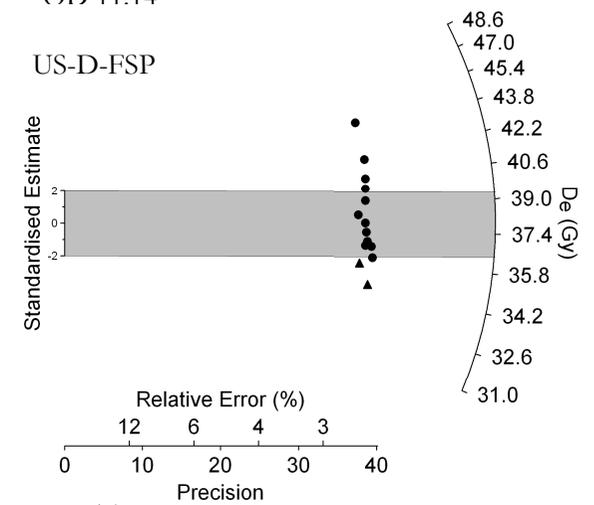
n = 22
RSD 11.95
OD 11.14



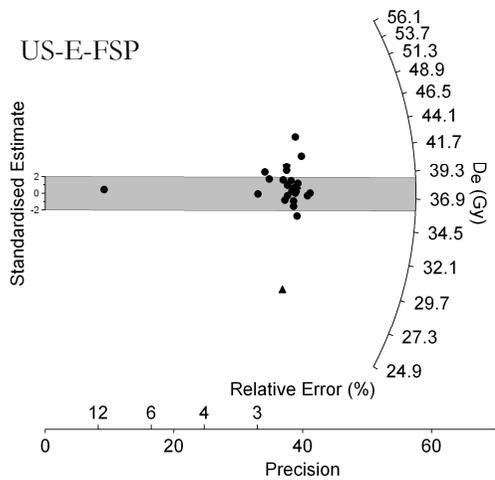
n = 26
RSD 10.86
OD 10.18



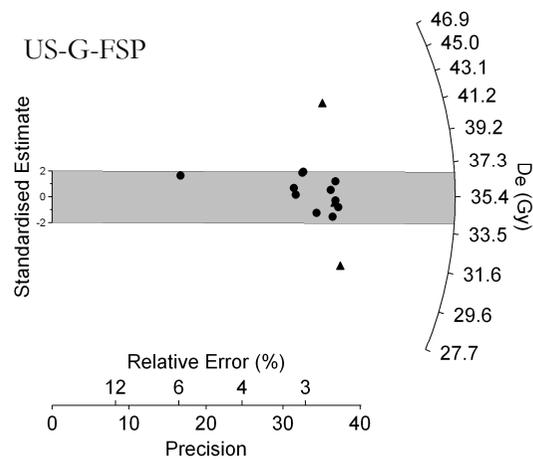
n = 25
RSD 12.48
OD 11.31



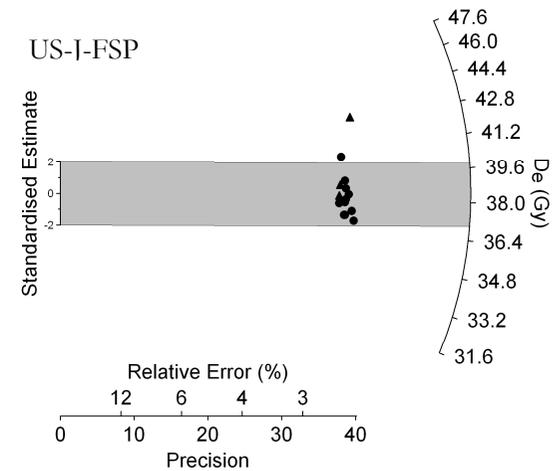
n = 14
RSD 7.37
OD 6.41



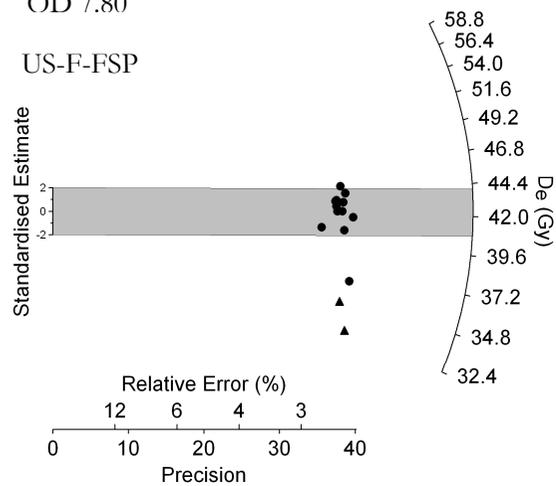
n = 26
RSD 7.77
OD 7.80



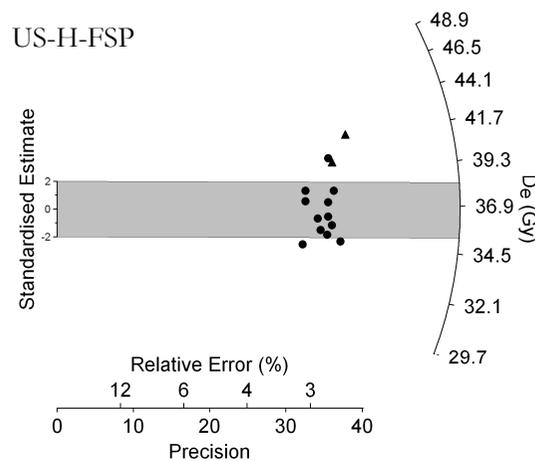
n = 14
RSD 8.11
OD 7.03



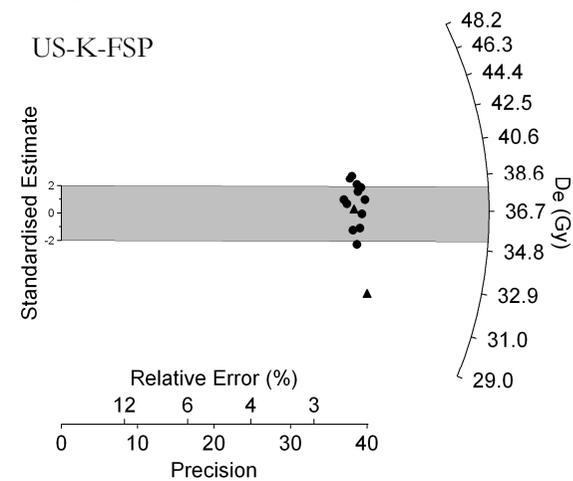
n = 14
RSD 4.58
OD 3.43



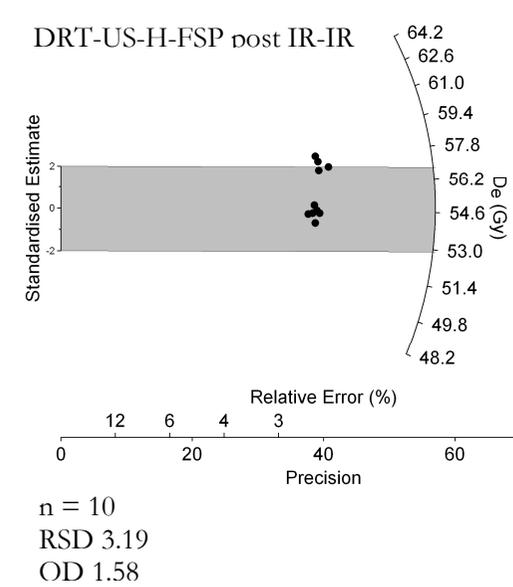
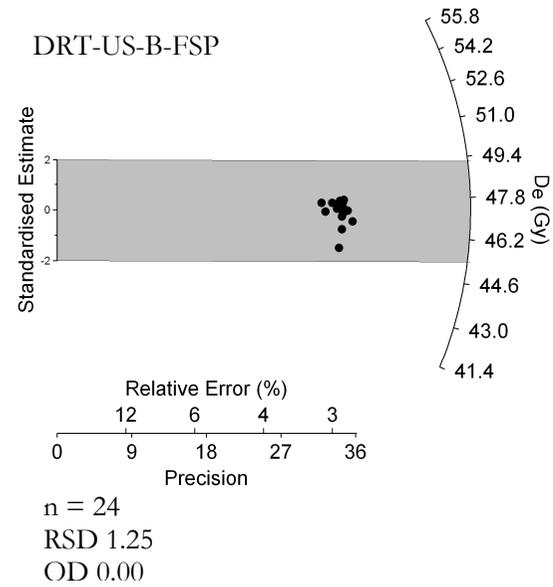
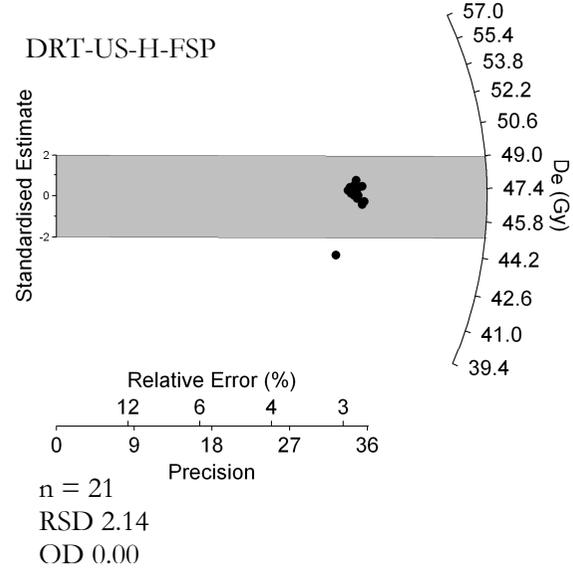
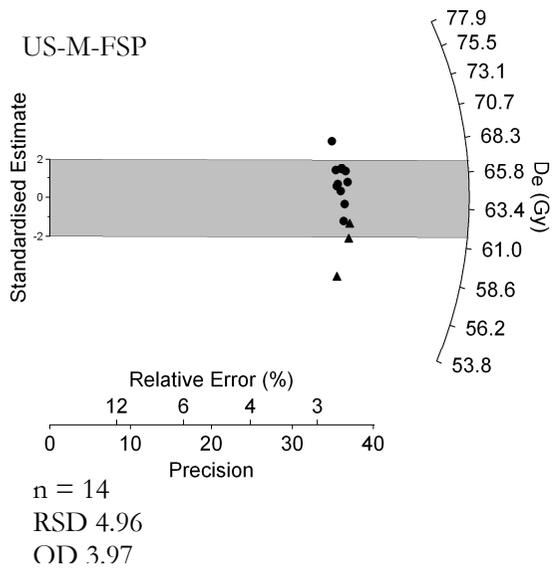
n = 14
RSD 9.22
OD 9.08



n = 14
RSD 6.97
OD 6.00



n = 14
RSD 5.71
OD 5.12



Danksagung:

Prof. Ulrich Radtke sei für die Initiative gedankt, mir die Durchführung dieser Arbeit zu ermöglichen, und auch dafür, während seiner Aufgabe als Rektor der Universität Duisburg-Essen weiterhin stets als Förderer und Unterstützer gewirkt zu haben. Dr. Alexandra Hilgers möchte ich für ihren unermüdlichen fachlichen und freundschaftlichen Beistand, den sie mir seit Jahren zuteil werden lässt, danken.

Großen Dank schulde ich auch den Projekt-Initiatoren Prof. Frank Lehmkuhl (Aachen) und Prof. Jörg Grunert (Mainz). Sie brachten das Projekt auf den Weg und waren während und nach der Geländearbeit unschätzbare Wissensquellen. Auch allen anderen Projektmitarbeitern, insbesondere Thomas Felauer, Nils Hempelmann und Christian Stolz, möchte ich meinen Dank zum Ausdruck bringen. Die gemeinsame Zeit in der Mongolei wird mir als überaus lehrreich und interessant in Erinnerung bleiben. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei dafür gedankt, dass sie die finanzielle Unterstützung für das Projekt zur Verfügung gestellt hat. Eine weitere finanzielle Stütze während der Endphase dieser Arbeit war ein Stipendium der Christiane-Nüsslein-Volhard-Stiftung, welches mir zeitliche Freiräume für die Forschung ermöglichte.

Danken möchte ich auch allen Mitarbeitern unserer Arbeitsgruppe „Geochronologie“: Anja Zander für fachlichen Rat und technische „Entwicklungshilfe“, Christoph Schmidt für die Beantwortung vieler Fragen, Steffen Pötsch für Hilfe bei der graphischen Auswertung der Daten, Christoph Burow, Mareike Trauerstein und Stefan Weiß für ihre Hilfe im Labor. Allen gemeinsam möchte ich für ein überaus angenehmes Arbeitsklima in unserer Gruppe danken. Nicole Klasen und Johanna Lomax danke ich für ihr Lektorat bei der Fertigstellung, sowie Regine Spohner für die Erstellung der Karten. Sebastian Kreutzer (Bayreuth) war mir ein wichtiger Ratgeber bei der Erfassung des cross-illumination-Problems.

Den Dank für alles, was meine kleine und meine große Familie für mich vor und während dieser Arbeit getan haben, kann ich kaum spezifizieren, deshalb: DANKE! Meinem Sohn Jan möchte ich sagen: Diese Arbeit ist entstanden, weil Du da warst, nicht obwohl.

Dank schulde ich außerdem all denjenigen, die namentlich nicht erwähnt wurden, die aber dennoch auf verschiedene Weise zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Gewidmet ist diese Arbeit ist meiner Mutter, die wenige Tage vor der Fertigstellung starb.

Erklärung gem. §4 Abs. 1 Nr. 9) der Promotionsordnung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität zu Köln vom 2. Februar 2006:

"Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit – einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen –, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie – abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen – noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluss des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen der Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Prof. Dr. U. Radtke betreut worden."

.....

Teilpublikationen

Stolz, C., Hülle, D., Hilgers, A., Grunert, J., Lehmkuhl, F., Dasch, D. (eingereicht): Reconstructing fluvial, lacustrine and aeolian process dynamics in Western Mongolia. *Geomorphology*.

Lehmkuhl, F., Hilgers, A., Fries, S., Hülle, D., Schlütz, F., Shumilovskikh, L., Felauer, Th., Protze, J. (eingereicht): Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia). *Catena*.

Hülle, D., Hilgers, A., Radtke, U., Stolz, C., Hempelmann, N., Grunert, J., Felauer, T., Lehmkuhl, F. (2009): OSL dating of sediments from the Gobi desert, Southern Mongolia. *Quaternary Geochronology* 5, 107-113.

Grunert, J., Stolz, C., Hempelmann, N., Hilgers, A., Hülle, D., Lehmkuhl, F., Felauer, T., Dasch, D., (2009). The evolution of small lake basins in the Gobi desert in Mongolia. *Quaternary Sciences (China)* 29, 678-686..

Daniela Hülle
Palmersdorfer Hof 9
50321 Brühl
(0 2232) 568386
Daniela.Huelle@gmx.de

Lebenslauf

Persönliche Daten

Geburtsdatum/-ort: 04.06.1978 in Hagen
Familienstand: ledig, ein Sohn
Staatsangehörigkeit: deutsch

Schulischer Bildungsweg

06/84 - 06/88 Grundschule Wiblingwerde
06/88 - 06/97 Gymnasium Hohenlimburg

Studium

10/99 – 06/05 Universität zu Köln
Diplom-Geographie mit den Nebenfächern Völkerkunde sowie
Wasserbau und Kulturtechnik (letzteres an der Universität Bonn)
Titel der Diplomarbeit: „Grenzen und Möglichkeiten der
Lumineszenzdatierung periglaziärer Lagen in deutschen Mittelgebirgen –
aufgezeigt an Fallstudien aus dem Taunus“
seit 05/07 Universität zu Köln
Promotionstudium im Fach Physische Geographie

Beruflicher Werdegang

09/97 - 05/99 Tätigkeit als Journalistin in versch. Redaktionen des WVW-Verlags, Essen
10/01 - 11/01 Praktikum Forschungszentrum Jülich
12/01 - 02/02 Praktikum Wüstenforschungsstation Gobabeb, Namibia
01/02 - 04/05 Tätigkeit als studentische Hilfskraft im Labor des Forschungsbereiches
Geochronologie, Universität zu Köln
05/05 - 12/05 Freie Mitarbeit bei der Donnerwetter GmbH, Bonn
seit 08/05 Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin des Dekanats der
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät, Universität zu Köln
seit 12/05 Tätigkeit als wissenschaftliche Mitarbeiterin des Geographischen Instituts,
Universität zu Köln