

Lumineszenzdatierung glazifluvialer Sedimente im
nördlichen Alpenvorland

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

vorgelegt von

Nicole Klasen

aus Gerolstein

Köln, 2008

Berichterstatter: Prof. Dr. U. Radtke
Priv.-Doz. Dr. R. Zeese

Tag der mündlichen Prüfung: 14. Juni 2007

Inhalt

1. Einleitung.....	1
2. Ziel der Untersuchung.....	2
3. Physisch-geographische Einführung in das Untersuchungsgebiet.....	5
3.1 Die Lage des Arbeitsgebietes im nördlichen Alpenvorland	5
3.2 Geologisch-tektonische Verhältnisse und geomorphologische Entwicklung.	6
3.3 Klimatische Verhältnisse und Böden.....	10
4. Die glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland und ihre Altersstellung	13
4.1 Isar-Loisach Gletscher	16
4.2 Illergletscher.....	18
4.3 Rheingletscher.....	19
5. Grundlagen der Optisch Stimulierten Lumineszenz-Datierung	22
5.1 Physikalische Grundlagen.....	23
5.2 Von Thermolumineszenz (TL) zu optischer Datierung: Die Entwicklung der Lumineszenzdatierung	25
5.3 Datierungszeitraum	29
5.4 Die Dosisleistung (D_0)	30
5.4.1 α -Strahlung.....	32
5.4.2 β -Strahlung.....	32
5.4.3 γ -Strahlung	32
5.4.4 Kosmische Strahlung	32
5.4.5 Bestimmung der Dosisleistung	33
5.4.6 Fehler in der Bestimmung der Dosisleistung.....	33
5.5 Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) und Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) von Quarzen und Kaliumfeldspäten	34
5.5.1 Stimulation	34
5.5.2 Emission.....	34
5.6 Die Äquivalenzdosis (ED)	35
5.6.1 Ausleuchtkurve und Signalwachstum	35
5.6.2 Multiple- und Single-Aliquot Datierung.....	37
5.6.2.1 Additive Methode.....	37
5.6.2.2 Regenerative Methode.....	38
5.6.3 Bestimmung der Äquivalenzdosis mit dem SAR-Protokol	40

6. Optisch Stimulierte Lumineszenz-Datierung an glazifluvialen Sedimenten des Alpenvorlandes	44
6.1 Probenahme und Aufbereitung	44
6.1.1 Probenahme	44
6.1.2 Probenaufbereitung	44
6.2 Messgeräte	46
6.3 Lumineszenz-Eigenschaften der Quarze und Kaliumfeldspäte im Untersuchungsgebiet	47
6.4 Laborexperimente	49
6.4.1 ‚Dose recovery‘-Test	50
6.4.2 ‚Thermal transfer‘-Test	58
6.4.3 Belichtungsexperimente	59
6.4.4 ‚Fading‘-Tests	62
6.5 Berechnung der Dosisleistung (D_0)	68
6.6 Bestimmung der Äquivalenzdosis der Proben im Untersuchungsgebiet	69
6.6.1 SAR-Messkriterien zum Ausschluss von Teilproben von der ED-Bestimmung	70
6.6.2 Darstellung von ED-Verteilungen und deren Interpretation	71
6.6.2.1 Histogramm und Radialplot	71
6.6.2.2 Identifikation von unvollständiger Bleichung anhand der ED-Verteilung	73
6.6.2.3 Detektion von unvollständiger Bleichung mittels Signalanalyse	73
6.7 Berechnung der Äquivalenzdosis	75
6.7.1 ED-Berechnung mit arithmetischem Mittel	75
6.7.2 ED-Berechnung nach OLLEY et al. (1998)	77
6.7.3 ED-Berechnung nach FUCHS & LANG (2001)	78
6.7.4 ED-Berechnung nach PREUSSER et al. (2007)	79
6.8 Berechnung der Lumineszenzalter	83
7. Ergebnisse der Lumineszenz-Datierung	85
7.1 Münchner Schotterebene	85
7.1.1 Kiesgrube Glück im Würmtal	86
7.1.2 Aufschlüsse Autobahnumgebung Münchner Ring im Würmtal	88
7.1.3 Aufschlüsse Unterföhring im Isartal	90

7.1.4 Kiesgrube Vilser im Isartal	93
7.1.5 Kiesgrube Deutenhofen im Ampertal	94
7.2 Isarmündung.....	95
7.2.1 Kiesgrube Hacker, Sautorn	95
7.2.2 Kiesgrube Hacker, Fehmbach	97
7.3 Illertal.....	98
7.3.1 Kiesgrube Figlis	98
7.3.2 Kiesgrube Kling	100
7.3.3 Baugrube Buxheim.....	101
7.4 Riss- und Kirchener Trockental	102
7.4.1 Kiesgrube Eble (Baltringen)	103
7.4.2 Kiesgrube Röhm.....	104
7.4.3 Kiesgrube Eichelsteig.....	105
7.4.4 Kiesgrube Scholterhaus.....	106
7.4.5 Kiesgrube Schlechtenfeld im Kirchener Trockental	108
7.5 Andelsbachrinne.....	110
7.6 Mindeltal	115
7.6.1 Kiesgrube Gärtner	115
7.6.2 Tongrube Offingen.....	117
8. Lumineszenzeigenschaften der Quarze und Kaliumfeldspäte im	
Untersuchungsgebiet: Diskussion der Datierungsergebnisse.....	119
8.1 Vergleich der Quarz- und Kaliumfeldspätergebnisse	119
8.2 Rückstellung des Lumineszenzsignals.....	125
8.3 Der Einfluss von ‚anomalous fading‘	132
9. Morphostratigraphische Einordnung der Datierungsergebnisse.....	136
9.1 Morphostratigraphische Einheit der Niederterrasse.....	136
9.2 Morphostratigraphische Einheit der Hochterrasse im Isartal und im Würmtal	137
9.3 Morphostratigraphische Einheit der Unteren Hochterrasse	138
9.3.1 Risstal	138
9.3.2 Illertal	138
9.4 Morphostratigraphische Einheit der Oberen Hochterrasse im Risstal	139
9.5 Morphostratigraphische Einheit der Hochterrasse im Kirchener Trockental.....	140

9.6 Morphostratigraphische Einheit der Bänderschluße im Andelsbachtal	141
9.7 Morphostratigraphische Einheit des Älteren Schotters im Andelsbachtal..	141
9.8 Morphostratigraphische Einheit des Jüngeren Deckenschotters im Mindeltal	142
9.9 Zusammenfassende Einordnung	143
10. Zusammenfassung und Ausblick.....	146
11. Kurzzusammenfassung	151
12. Abstract.....	153
Literatur	155
Anhang A: Dosimetrie, ‚dose recovery‘-Test und Äquivalenzdosis-Bestimmung	178
Anhang B: Histogramme.....	187
Anhang C: Erläuterungen zum Lithofaziesprofil und Lumineszenzalter.....	202

Abbildungsverzeichnis

Abb. 2.1	Regionale Stratigraphien.....	3
Abb. 3.1.1	Das Untersuchungsgebiet im nördlichen Alpenvorland	6
Abb. 3.2.1	Die Glaziale Serie	7
Abb. 3.2.2	Verzweigtes Flusssystem	8
Abb. 3.3.1	Klimadiagramm München-Riem	10
Abb. 3.3.2	Bodenkarte von Deutschland	11
Abb. 4.1	Terrassenstaffelung quartärer Schotter im Donautal.....	14
Abb. 4.2	Terrassenstaffelung jung- und mittelpleistozäner Donauterrassen	15
Abb. 4.3.1	Pleistozänes Rheingletschervorland.....	20
Abb. 5.1.1	Nullstellung des Lumineszenzsignals	23
Abb. 5.1.2	Schematische Darstellung des Grundprinzips der optischen Datierung .	24
Abb. 5.4.1	²³⁸ Uran-, ²³⁵ Uran- und ²³² Thorium- Zerfallsreihen sowie ⁴⁰ Kalium-Zerfall.....	31
Abb. 5.6.1	Ausleuchtkurve einer Quarzprobe.....	36
Abb. 5.6.2	Wachstumskurven von Quarzproben	36
Abb. 5.6.3	Additive lineare Wachstumskurve	37
Abb. 5.6.4	Schematischer Ablauf des SAR-Protokolls	41
Abb. 5.6.5	Regenerative Wachstumskurven von Quarzproben	43
Abb. 6.1.1	Probenträger	46
Abb. 6.2.1	Schematische Darstellung eines TL/OSL DA Readers.....	46
Abb. 6.3.1	Kathodenlumineszenz- (KL) Aufnahmen	48
Abb. 6.3.2	Signalintensitäten repräsentativer Quarz- und Kaliumfeldspat-Proben..	49
Abb. 6.4.1	„Dose recovery preheat-plateau“-Test der Probe GLK3.....	51
Abb. 6.4.2	„Dose recovery“-Test der Probe GLK3	52
Abb. 6.4.3	„Dose recovery“-Test der Quarzproben aus dem Untersuchungsgebiet..	53
Abb. 6.4.4	„Dose recovery“-Test der Kaliumfeldspatproben AUB und FIG1	54
Abb. 6.4.5	„Dose recovery“-Tests der Kaliumfeldspatproben und polyminerale Feinkornproben.....	55
Abb. 6.4.6	„Dose recovery“-Test der Proben FEH und BAL.....	56
Abb. 6.4.7	Sättigungstest der Quarzproben ECS, GÄR und SHS	57
Abb. 6.4.8	Einfluss von „thermal transfer“	59
Abb. 6.4.9	Belichtungsexperiment.....	61

Abb. 6.4.10	Fadingexperiment mittels ‚dose recovery‘-Test.....	63
Abb. 6.4.11	Fadingexperiment nach AUCLAIR et al. 2003.....	66
Abb. 6.6.1	Lumineszenzsensitivität der Quarzprobe KLI	70
Abb. 6.6.2	ED-Verteilung der Quarz-Probe GLK3 im Histogramm	72
Abb. 6.6.3	ED-Verteilung der Probe Quarz-Probe GLK3 als Radial Plot.....	73
Abb. 6.6.4	‚shine-plateau‘-Test der Proben GLK2 und GLK3.....	74
Abb. 7.1.1	Lage der beprobten Standorte in der Münchner Schotterebene	85
Abb. 7.1.2	Lithofaziesprofil der Kiesgrube Glück.....	86
Abb. 7.1.3	OSL/IRSL-Alter der Quarz, K-Feldspat und Feinkornproben GLK1-5 .	87
Abb. 7.1.4	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Aubing	88
Abb. 7.1.5	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Lochhausen	89
Abb. 7.1.6	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Freiham	89
Abb. 7.1.7	Lithofazies Profil des Aufschlusses ZDF.....	91
Abb. 7.1.8	Lithofaziesprofil des Aufschlusses SAT	91
Abb. 7.1.9	Lithofaziesprofil des Aufschlusses PRO.....	92
Abb. 7.1.10	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Vilser	93
Abb. 7.1.11	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Deutenhofen.....	94
Abb. 7.2.1	Lage der beprobten Standorte an der Isarmündung	95
Abb. 7.2.2	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Sautorn	96
Abb. 7.2.3	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Fehmbach.....	97
Abb. 7.3.1	Lage der beprobten Standorte im Illertal	98
Abb. 7.3.2	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Figlis.....	99
Abb. 7.3.3	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kling	100
Abb. 7.3.4	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Grube Buxheim.....	101
Abb. 7.4.1	Lage der beprobten Standorte im Risstal	102
Abb. 7.4.2	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Ebele (Baltringen)	103
Abb. 7.4.3	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Röhm	104
Abb. 7.4.4	Lithofaziesprofile des Aufschlusses Kiesgrube Eichelsteig	105
Abb. 7.4.5	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Scholterhaus	107
Abb. 7.4.6	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Schlechtenfeld	109
Abb. 7.5.1	Lage des Standortes Bittelschieß	110
Abb. 7.5.2	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Bittelschieß	113
Abb. 7.5.3	Ergebnisse der OSL/IRSL-Datierung der Proben BIT1-8	114
Abb. 7.6.1	Lage der Standorte im Mindeltal.....	115

Abb. 7.6.2	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Gärtner.....	116
Abb. 7.6.3	Lithofaziesprofil des Aufschlusses Tongrube Offingen	118
Abb. 8.1.1	KL-Aufnahmen der Quarzproben BAL, SLF, RÖM und ECS.....	120
Abb. 8.1.2	LM-OSL-Kurven der Quarzproben ECS3 und NWB2.....	122
Abb. 8.1.3	Auflösung der Signalkomponenten des Lumineszenzsignals	123
Abb. 8.2.1	ED-Verteilungen der Feldspatproben GLK 1-5	126
Abb. 8.2.2	ED-Verteilungen der Feldspatproben Aufschluss Figlis.....	127
Abb. 8.2.3	IRSL-Alter der Proben GLK und FIG	129
Abb. 8.2.4	Die Lage der Kiesgrube Glück.....	131
Abb. 8.3.1	Vergleich von IRSL-Altern und ‚fading‘-korrigierten IRSL-Altern....	134
Abb. 9.1	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Niederterrasse	137
Abb. 9.2	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Hochterrassen im Würmtal und im Isartal	138
Abb. 9.3	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Unteren Hochterrasse	139
Abb. 9.4	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Oberen Hochterrasse	140
Abb. 9.5	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Hochterrasse im Kirchener Tal	140
Abb. 9.6	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter der Bänderschluße in der Andelsbachrinne	141
Abb. 9.7	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter des Älteren Schotters in der Andelsbachrinne	142
Abb. 9.8	IRSL-Alter und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter des Jüngeren Deckenschotters	143
Abb. 9.9	Tabellarische Zusammenfassung der Datierungsergebnisse.....	144
Abb. 9.10	Graphische Zusammenfassung der Datierungsergebnisse	145

Tabellenverzeichnis

Tab. 6.4.1	Messparameter zur Anwendung des ‚dose recovery‘ Tests	54
Tab. 6.4.2	Fadingraten ausgewählter Proben im Untersuchungsgebiet	65
Tab. 6.5.1	Dosisleistung von Uran, Thorium und Kalium	68
Tab. 6.7.1	Äquivalenzdosisberechnung nach OLLEY et al. (1998)	77
Tab. 6.7.2	Äquivalenzdosis berechnet nach FUCHS & LANG (2001).....	78
Tab. 6.7.3	Beitrag der internen und externen Betadosisleistung an der Gesamtdosisleistung.....	81
Tab. 6.7.4	Anteil interner Mikrodosimetrie von Kalifeldspäten an der Gesamtdosisleistung.....	81
Tab. 6.7.5	Gesamtstreuung der Feldspatproben	83

1. Einleitung

Das nördliche Alpenvorland ist aufgrund seiner geographischen Lage im Übergangsbereich zwischen ozeanisch und kontinental geprägtem Klima von besonderem Interesse für die Paläoklimaforschung.

Mit den Arbeiten von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) wurde für das Alpenvorland ein stratigraphisches Konzept vorgelegt, das bis heute ein Gerüst für die regionale Vergletscherungsgeschichte in Mitteleuropa darstellt und eine wichtige Grundlage für die Paläoklimaforschung bildet. Gemäß der klassischen Gliederung nach PENCK & BRÜCKNER (1909/1909) wird neben der Ablagerung der Endmoränen, die Schüttung der Niederterrasse als einzige landschaftsformende Elemente während des Würmhochglazials erachtet.

Neuere palynologische Untersuchungen belegen jedoch mehrere Kaltphasen im Alpenvorland seit dem letzten Interglazial, die dem Frühwürm und dem Mittelwürm zugeordnet werden (GRÜGER 1979a,b, WELTEN 1981, 1982, WOHLFAHRT et al. 1994, DRESCHER-SCHNEIDER 2000, MÜLLER 2001). Die anhand dieser vegetationsgeschichtlichen Untersuchungen rekonstruierte Klimaentwicklung weicht damit von der bislang gültigen klassischen quartärstratigraphischen Gliederung des Alpenvorlandes nach PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) ab, in der neben dem Würm noch drei ältere quartäre Eiszeiten nachgewiesen sind. Neben den palynologischen Untersuchungen, die für die letzte Eiszeit bereits mehrere Klimaschwankungen belegen, deuten die Untersuchungen auch auf Klimaschwankungen während der älteren Glaziale hin, die mit weiteren Gletschervorstößen verbunden sein sollen. Gestützt werden die palynologischen Untersuchungsergebnisse auch durch geomorphologische Geländeaufnahmen im Alpenvorland, die neben den von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) kartierten Endmoränen und Schotterablagerungen noch weitere glazigene Ablagerungen belegen (EBERL 1930, WEIDENBACH 1937, SCHAEFER 1951, GRAUL 1953, SCHREINER 1989, ELLWANGER et al. 1995). Die zeitliche Einordnung der Sedimente ist bislang nicht eindeutig geklärt. Die Orientierung an der Marinen Sauerstoff Isotopie (MIS) ist deswegen eher tentativer Natur.

2. Ziel der Untersuchung

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, offene Fragen der stratigraphischen Gliederung des Alpenvorlandes durch eine unabhängige Chronologie zu klären. Durch die Datierung mittels Optisch Stimulierter Lumineszenz soll erstmalig eine eigenständige und umfassende Zeitabfolge für mittel- bis jungpleistozäne Ablagerungen des nördlichen Alpenvorlandes aufgestellt werden.

Die bislang gültige Chronologie der Region orientiert sich bisher weitestgehend an einer Einhängung in die für marine Ablagerungen entwickelte Zeitskala der Sauerstoffisotopie. Diese erlaubt jedoch keinen unabhängigen Vergleich mit anderen paläoklimatischen Archiven, da nicht erwartet werden kann, dass eine paläoklimatische Änderung, die anhand von Sauerstoffisotopengehalten in marinen Sedimentbohrkernen aufgezeichnet wird, terrestrische Ablagerungen gleichzeitig und in gleicher Form erfasst (KUKLA 2005).

Im Rahmen der Untersuchung sind glazifluviale Sedimente an sedimentologisch gut untersuchten Lokalitäten im Alpenvorland beprobt worden. Seit Ende der 1980er Jahre liegen für das Alpenvorland Thermolumineszenz-Datierungen (TL) an Deckschichten der häufig in Kiesgruben aufgeschlossenen Terrassenschotter vor. Die Datierung einer Deckschicht dient der Bestimmung des Mindestalters des unterlagernden Terrassenschotters, denn eine direkte Datierung wurde in den 1980er Jahren aufgrund der erwarteten unvollständigen Bleichung des TL-Signals glazifluvialer Sedimente als nicht möglich angesehen (LAMOTHE 1988).

In der vorliegenden Untersuchung soll zunächst die Anwendbarkeit der optischen Datierung auf glazigene Sedimente untersucht werden. Die systematische Datierung von glazifluvialen Terrassenablagerungen mittels Lumineszenzdatierung im bayerischen Alpenvorland wurde bislang noch nicht durchgeführt und bedarf daher einer detaillierten methodischen Analyse der Lumineszenzeigenschaften der zu datierenden Minerale Quarz und Kaliumfeldspat. Durch die vergleichende Messung dieser beiden Mineralfraktionen der Proben soll eine interne Kontrolle der Messergebnisse ermöglicht werden.

Die regionalen Stratigraphien der Bundesländer Baden-Württemberg und Bayern sowie die der Schweiz und Österreichs, die die Abfolge der quartären Ablagerungen im Alpenvorland thematisieren, werden in der offiziellen Tabelle der DEUTSCHEN STRATIGRAPHISCHEN KOMMISSION (2002) in zwei eigenständigen

Pleistozängliederungen, zum einen für das nordwestliche sowie für das nordöstliche Alpenvorland dargestellt. Abbildung 2.1 fasst die vier regionalen Stratigraphien zusammen.

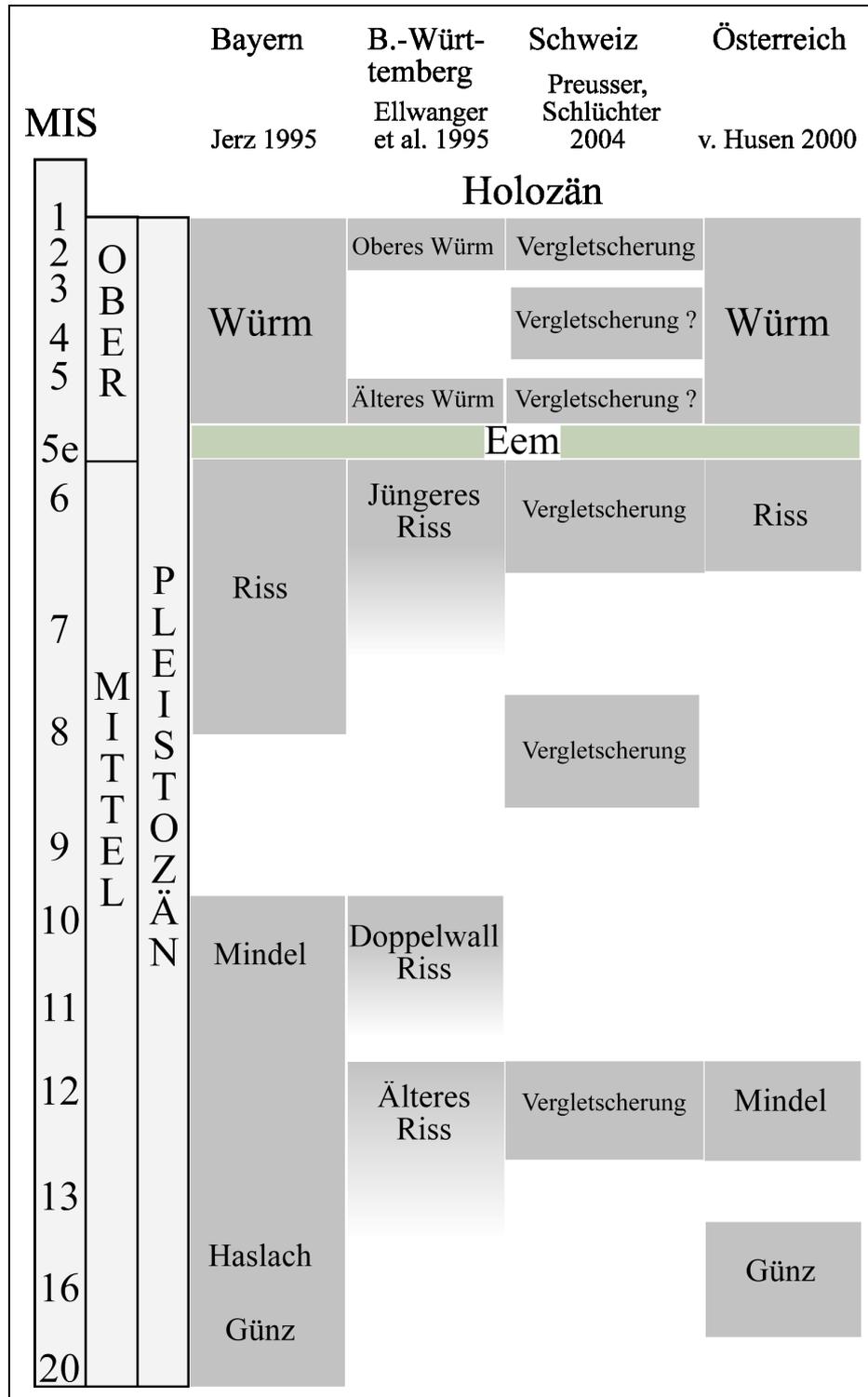


Abb. 2.1. Zusammenfassung der vier regionalen Stratigraphien, die das nördliche Alpenvorland thematisieren (eigener Entwurf basierend auf JERZ (1995), ELLWANGER et al. (1995), PREUSSER & SCHLÜCHTER (2004), VAN HUSEN (2000)).

Bezüglich des Beginns der Würmeiszeit besteht Einigkeit in den regionalen Stratigraphien. Während jedoch Bayern und Österreich nur einen Eisvorstoß während der letzten Eiszeit im Marinen Isotopen Stadium (MIS) 2 vermuten, gliedern Baden-Württemberg und die Schweiz das Würm in zwei (Älteres Würm und Oberes Würm) beziehungsweise drei Eisvorstöße. Das letzte Interglazial wird in allen vier regionalen Stratigraphien einheitlich dem Isotopenstadium 5e zugeordnet. Bezüglich des Verlaufs der vorletzten Vergletscherung bestehen jedoch Diskrepanzen in den regionalen Stratigraphien. Während VAN HUSEN (2000) in Österreich das Riss mit dem MIS 6 und die Mindeleiszeit mit dem MIS 12 (ca. 427.000-474.000 Jahre) korreliert, stellt JERZ (1995) die Risseiszeit in die MIS 6 und MIS 8 und die Mindelkaltzeit in das MIS 10. ELLWANGER et al. (1995) bestimmen den Mindel-Haslach-Komplex auf älter als 780.000 Jahre und gliedern den Riss-Würm-Komplex in fünf eigenständige Vergletscherungen. In der stratigraphischen Tabelle der Schweiz sind bis zum letzten Interglazial drei Vergletscherungen in den MIS 6, MIS 8 und MIS 12 vermerkt. Es stellt sich somit die Frage, ob die in Abbildung 1.1 dargestellten Unterschiede bezüglich der Rekonstruktion der Glazialgeschichte des nördlichen Alpenvorlandes möglicherweise durch eine unsichere beziehungsweise fehlende Alterskontrolle zu erklären sind. Diese Lücke durch die Datierung mit physikalischen Altersbestimmungsmethoden zu schließen, ist das Ziel dieser Untersuchung.

Erste Datierungsergebnisse haben gezeigt, dass die Erstellung einer eigenständigen Chronologie der pleistozänen Sedimente im Alpenvorland nur bedingt durchführbar ist. Der Fokus der Untersuchung verschiebt sich daher von der morphostratigraphischen Untersuchung hin zu einer Analyse der Lumineszenzeigenschaften der Proben aus dem Alpenvorland. Dem datierungsmethodischen Aspekt untergeordnet, wird trotzdem versucht eine morphostratigraphische Aussage anhand der gewonnenen Lumineszenzalter zu treffen. Primär muss die vorliegende Untersuchung aber als Ausgangspunkt für weitere Datierungen betrachtet werden, die darauf abzielen, eine paläoklimatische Aussage zu treffen. Die Lumineszenzeigenschaften der untersuchten Minerale wurden ausführlich beschrieben, und daher eignet sich die vorliegende Arbeit als methodische Grundlage für weiterführende Untersuchungen. Auf diese Weise könnten neue chronostratigraphische Aussagen getroffen werden, die vielleicht helfen können, die weiterhin bestehenden Diskrepanzen bezüglich des Ablaufs des mittleren und jüngeren Pleistozäns im nördlichen Alpenvorland auszuräumen.

3. Physisch-geographische Einführung in das Untersuchungsgebiet

Das nördliche Alpenvorland umfasst das Gebiet südlich der Schwäbisch-Fränkischen Alb, westlich der Böhmischen Masse und östlich des Schweizer Jura. Im Süden wird das Alpenvorland durch die Alpen begrenzt. Der Donau und ihrem Verlauf, ausgehend von der Quelle im Schwarzwald, entlang der Schwäbisch-Fränkischen Alb, dem Bayerischen und dem Böhmer Wald und weiter nach Südosten verlaufend, kommt eine große Bedeutung im Alpenvorland zu: während der pleistozänen Eiszeiten war sie der Vorfluter der Schmelzwasserabflüsse der alpinen Gletscher und auch heute noch bildet sie die Erosionsbasis ihrer zahlreichen Tributäre.

3.1 Die Lage des Arbeitsgebietes im nördlichen Alpenvorland

Das Arbeitsgebiet liegt im bayerischen und baden-württembergischen Teil des Alpenvorlandes, wobei sich der Schwerpunkt der Untersuchungen auf den bayerischen Teil des Alpenvorlandes konzentriert (Abb. 3.1.1). Neben einer Vielzahl von Aufschlüssen in der Münchner Schotterebene wurden auch zwei Lokalitäten im Bereich der Isarmündung beprobt. Darüber hinaus wurden Standorte im Risstal, Donautal, Illertal und im Mindertal untersucht. Eine Probenahme-Lokalität liegt im baden-württembergischen Teil des Alpenvorlandes südlich von Sigmaringen. Nach Norden wird das Arbeitsgebiet von der Donau begrenzt und im Süden bilden die Endmoränenwälle der quartären Eiszeiten die natürliche Grenze des Untersuchungsgebietes. Im Vorfeld dieser Moränen sind glazifluviale Schmelzwassersedimente in Form von Terrassen weitflächig abgelagert worden. Diese Terrassen, deren Schotterablagerungen mit den verschiedenen Eisvorstößen der Würm-, Riss- und Mindelzeit korrelieren, werden in der vorliegenden Arbeit mittels optischer Datierung untersucht. Dazu wurden die in Kiesgruben weitflächig aufgeschlossenen Terrassen an Typuslokalitäten der pleistozänen Eiszeiten im Risstal, Donautal, Illertal, Mindertal, Isartal, Ampertal und Würmtal beprobt (Abb. 3.1.1).

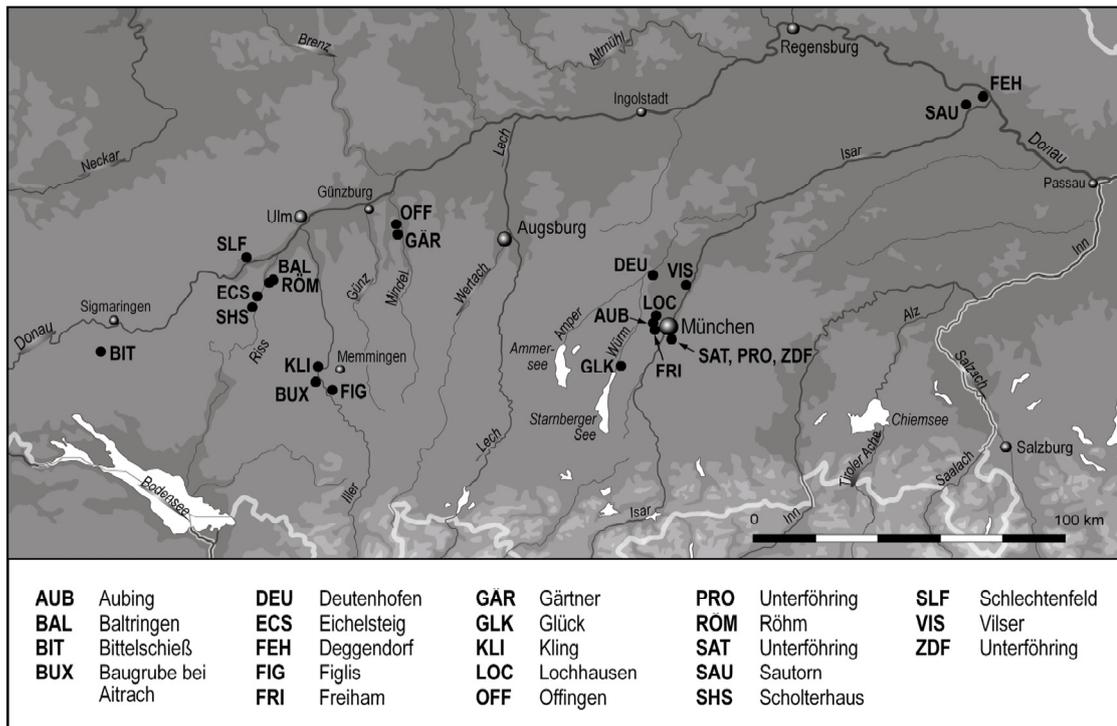


Abb. 3.1.1 Das Untersuchungsgebiet im nördlichen Alpenvorland mit den eingezeichneten Probenahmestandorten. Die Proben wurden an sedimentologisch untersuchten Standorten der Würm-Riss- und Mindelzeit genommen (Karthographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

3.2 Geologisch-tektonische Verhältnisse und geomorphologische Entwicklung

Mit der Hebung der Alpen im Tertiär beginnt die Entwicklung des Alpenvorlandes zunächst als Saumsenke für den Abtragungsschutt des sich heraushebenden Gebirges. Die karbonathaltigen Sande, die im Tertiär in Wechsellagerung im marinen oder limnisch-fluvialen Milieu im Alpenvorland abgelagert wurden, werden als Molasse bezeichnet (DOPPLER 1989). Im oberen Miozän und im Pliozän kam es zu tektonischen Bewegungen, die dazu führten, dass das Alpenvorland im Westen stärker als im Osten herausgehoben wurde. Diese Verkippung nach Osten beeinflusste maßgeblich die Reliefgenese und wirkte sich ebenfalls auf die Hydrographie des Alpenvorlandes aus. Mit der andauernden Hebung der Alpen hebt sich auch das Alpenvorland - mit Ausnahme der Münchner Schotterebene - und damit unterliegt das Relief ständigen Veränderungen, hervorgerufen durch Erosion und Akkumulation. Neben der Tektonik beeinflussen zudem die Klimaschwankungen die Reliefgenese und die Ablagerungen der Terrassen im Pleistozän, was heute in der unterschiedlichen Ausprägung sowie der Höhenlage der einzelnen Terrassenkörper zu erkennen ist.

PENCK (1882) und PENCK & BRÜCKNER (1901-1909 S. 16) erkannten, dass die Schotterablagerungen im Alpenvorland auf Vorstöße der alpinen Gletscher zurückgehen und haben zum ersten Mal gezeigt, dass ein Eisvorstoß mit der Ausbildung eines charakteristischen Reliefformenschatzes verbunden ist. Daraus entwickelten sie Anfang des 20. Jahrhunderts das Modell der Glazialen Serie, die das Auftreten von Grundmoräne, Endmoräne und Schotterfeld als charakteristische Abfolge von Reliefformen im Vorfeld eines Gletschers beschreibt (Abb. 3.2.1). Mit der Ausweisung mehrerer übereinander gestaffelter Schotterfelder, die sie unterschiedlichen Glazialen Serien zuordneten, entwickelten PENCK & BRÜCKNER (1901-1909, S.15) im Illergletschergebiet in der Region um Memmingen das tetraglaziale System der pleistozänen Eiszeiten im Alpenvorland.

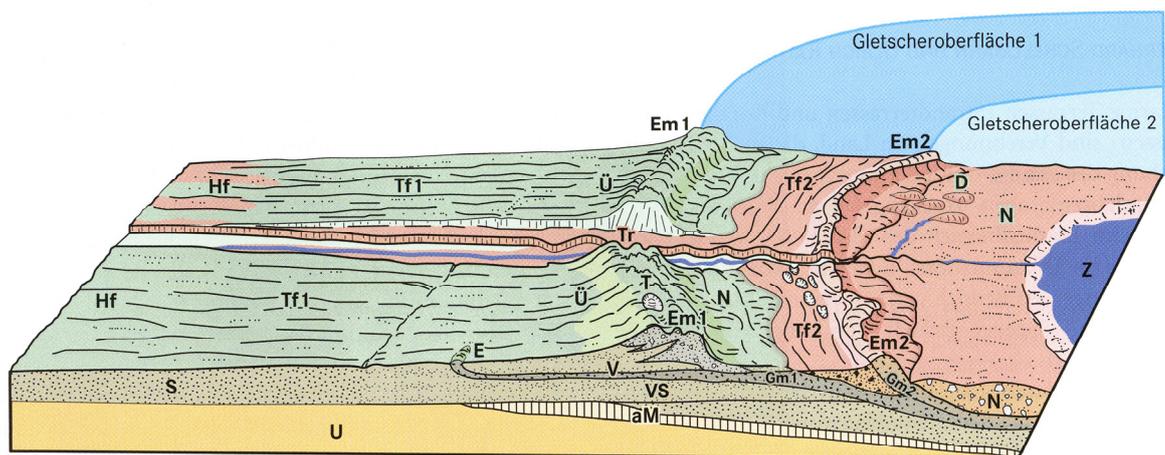


Abb. 3.2.1 Die Glaziale Serie. aM: Moräne älterer Eiszeit, D: Drumlin, E: Moräne des weitesten Vorstoßes, Em: Endmoränenwall, Gm: Grundmoräne, Hf: Hauptfeld, N: Niedertaulandschaft, S: Schotter/Sander, T: Toteisloch, Tf: Teilfeld, Tr: Trompetental, U: Untergrund, Ü: Übergangskegel, V: Grundmoräne des weitesten Vorstoßes, VS: Vorstoßschotter, Z: Zungenbecken. Die Zahlen geben zusammengehörige glaziale Komplexe an (RÖGNER 2006).

Aus den von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) gewonnenen Erkenntnissen entwickelte sich die bis heute angewendete Methode der Terrassenstratigraphie zur Einordnung der eiszeitlichen Ablagerungen. Das Prinzip der Methode beruht darauf, dass bei einer Terrassenstaffelung ältere Ablagerungen morphologisch höher als jüngere Ablagerungen liegen, und die jüngsten Ablagerungen den Talboden bilden.

Gemäß dem Prinzip der Terrassenstratigraphie stellt die Höhendifferenz zwischen den einzelnen Terrassen den Grad der Erosion zwischen den jeweiligen Schotterakkumulationen dar, die sowohl klimatisch als auch tektonisch bedingt sein kann (BECKER-HAUMANN 2005). Dabei folgt die Schotterakkumulation auf eine Erosionsphase. Im Übergangsbereich vom glazialen zum periglazialen Milieu ist das fluviale System in mehrere verzweigte Abflussrinnen („braided river“) gegliedert, die an den Gletschertoren ansetzen und Schmelzwässer ins Vorland transportieren (Abb. 3.2.2). Diese Rinnen sind durch Schotterbänke voneinander getrennt. Nach stärkeren Abflussereignissen kann sich die Lage der Abflussrinnen ändern. Diese Rinnen werden mit glazifluvialen Schottern der vorrückenden Gletscher wieder verfüllt, und der Terrassenkörper stellt somit zum einen die Form des ehemaligen Tals nach und zum anderen gibt er den zeitlichen Rahmen zwischen dem Ende der Erosionsphase (Basis des Terrassenkörpers) und dem Abschluss der Akkumulation (Terrassenakkumulation) vor (SCHIRMER 1983).

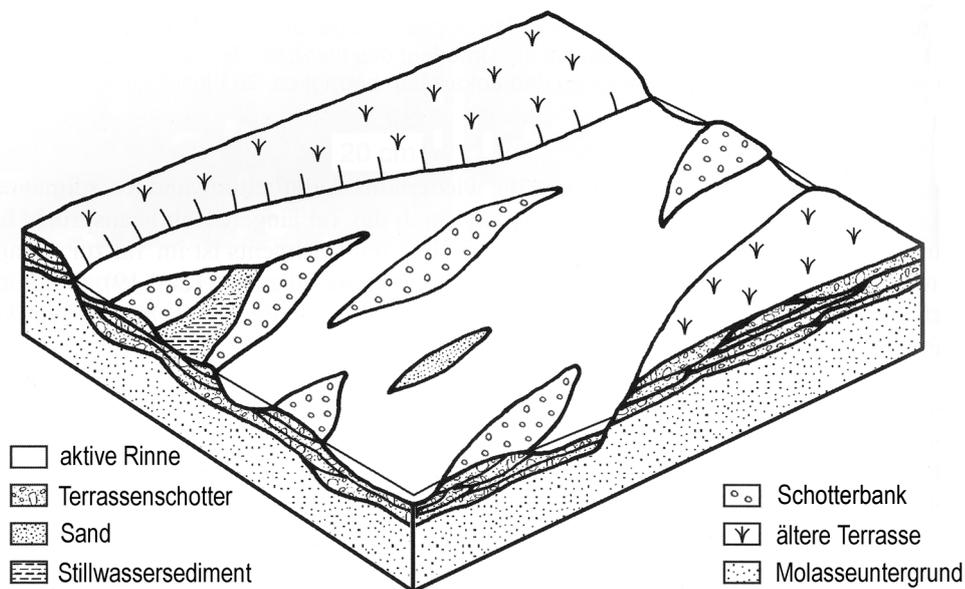


Abb. 3.2.2. Skizze eines verzweigten Flusssystemes („braided river“). Die aktive Rinne ist in mehrere Abflussbahnen gegliedert, welche durch Schotterbänke („braid bars“) getrennt werden. Nach stärkeren Abflussereignissen kann sich die Lage der Abflussrinnen ändern (BECKER-HAUMANN 2005, verändert).

Neben der Annahme, dass die Ausräumung eines Tals während einer Warmzeit stattfindet und mit kaltzeitlichen Gletschervorstößen die Schotterkörper akkumuliert werden, gibt es Modelle, die die fluviale Erosion und Akkumulation den Übergängen

von Warmzeiten zu Kaltzeiten, beziehungsweise von Kaltzeiten zu Warmzeiten, zuordnen. Ein solches Prozess-Reaktions-Modell stellt VANDENBERGHE (1995) an den Flüssen Warthe und Maas auf und unterscheidet Aktivitätsphasen und Stabilitätsphasen. VANDENBERGHE (1995) sieht den Übergang vom warmzeitlichen zum kaltzeitlichen Klima (Aktivitätsphase) zunächst als Phase der Einschneidung, da infolge der Temperaturabsenkung eine Verringerung der Evapotranspiration einsetzt, aus der sich die Erhöhung des Abflusses ergibt. Bei noch vorhandener Vegetation ist der Untergrund stabil genug, dass der Fluss erodieren kann. Mit dem fortschreitenden Rückgang der Vegetation und dem daraus resultierenden instabilen Untergrund kommt es noch vor Beginn der Kaltzeit (Stabilitätsphase) durch die Zunahme des Sedimenttransportes zur Auffüllung des Flussbettes. Mit dem Übergang vom kaltzeitlichen zum warmzeitlichen Klima erhöht sich zunächst der Abfluss. Proportional zum Pflanzenwachstum erhöht sich die Untergrundstabilität, so dass der Sedimenttransport im Fluss abnimmt, was zu dessen Einschneidung führt. Die Zunahme der Evapotranspiration bedingt die Abnahme des Abflusses und führt damit zur Auffüllung/Aufschotterung des Flussbettes, bevor es schließlich während der Warmzeit (Stabilitätsphase), wie auch während der Kaltzeit, zu einem ausgeglichenen Akkumulations-Erosionsverhältnis kommt. Dieses Modell wurde für den periglazialen Bereich in Nordwest-Mitteleuropa aufgestellt und kann in seinen Grundzügen auch auf das Alpenvorland angewendet werden. Es muss jedoch berücksichtigt werden, dass aufgrund der unmittelbaren Nähe der glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland zum Gletscherrand im Pleistozän die von VANDENBERGHE (1995) angegebenen Schwellenwerte und Reaktionszeiten während der Aktivitätsphasen nicht in gleicher Form übernommen werden können.

Geologisch wird eine Terrasse anhand ihrer Oberfläche und ihrer Basis, die die Erosionsfläche darstellt, definiert und umfasst damit nur den Terrassenschotter als Terrassenkörper. Geomorphologisch gesehen bilden Terrassenfläche und Terrassenhang die Form der Terrasse, wobei die Terrassenfläche den Rest des ehemaligen Talbodens darstellt, auf der der Terrassenschotter lagert. Hinzu kommen petrographische Merkmale, die die Terrasse schließlich als einheitliche Akkumulation erkennen lassen. Ob die Ablagerung einer Terrasse in einem verzweigten Flusssystem oder einem mäandrierenden Flusssystem erfolgte, kann rückwirkend durch eine Analyse der Sedimentstrukturen in den Schottern ermittelt werden. Charakteristisch für ‚braided river‘ Ablagerungen sind flache, wenige Meter tiefe Gerinne, die sich häufig verlagern und als Scott-Typ (Schmelzwasserfluss in Alaska) bezeichnet werden (Miall 1996). Im

Gegensatz dazu stehen die lateralen Schotterablagerungen (L-Schotter) schrägschichteter Terrassen, wie sie typisch für mäandrierende Flusssysteme sind (SCHIRMER 1983).

3.3 Klimatische Verhältnisse und Böden

Das Klima im Alpenvorland wird dem Köppenschen Klimatyp Cf zugeordnet. Die Region zeigt eine nur geringe räumliche Klimavarianz, welche auf die geringe Reliefenergie der ausgedehnten Schotterfluren zurückzuführen ist (HENDL 2002). Die Donauniederung zeichnet sich im Winter, aufgrund der Absperrung nach Norden durch die Schwäbische Alb und den Bayerischen Wald, als vergleichsweise kalte und frostgefährdete Region mit Jahresdurchschnittstemperaturen zwischen $7,6^{\circ}\text{C}$ und $8,1^{\circ}\text{C}$ aus (HENDL 2002). Das Bodenseebecken stellt mit einer Jahresdurchschnittstemperatur von 9°C einen Klimagunstraum im Alpenvorland dar. Während im Winter die abkühlungsdämpfende Wirkung des Wassers der Region höhere Temperaturen beschert, wirkt sich die Wassermenge im Sommer, aufgrund einer stabilen vertikalen Schichtung des Sees, Temperatur erhöhend auf die Uferregion aus. Etwa gleich bleibende Jahresdurchschnittstemperaturen verzeichnen die östlicher gelegenen und auf einer Nord-Süd-Achse befindlichen Stationen Karlshuld ($7,7^{\circ}\text{C}$), München-Riem ($7,9^{\circ}\text{C}$) und Bad Tölz ($7,6^{\circ}\text{C}$) (MÜLLER-WESTERMEIER 1990).

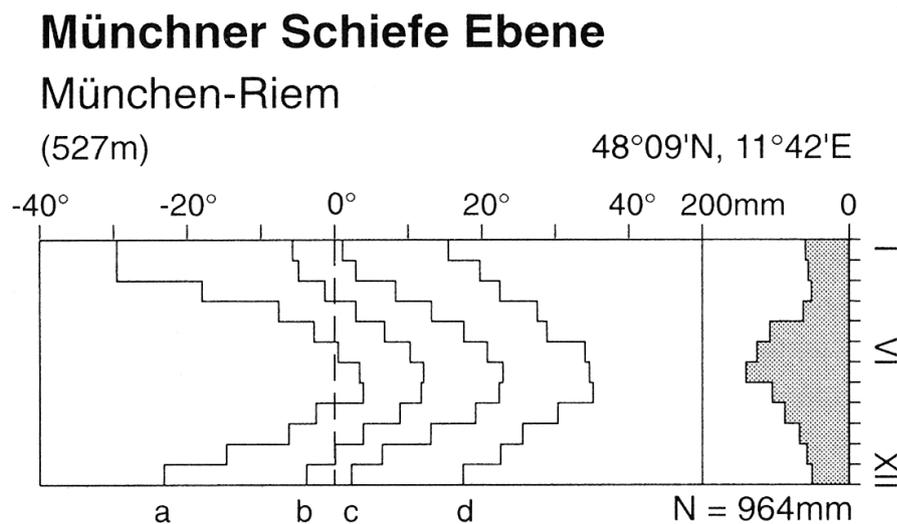


Abb. 3.3.1 Klimadiagramm München-Riem. a: absolutes Temperaturminimum; b: mittleres Temperaturminimum, c: mittleres Temperaturmaximum, d: absolutes Temperaturmaximum (WEISCHET & ENDLICHER 2000).

Die räumliche Verteilung der Niederschläge im Alpenvorland nimmt mit 700 mm Jahresniederschlag in der Donauniederung und Niederschlägen von mehr als 1500 mm in Bad Tölz nach Süden hin zu. Dies ist neben der zunehmenden Höhenlage auf die Stauwirkung der Alpen zurückzuführen, die bei den häufig vorkommenden Großwetterlagen (GWL) Nordwest und Nord eine Rolle spielt. Da beide GWL bevorzugt im späten Frühjahr und im Sommer auftreten, weisen die Niederschläge im Alpenvorland ein ausgeprägtes Sommermaximum auf (RAMPE & REINKE 1985).

Die im Alpenvorland charakteristischen bodenbildenden Prozesse Verbraunung, Lessivierung, Vergleyung oder Pseudovergleyung sind abhängig vom Ausgangssubstrat und dem Klima. Den bodenbildenden Prozessen entsprechend handelt es sich bei den anstehenden Böden um Parabraunerde, Braunerde, Pseudogley, Gley und Pararendzina (Abb. 3.3.2). Das verstärkte Auftreten von Gleyböden in Auenlandschaften und Niederungen, beispielsweise im nördlichen Teil der Münchner Schotterebene, zeigt dagegen die Abhängigkeit der Bodenbildung vom Grundwasserspiegel.

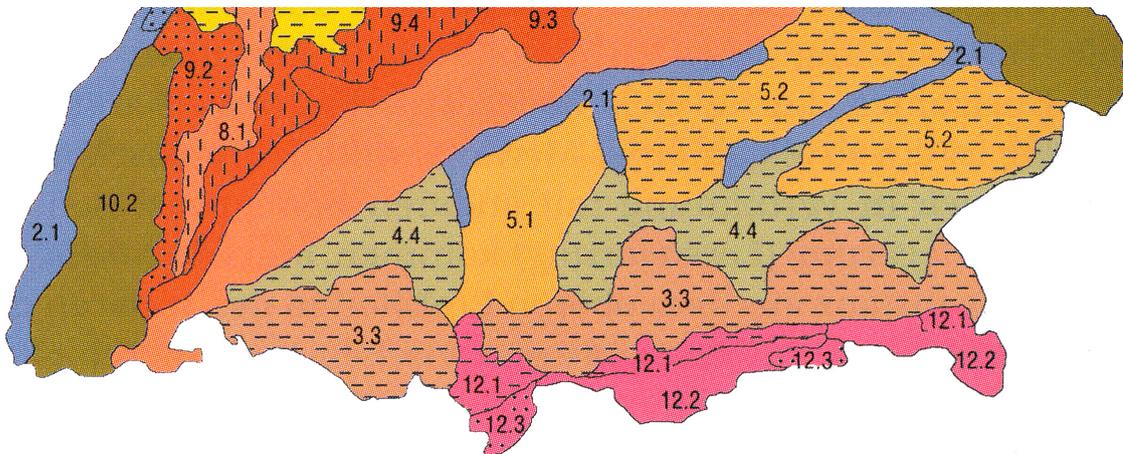


Abb. 3.3.2 Ausschnitt aus der Bodenkarte Deutschlands. Dargestellt sind die Bodengroßlandschaften im Alpenvorland sowie die angrenzenden Bodenregionen der Berg- und Hügelländer und der Alpen.

2.1: Auen und Niederterrassen mit Auenböden und Gley; 3.3: Jungmoränenlandschaft mit Parabraunerde, Braunerde, Pararendzina und Pseudogley; 4.4: Altmoränenlandschaft mit Parabraunerde, Braunerde, Pseudogley und Pararendzina; 5.1: Deckenschotterplatten mit Parabraunerde, Braunerde, Pseudogley und Gley; 5.2 Tertiärhügelländer mit Braunerde, Parabraunerde, Pararendzina und Pseudogley; 8-12: Berg- und Hügelländer sowie Alpen mit Rendzina, Pelosol, Parabraunerde, Pseudogley, Pararendzina, Terra Fusca, Braunerde, basenarme Braunerde, Syrosem, Kalkbraunerde und Ranker (Schmidt 2002 nach AG Boden 1994, verändert).

Die Entwicklung der rezenten Böden im Alpenvorland setzt mit der Klimaänderung des ausgehenden Spätglazials ein (SCHMIDT 2002). Mit zunehmender Entkalkung des Ausgangsgesteins bildeten sich auf Moränen und Schotterflächen zunächst Rohböden und Pararendzinen. Unter geschlossener Waldbedeckung und bei feuchtgemäßigem Klima konnten daraus Braunerden hervorgehen. Während des Klimaoptimums im Atlantikum kommt es infolge verstärkter Entkalkung zu Tonverlagerung und damit zur Entwicklung der Parabraunerden (SEMMELE 1993). Im Alpenvorland muss zwischen den Böden auf würmzeitlichen Schotterablagerungen und dem Altmoränengebiet unterschieden werden. Während im Jungmoränengebiet Parabraunerden auf kalkhaltigeren Sedimenten vorherrschen, dominieren im Altmoränengebiet bei tieferer Entkalkung Pseudogleye vorwiegend auf Löss (SEMMELE 1985).

4. Die glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland und ihre Altersstellung

Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung wurden glazifluviale Terrassenablagerungen der pleistozänen Eiszeiten beprobt. Diese Ablagerungen werden, wie in Kapitel 3.3 beschrieben, morphologisch unterschieden, worauf ihre stratigraphische Zuordnung beruht. Physikalische Altersdatierungen der Terrassenschotter wurden bisher nur vereinzelt vorgenommen. Meist erfolgte eine Datierung der Deckschichten, wodurch das Alter der unterlagernden Schotter relativ bestimmt werden konnte.

RÖGNER et al. (1988) datieren feinkörnige Decksedimente bei Steinheim, nordöstlich von Memmingen, mit TL und geben Alter zwischen 24.000-83.000 Jahren für die Ablagerung würmzeitlichen Lösses an, der den Hochterrassenschotter überdeckt. Darüber hinaus ergeben Datierungen an Deckschichten in der Ziegeleigrube Offingen im Mindeltal TL-Alter zwischen 29.000-184.000 Jahren (RÖGNER et al. 1988, STREMMER et al. 1988). Neben würmzeitlichem Löss wurde auch Löss datiert, der stratigraphisch dem Riss zugeordnet wird. Als morphostratigraphischer Marker gilt der Lohner Boden (SEMME 1969), dem ein TL-Alter von etwa 30.000 Jahren zugewiesen wird (RÖGNER et al. 1988, STREMMER et al. 1988). Die TL-Datierung eines fossilen Bt-Horizontes in der Ziegeleigrube Autenried im Günztal ergibt ein Alter von etwa 130.000 Jahren für den Boden, der stratigraphisch dem Riss/Würm-Interglazial zugeordnet wird (RÖGNER et al. 1988, STREMMER et al. 1988). Im Lechtal vergleichen BECKER-HAUMANN & FRECHEN (1997) Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) und TL an würmzeitlichem Löss. BUCH & ZÖLLER (1990) datieren Löss an der Donau bei Regensburg und präsentieren Alter von 16.000-74.000 Jahren für die würmzeitlichen Sedimente. Im Risstal untersucht MIARA (1995) die Deckschichten der oberen Hochterrasse mit TL und gibt Alter zwischen 106.000-150.000 Jahren eines risszeitlichen Lösses, TL-Alter von 70.000 Jahren für frühwürmzeitliche Lössakkumulationen sowie ein TL-Alter von 17.000 Jahren für einen Jungwürm-Löss an.

FULLER et al. (1994) führen erste optische Datierungen an fluviatilen Sedimenten der Donau durch. Sie untersuchen die holozänen, feinkörnigen Hochflutsedimente der Donau in Rumänien mit IRSL und vergleichen die Ergebnisse mit TL-Daten. FIEBIG & PREUSSER (2001, 2003) und PREUSSER (2003) untersuchen die Deckschichten der

Donauniederterrasse im Raum Ingoldstadt und später ebenso die fluvialen Sedimente der Niederterrasse der Donau (FIEBIG & PREUSSER 2003) mit IRSL.

JERZ (1993) skizziert am Beispiel der Schotterablagerungen im Donautal die stratigraphische Zuordnung der quartären Terrassenablagerungen und verknüpft mit jeder Terrassenstufe eine Eiszeit.

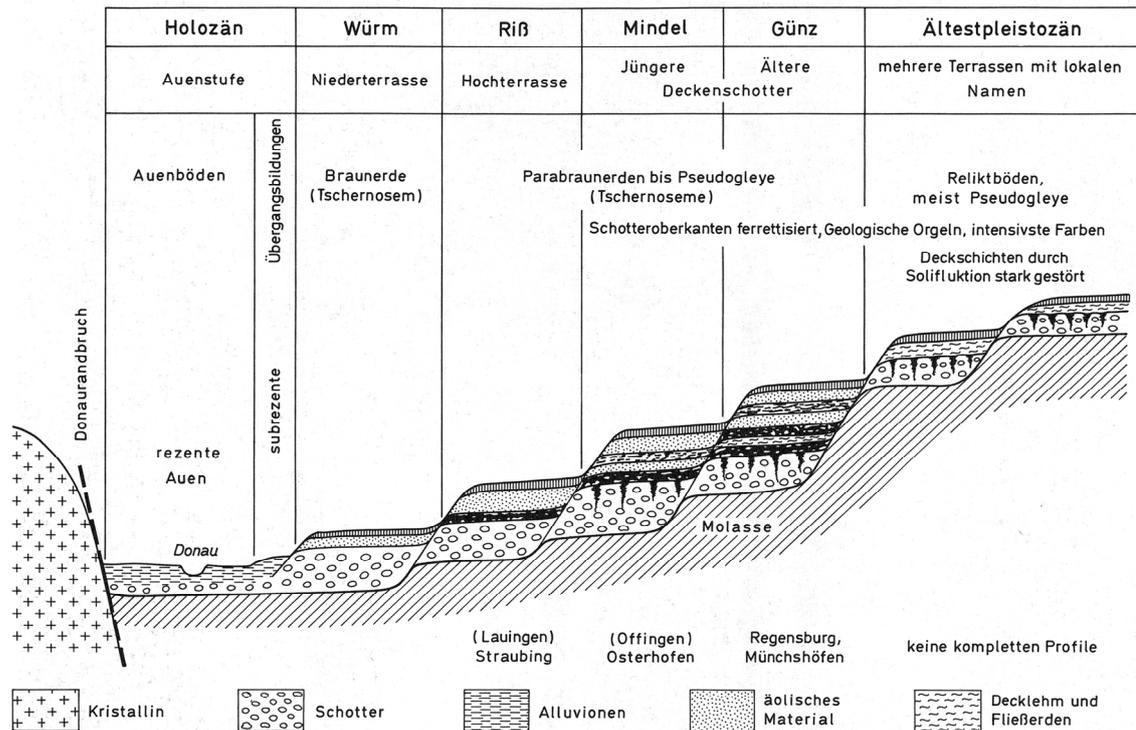


Abb. 4.1 Terrassenstaffelung quartärer Schotter im Donautal. JERZ (1993) skizziert nach FINK (1966) unterschiedliche Schotterniveaus, die den Eiszeiten Würm, Riss, Mindel, Günz sowie dem Ältestpleistozän zugeordnet werden. Gemäß dem Prinzip der Terrassenstaffelung liegen die älteren Schotterablagerungen morphologisch höher als die jüngeren Ablagerungen (JERZ 1993).

Ebenfalls im Donautal, bei Regensburg, dokumentiert SCHELLMANN (2006) die Staffelung der Terrassen und weist neben mehreren Hochterrassen und mehreren Niederterrassen eine Übergangsterrasse aus, deren Akkumulation im Frühwürm angenommen wird (Abb. 4.2).

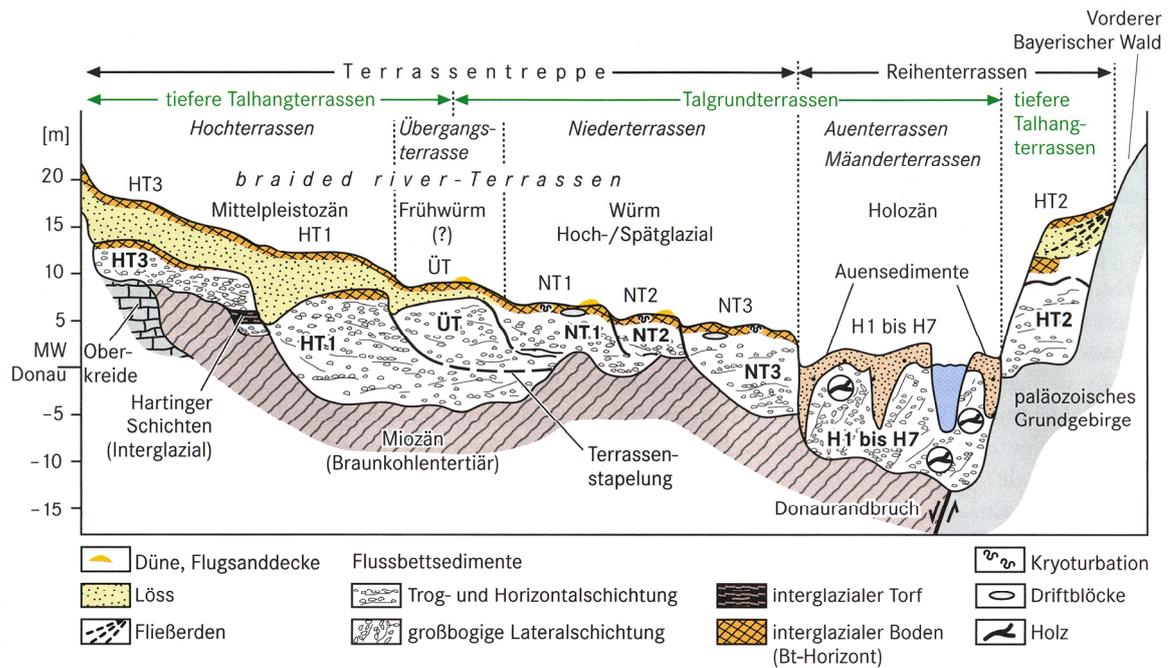


Abb. 4.2 Terrassenstaffelung jung- und mittelpleistozäner Donauterrassen unterhalb von Regensburg (SCHELLMANN 2006). Im Gegensatz zur Abbildung 4.1 unterscheidet SCHELLMANN (2006) mehr als vier Terrassen. Allein dem Würm Hoch- und Spätglazial werden drei unterschiedliche Terrassenniveaus zugeordnet. Darüber hinaus kartiert SCHELLMANN (2006) mit der Übergangsterrasse eine weitere Terrasse, die stratigraphisch zwischen der Akkumulation der Niederterrassen und der Hochterrassen steht. Die Ablagerung der holozänen Auenterrassen erfolgt lateral (SCHELLMANN 2006).

Die Darstellung in Abbildung 4.2 soll demonstrieren, dass eine relative Altersbestimmung der glazialen Ablagerungen im Alpenvorland anhand der Abfolge der Ablagerungen komplexer ist als die bis heute anerkannte Quartärstratigraphie nach PENCK & BRÜCKNER (1901/1909), die auch in den regionalen Stratigraphien von Bayern (JERZ 1995) und Österreich (VAN HUSEN 2000) aufgegriffen wird. Dies zeigen ebenfalls die in Kapitel 2 beschriebenen regionalen Stratigraphien von Baden-Württemberg (ELLWANGER et al. 1995) und der Schweiz (PREUSSER & SCHLÜCHTER 2004). Neben den von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) erstmalig beschriebenen vier Schotterfeldern der Region um Memmingen finden sich im Alpenvorland weitere Terrassen, die auf Gletschervorstöße zusätzlich zu den von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) angenommenen vier Eiszeiten hindeuten (vgl. Schreiner 1992).

Im Folgenden werden die glazifluvialen Ablagerungen der unterschiedlichen Regionen des Arbeitsgebietes vorgestellt, wobei die Einteilung anhand der Gletscher erfolgte, die die Sedimente ins Vorland transportierten.

4.1 Isar- Loisach Gletscher

Die glazifluvialen Ablagerungen in der Münchner Schotterebene wurden durch den Isar-Loisach Gletscher geschüttet. Mit einer Ausdehnung von etwa 1800 km² ist die Münchner Schotterebene die größte zusammenhängende Schotterfläche Bayerns, deren heutiges Erscheinungsbild auf glazifluviale Prozesse während der letzten Vergletscherung zurückgeht (JERZ 1987). Aufgebaut wird die Münchner Schotterebene von fünf Schotterfächern, die an der Stirn der jeweiligen Gletscherzungen des Isar-Loisachgletschers ansetzten (JERZ 1993). Seine wärmzeitlichen Gletscherzungen sind, von Ost nach West gesehen, der Tölzer Lobus, der Wolfratshauer Lobus, der Starnberger Lobus und der Loisach/Ammersee Lobus (FELDMANN 1989). Die von den Gletscherzungen transportierten Schotter wurden in zahlreichen Abflussrinnen, die an den Gletschertoren ansetzten, in einem verzweigten Flusssystem nach Norden transportiert (FELDMANN et al. 1991, SCHIRMER 1983). Die wichtigsten Abflussrinnen, die auch heute noch Flusstäler im Alpenvorland bilden, sind das Ampertal, das Würmtal und das Isartal. Das Gleißental, das Grub-Harthauser Tal, der Teufelsgraben sowie die Wangener und die Neufahrner Rinne, die während der Eiszeiten noch Schmelzwässer transportierten, sind als Trockentäler erhalten geblieben (JERZ 1993, GROTTENTHALER 1997).

Im Isartal, der größten Abflussrinne in der Münchner Schotterebene, sind südlich von München drei wärmzeitliche Terrassenniveaus ausgebildet: die Hauptniederterrasse sowie zwei weitere Niederterrassen. Alle drei Schotterkörper sind zwischen 5 und 15 m mächtig und lassen sich mit Endmoränenlagen des Isar-Loisachgletschers verknüpfen (JERZ 1993, SCHUMACHER 1981). Weiter nördlich, zwischen München und Freising, sind ebenfalls drei Niederterrassen der Isar aufgeschlossen. Durch eine Verknüpfung der Terrassenschotter mit der äußeren Jungendmoräne kann belegt werden, dass die Hauptniederterrasse (NT1) im Hochglazial geschüttet wurde. Dabei weisen die flächenhafte Ausbildung und Lagerung der Schotter auf ein ‚braided river‘-Abflusssystem hin (FELDMANN 1991a). Mit dem Gletscherrückzug nach dem Hochglazial sind die Niederterrassen NT2 und NT3 geschüttet worden. Die Schotter der NT3 sind dabei erstmals in einem mäandrierenden Fluss und nicht in einem ‚braided river‘-System transportiert worden, zu erkennen an der Ausbildung der Schotter als L-Typ (vgl. Kap. 3.3, SCHIRMER 1983). FELDMANN (1991b) schließt daraus, dass das Isartal in seiner heutigen Form erst nach der letzten Eiszeit, vermutlich in der Jüngeren Tundrenzeit, angelegt wurde.

Im Gegensatz zu den anderen Regionen im nördlichen Alpenvorland wo, durch tektonische Hebung und damit einhergehender Einschneidung der Flüsse, ältere Sedimente topographisch oberhalb von jüngeren Sedimenten lagern, stellt die Münchner Schotterebene ein ausgedehntes Senkungsgebiet dar, mit den Sedimenten der Niederterrasse als die höchstgelegenen Ablagerungen. Schmelzwasserablagerungen älterer Vergletscherungen liegen unter den wärmzeitlichen Sedimenten, wobei die Verbreitung der risszeitlichen Hochterrassenschotter eine flächenhafte Ausdehnung, ähnlich denen der letzten Vergletscherung, zeigt (JERZ 1993). Im Gegensatz dazu sind ältere Deckenschotter in der Münchner Schotterebene nicht flächig verbreitet (JERZ 1987). Ausnahmen von dieser Schichtenfolge bilden Gebiete im Westen von München bei Aubing wo, bedingt durch ein welliges Relief des tertiären Untergrundes, Molassesedimente über die Schotterflächen ragen. Bei Unterföhring, im Südosten der Stadt München, überragt die Hochterrasse ebenfalls die Niederterrasse. Die Münchner Schotterebene erreicht im Süden eine Höhe von 650 m und fällt nach Norden hin auf 430 m über NN ab. Proportional dazu verhält sich die Mächtigkeit der akkumulierten Schotter, die im Süden der Ebene noch mehrere zehn Meter erreicht, im Norden lediglich einige Meter (JERZ 1987, 1995).

Im Mündungsbereich der Isar in die Donau unterscheidet SCHELLMANN (1990) wie auch an der Donau Talhangterrassen von Talgrundterrassen. Zu den Talhangterrassen zählt er die Älteren und Jüngeren Deckenschotter, die Hochterrassen sowie die Übergangsterrasse (ÜT), die stratigraphisch zwischen die Ablagerungen der Hochterrasse (HT1, HT2) und Niederterrasse (NT1-NT3) eingeordnet wird. Die Niederterrassen (NT1-NT3) und Auenterrassen (H1-H7) bilden die Talgrundterrassen (vgl. auch Abb 4.2). Chronostratigraphisch werden die Talhangterrassen ins Alt- und Mittelpleistozän gestellt, die Talgrundterrassen ins Jungpleistozän und Holozän (SCHELLMANN 1990). Im Bereich der Isarmündung liegt das Niveau der ungegliederten Hochterrasse zwischen acht bis zehn Meter über der jüngsten Niederterrasse, der spätglazialen NT3. Die Übergangsterrasse erhebt sich etwa fünf Meter über das Niveau der NT3. Während die Niederterrassen noch von einem ‚braided river‘-Flusssystem abgelagert werden, folgt die Ablagerung der holozänen Auenterrassen bereits in einem mäandrierenden System (SCHELLMANN 1990).

4.2 Illergletscher

Der Ursprung der Quartärforschung im nördlichen Alpenvorland liegt in der Region Memmingen im Illergletschergebiet. Hier begründeten zunächst PENCK (1982) und später PENCK & BRÜCKNER (1901-1909, S.27ff.) die klassische morphostratigraphische Gliederung der Eiszeiten. Die vier Schotterfelder von Memmingen gelten seitdem als Typusregion des quartären tetraglazialen Systems. Das Memminger Feld repräsentiert dabei den Niederterrassenschotter der Würmeiszeit, das Hitzenhofener Feld bildet die Hochterrasse im Riss, das Grönenbacher Feld entspricht den mindelzeitlichen Jüngeren Deckenschottern und der Günzeiszeit werden die Älteren Deckenschotter des Hochfelds zugeordnet (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909, S.28ff, S.110). Im Gegensatz dazu ordnet BECKER-HAUMANN (2005) nur den höheren, westlichen Teil des Grönenbacher Feldes dem Mindel zu. Nördlich von Memmingen sind beiderseits der Iller zwei Niederterrassen unterschiedlichen Niveaus abgelagert: das höhere Niveau des Fellheimer Feldes erstreckt sich nach Norden in das Weißenhorner Tal, das Erolzheimer Feld folgt zunächst dem Illertal und dann dem Aitrachtal. Das Memminger Trockental selbst lässt sich mit beiden Niederterrassenniveaus verbinden (HABBE 1986), deren Entstehung nach wie vor nicht eindeutig geklärt ist. SCHAEFER (1995) nimmt an, dass die Schmelzwässer des Illergletschers seit dem frühen Hochwürm durch das Memminger Trockental flossen. Während des Maximalstandes sollen zusätzlich Schmelzwässer des Rheingletschers über das Aitrach Tal ins Memminger Trockental gelangt sein. GRAUL (1953) hingegen sieht den Maximalstand des Rheingletschers erst nach dem Rückzug des Illergletschers, so dass jener dann ungehindert ins Aitrachtal vorstoßen und im Vorfeld Schotter akkumulieren konnte. HABBE (1986) fasst zusammen, dass zwei Schmelzwasserakkumulationen unterschiedlichen Niveaus durchaus der gleichen Eiszeit zugeordnet werden können, wobei das höhere Niveau eher einer frühhochglazialen Aufschotterung, das niedrigere Niveau dem Maximalstand entsprechen könnte.

Anders als die Terrassenschotter sind die mit ihnen verknüpften Endmoränen im Illertal nicht immer so deutlich erhalten. Gut erkennbare Moränenwälle liegen bei Ziegelberg (Memminger Feld) und im Grönenbacher Wald (Hof Brandholz, Grönenbacher Feld). Die Endmoränen des Hitzenhofener Feldes sind bei Legau undeutlich zu erkennen. Auf dem südlichen Böhener Feld liegen insgesamt vier Endmoränenzüge, die der Haslach-, Mindel-, Riss- und Würm- Eiszeit zugeordnet werden (RÖGNER 1986, RÖGNER 2002, BECKER-HAUMANN 1995, BECKER-HAUMANN 2002). Im Gegensatz zum westlichen

Rheingletschergebiet, wo die Risseiszeit die größte Gletscherausdehnung ins Vorland darstellt, stieß im Bereich des Illergletschers mindelzeitliches Eis am weitesten Richtung Norden (GRAUL 1968). Die dabei transportierten Schotter werden im oberen Mindeltal regional als Kirchheim-Burgauer-Schotter bezeichnet (LÖSCHER 1976). Der Schotter ist in der Tongrube Offingen und in der Kiesgrube Gärtner aufgeschlossen und im Rahmen dieser Untersuchung beprobt worden. Während EBERL (1930) den Schotter ins Riss stellt und SCHAEFER (1995) die Sedimente der Paar-Eiszeit zuordnet sehen sowohl LÖSCHER (1976) als auch HABBE & RÖGNER (1989) und BECKER-HAUMANN et al. (2001) die Ablagerungen als zur Mindel-Eiszeit zugehörig an. Eine Deckschichtenanalyse des Kirchheim-Burgauer-Schotters in der Tongrube Offingen unterstützt die von LEGER et al. (1972) getroffene paläopedologische Zuordnung der Sedimente zur Mindelvergletscherung (STREMME et al. 1991).

Im Gegensatz zu einer von PENCK & BRÜCKNER (1901-1909, S.1154f.) angenommenen ungegliederten Risseiszeit ordnet SCHAEFER (1951, 1995) im Illergletschergebiet den Hochterrassen des Hitzenhofener Feldes und des Hawanger Feldes (Günztal) aufgrund der unterschiedlichen Höhenlage ihrer Oberflächen zwei unterschiedliche Gletschervorstöße zu. Diese mehrfach gegliederte Risseiszeit ist auch in der Übersichtskarte des Iller-Riss-Gebietes (1:100000) verzeichnet (WEIDENBACH 1988).

4.3 Rheingletscher

Im Ristal treten zwei voneinander getrennte Hochterrassen auf, die durch Schmelzwasserflüsse des östlichen Rheingletschers abgelagert wurden. PENCK & BRÜCKNER (1901-1909, 397f.) führen das Auftreten der beiden Hochterrassen auf Bifurkation zurück und deuten damit an, dass beide Hochterrassen mit nur geringer zeitlicher Distanz zueinander oder zeitgleich abgelagert worden sein können. Sie verknüpfen die Terrassen mit Endmoränen bei Biberach a.d. Riss und definieren, aufgrund der für sie eindeutigen Zusammengehörigkeit der Ablagerungen zu einer Eiszeit, das Ristal als Typlokalität der Risseiszeit (PENCK & BRÜCKNER 1901-1909, 397f.).

Im Gegensatz dazu gehen WEIDENBACH (1937), GRAUL et al. (1951) oder SCHREINER (1953) von einer Untergliederung der Risseiszeit in verschiedene Eisvorstöße aus. Diese Annahme wird auch von SCHREINER & HAAG (1982) sowie SCHREINER (1989) gestützt, die die Risseiszeit, an ihrer Typlokalität dem Ristal, in die drei durch Interstadiale

voneinander getrennten Eisvorstöße des Älteren Riss (Zungenriss), Mittleren Riss (Doppelwallriss) und des Jüngeren Riss gliedern (Abb. 4.3.1).

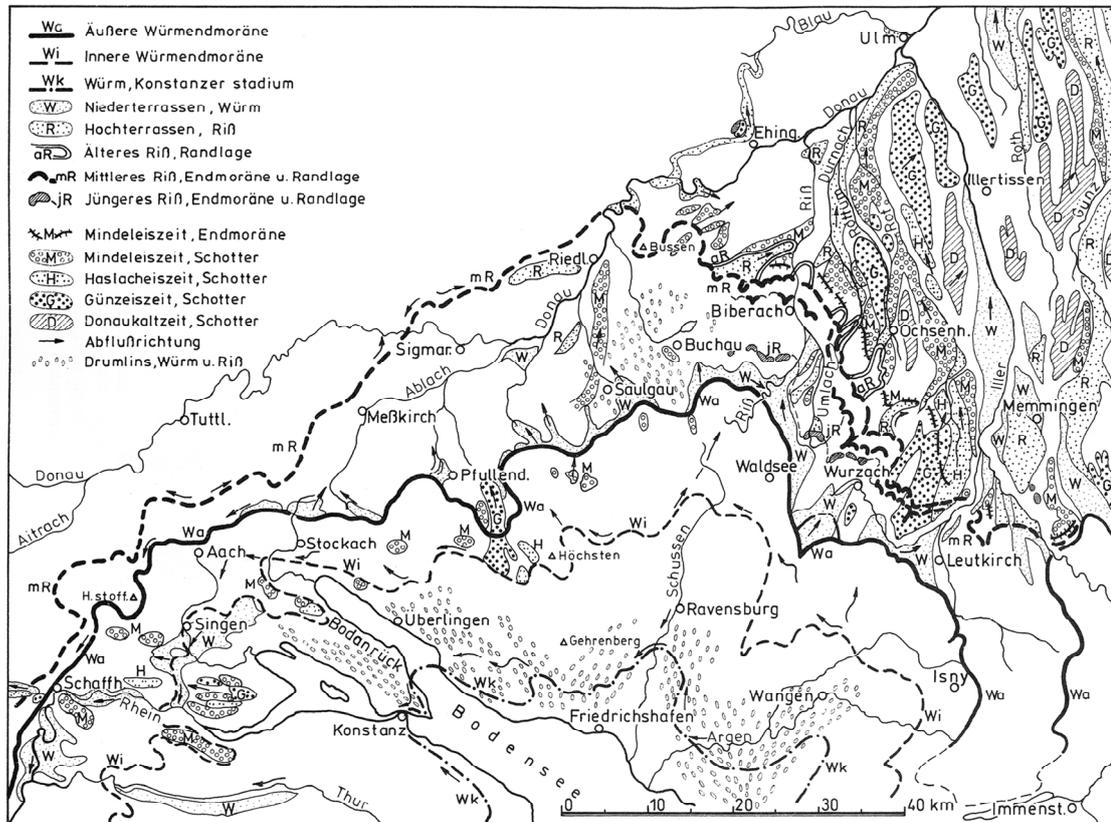


Abb. 4.3.1 Übersichtskarte des pleistozänen Rheingletschervorlandes. Eingezeichnet sind die Endmoränen der unterschiedlichen Eisvorstöße sowie die zugehörigen Schotterablagerungen (SCHREINER 1989).

Den weitesten Eisvorstoß im Risstal verzeichnen die Moränen des Älteren Riss, gefolgt von den beiden Moränen des Mittleren Riss, dessen Doppelwall nördlich von Biberach a.d. Riss aufgeschlossen ist. Moränen des Jüngeren Riss hingegen sind nicht vollständig erhalten geblieben (BIBUS & KÖSEL 1996). Mit den Endmoränen im Risstal werden Schmelzwasserterrassen verknüpft und so eine Untere Hochterrasse von einer Oberen Hochterrasse unterschieden. Die Untere Hochterrasse wird stratigraphisch dem Jüngeren Riss zugeordnet und verläuft im Risstal am östlichen Flussufer entlang bis zur Donau (SCHREINER 1989). Die Basis der Hochterrassenschotter fällt dabei von 505,2 m ü. NN (bei Äpfingen) auf 473,2 m ü. NN (bei Wiblingen), was einem Gefälle von 1,4 % entspricht. Parallel dazu verringern sich die Schottermächtigkeiten von etwa 25 m (bei Äpfingen) auf etwa sechs Meter (bei Wiblingen) (MIARA 1995). Die Untere Hochterrasse wird auch als 13 m-Terrasse bezeichnet, da die Untergrenze der Terrasse

etwa 13 m über der heutigen Talaue liegt. Darüber hinaus unterscheidet sie sich von der Oberen Hochterrasse durch einen höheren Anteil an gelben Kalken (MIARA 1995). PENCK & BRÜCKNER (1901-1909, S. 397ff.) verknüpfen die Schotter der Unteren Hochterrasse mit Endmoränen bei Biberach-Warthausen. SCHREINER (1989) revidiert dies und stellt eine Verknüpfung der Schotter zu den Endmoränen bei Ebenhardzell her sowie zu Endmoränen, die er bei Ingoldingen vermutet.

Die Schotter der Oberen Hochterrasse werden chronostratigraphisch dem Mittleren Riss zugeordnet. Sie werden im Risstal lokal als Aßmanshardter Schotter bezeichnet und sind in einer Mächtigkeit von mehr als 30 m abgelagert worden (MIARA 1995, SCHREINER 1989). Insgesamt erstreckt sich die Obere Hochterrasse auf einer Länge von zehn Kilometer und einer Breite von etwa zwei Kilometer und lässt sich mit dem äußeren Wall der Doppelwallendmoräne am Gänsberg verbinden (SCHREINER 1989). Darüber hinaus verknüpfen WEIDENBACH (1937) und GRAUL (1952) die Obere Hochterrasse mit der Moräne bei Steinhausen-Rottum-Ellmannsweiler-Laupertshausen-Röhrwangen-Attenweiler. MIARA (1995) untersucht im Risstal und östlich der Iller, ob die Untere Hochterrasse und die Obere Hochterrasse durch ein Überlaufen der Schmelzwässer vom Günztal ins Rotthal akkumuliert wurden, was einer ungegliederten Risseiszeit gemäß PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) entspräche. Oder ob die beiden Hochterrassen von zwei, durch eine Warmzeit voneinander getrennte Eisvorstöße, akkumuliert wurden. Anhand von geomorphologischen und pädologischen Untersuchungen schließt MIARA (1995) letztendlich auf eine mindestens zweigeteilte Risszeit. Eine durchgehende Obere Hochterrasse, die von den Endmoränen bis zum Vorfluter Donau reicht, findet er im Risstal aber nicht (MIARA 1995).

Im Gegensatz zu den beiden Hochterrassen des Jüngeren und Mittleren Riss sind Schmelzwasserablagerungen des Älteren Riss im Risstal bisher nicht eindeutig nachgewiesen (SCHREINER 1989). Im westlichen Rheingletschergebiet wird die im Risstal vorgenommene Gliederung der Risseiszeit unterstützt. ELLWANGER (1990) stellt im Andelsbachgebiet eine Dreiteilung des Riss vor, wie sie schon von SCHREINER & HAAG (1982) sowie SCHREINER (1989) angenommen wird.

5. Grundlagen der Optisch Stimulierten Lumineszenz-Datierung

Lumineszenz ist die Leuchterscheinung, die Minerale bei Energiezufuhr unterhalb ihrer Glüh­temperatur aussenden. Grundlage der Datierung ist die zeitabhängige Akkumulation eines Strahlenschadens im Kristallgitter von Quarzen und Feldspäten, induziert durch ionisierende Strahlung. Diese Energie wird in Form von Elektronen an Defekten im Kristallgitter der Minerale gespeichert. Bei Stimulation wird die Energie in Form von Photonen freigesetzt und gibt eine Lichtemission, die Lumineszenz, ab. Die Intensität der Lumineszenz ist ein Maß für die Menge der akkumulierten Energie (Paläodosis (PD)) und wird in Gray (Gy) angegeben ($1\text{Gy}=1\text{J/kg}$). In Verbindung mit einem weiteren Parameter, der akkumulierten Energie pro Zeiteinheit (Dosisleistung, D_0), wird das Lumineszenzalter nach folgender Gleichung berechnet:

$$\text{Lumineszenzalter (a)} = \text{Paläodosis (Gy)} : \text{Dosisleistung (Gy/a)} \quad (1)$$

Die Stimulation der Minerale kann durch Wärmezufuhr (Thermolumineszenz, TL) oder durch Lichtexposition erfolgen. Bei der Stimulation durch Lichtexposition erfolgt eine Unterscheidung der Wellenlängenbereiche in sichtbares Licht und nahes Infrarot. Dementsprechend wird in dieser Untersuchung die optische Datierung, nach der Wellenlänge der Stimulationsenergie, in Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) zur Stimulation der Quarze mit sichtbarem Licht und in Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) zur Datierung der Feldspäte unterschieden.

Mit der optischen Stimulation wird das Lumineszenzsignal gelöscht und damit eine Nullstellung herbeigeführt. Bei der Datierung von Sedimenten erfolgt die Nullstellung während des Sedimenttransports, der entweder äolisch, fluvial oder glazial sein kann. Der erneute Aufbau des Lumineszenzsignals findet nach der nächsten Ablagerung des Sediments statt (Abb. 5.1.1). Entscheidend für die Lumineszenzdatierung ist der letzte Transport-Sedimentationszyklus, dessen Alter bestimmt wird. Wie viele Erosions-Ablagerungszyklen die Sedimente seit ihrer Bildung insgesamt durchlaufen haben, kann mit der Datierungsmethode nicht ermittelt werden. Nach der Weiterentwicklung dieser Methode, ausgehend von der TL-Datierung, hat sich die OSL/IRSL-Datierung in den letzten 15-20 Jahren als erfolgreiche und zuverlässige Methode zur Altersbestimmung von jungpleistozänen Sedimenten etabliert.

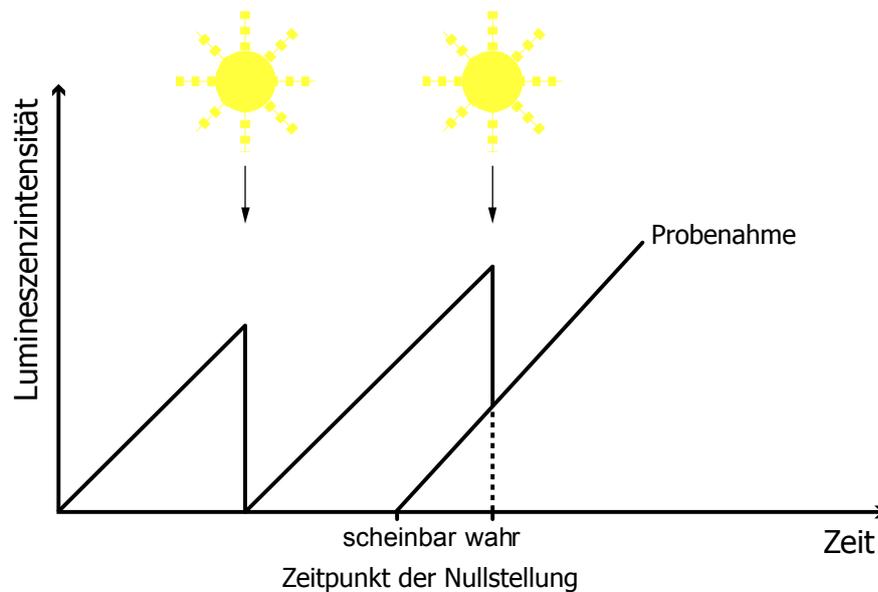


Abb. 5.1.1 Nullstellung des Lumineszenzsignals. Während der Formungsrufe wird Strahlung akkumuliert und die Lumineszenzintensität steigt an. Mit einer Umlagerung des Sediments durch ein Transportereignis, das äolisch, fluviatil oder glazigen sein kann, wird das Lumineszenzsignal emittiert und dabei gleichzeitig die Nullstellung herbeigeführt. Mit der darauf folgenden Ablagerung baut sich das Lumineszenzsignal bis zum nächsten Transportereignis wieder auf. Datiert wird immer der Zeitpunkt der letzten Nullstellung. Eine unvollständige Nullstellung führt zur Akkumulation des Lumineszenzsignals zusätzlich zu einem bestehenden Restsignal, was zur Überbestimmung des Sedimentationsalters führt (nach AITKEN 1998).

Der Vorteil der Lumineszenzdatierung zur Beantwortung geomorphologischer Fragestellungen gegenüber anderen Datierungsmethoden liegt darin, dass die Sedimente und damit die geomorphologischen Prozesse direkt datiert werden können. Bei der Radiokohlenstoffdatierung dagegen kann ein Sedimentationsalter nur indirekt durch das Alter des kohlenstoffhaltigen Materials, wie beispielsweise Holzreste im Sediment, bestimmt werden. Nachteil der ^{14}C -Methode ist zudem die mögliche Überbestimmung des Sedimentationsalters, die durch eine sekundäre Umlagerung des organischen Materials hervorgerufen werden kann.

5.1 Physikalische Grundlagen

Minerale als elektrisch nicht leitende Festkörper geben bei Energiezufuhr eine Lichtemission (Lumineszenz) ab. Mit Hilfe des Elektronenbändermodells lässt sich dieser Vorgang anschaulich erklären (Abb. 5.1.2a).

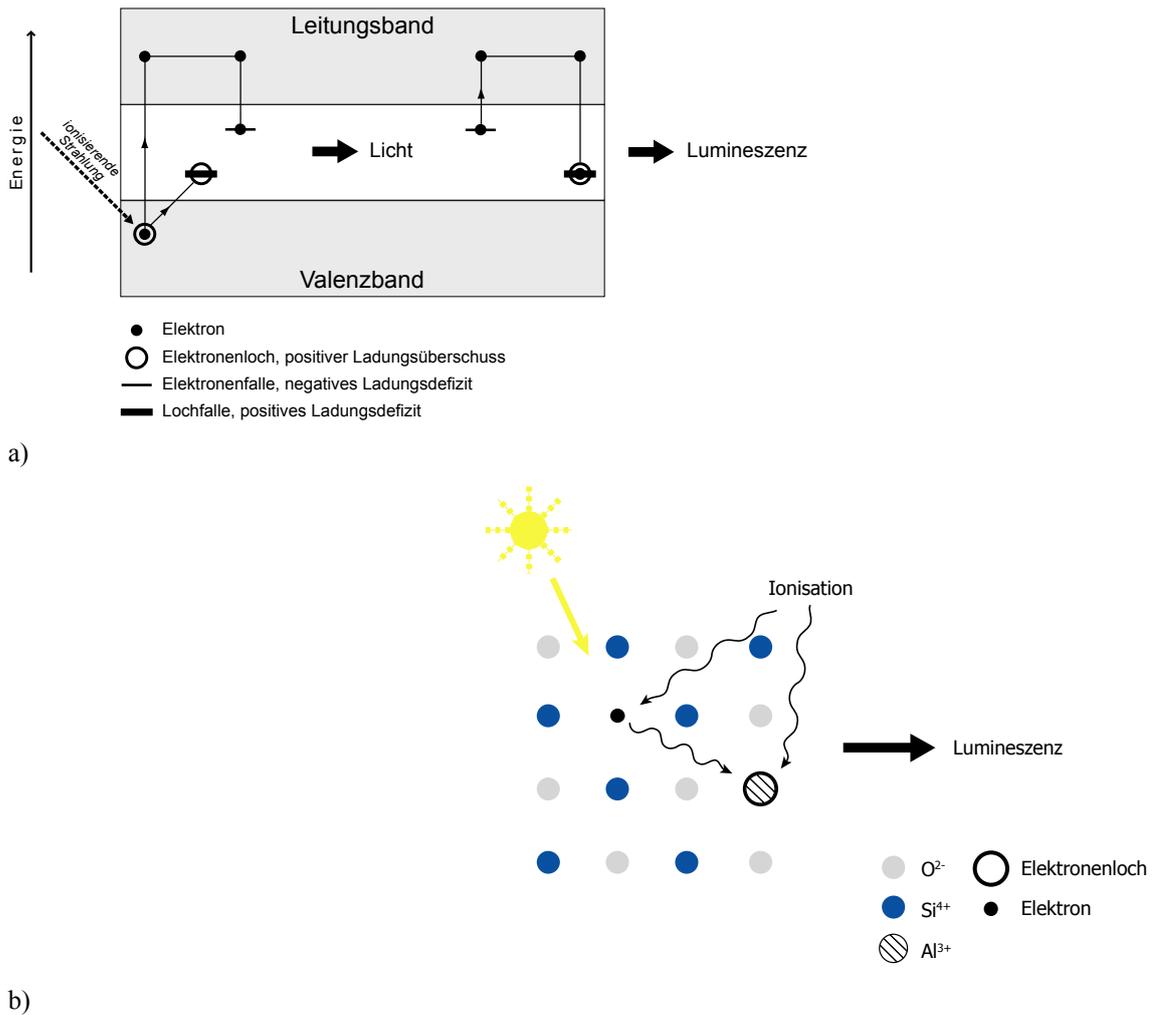


Abb. 5.1.2 Schematische Darstellung des Grundprinzips der optischen Datierung am Beispiel von Quarz. a) Das Elektronenbändermodell. Ionisierende Strahlung bewirkt das Anheben eines Elektrons aus dem Valenzband über das Leitungsband in eine Elektronen Falle. Im Valenzband bleibt ein Elektronenloch mit positivem Ladungsüberschuss zurück, das sich nahe dem Valenzband an eine Lochfalle mit positivem Ladungsdefizit bindet. Bei optischer Stimulation wandert das Elektron aus der Falle zurück über das Leitungsband und rekombiniert mit der Lochfalle. Durch den Energieüberschuss wird eine Lichtemission in Form von Photonen abgegeben. b) Das Kristallgitter eines Quarzminerals. Der gleiche Vorgang, veranschaulicht am Kristallgitter: durch ionisierende Strahlung wandern Elektronen zu Defekten mit negativem Ladungsdefizit und Elektronenlöcher zu Defekten mit positivem Ladungsdefizit. Bei optischer Stimulation rekombiniert das Elektron mit dem Elektronenloch in der Lochfalle. Dabei wird eine Lichtemission, das Lumineszenzsignal, emittiert (nach AITKEN 1998, WAGNER 1995).

Unter Sedimentüberdeckung wird durch den radioaktiven Zerfall der im Sediment ubiquitär vorhandenen Elemente Uran, Thorium und Kalium (ionisierende Strahlung) Energie freigesetzt und an Defekten im Kristallgitter der Minerale gespeichert. Diese

Defekte sind zum einen negative Ladungsdefizite (Elektronenfallen), welche Elektronen anziehen sowie positive Ladungsdefizite (Lochfallen), entstanden durch den Einbau von Fremdatomen (Abb 5.1.2a). Die Elektronen können über einige Millionen Jahre in den Elektronenfallen verweilen und rekombinieren bei optischer Stimulation (Sedimenttransport in Verbindung mit Tageslichtexposition) mit den Lochfallen unter gleichzeitiger Abgabe einer Lichtemission (Lumineszenzsignal) (Abb 5.1.2b).

5.2 Von Thermolumineszenz (TL) zu Optischer Datierung: die Entwicklung der Lumineszenzdatierung

Das Auftreten von Lumineszenz ist bereits seit dem 17. Jahrhundert bekannt und wird erstmals von DANIELS et al. (1953) genutzt, um antike Keramik mit TL zu datieren. Neben der Datierung archäologischer Funde zur Ermittlung des Alters von Siedlungsplätzen erfährt die Anwendung der TL-Datierung Mitte der 1960er Jahre eine Erweiterung hin zur Datierung von Sedimenten. Eine geeignete Messtechnik zur TL-Datierung wird erstmals von WINTLE & HUNTLEY (1979, 1980) entwickelt. Mitte der 1980er Jahre folgt die Weiterentwicklung der TL-Datierung zur Optischen Datierung, als HUNTLEY et al. (1985) erkennen, dass die Stimulation von Elektronen zur Emission von Licht nicht nur thermisch sondern auch optisch in bestimmten Wellenlängen erfolgen kann. Der Vorteil der Optischen Datierung gegenüber der TL-Datierung ist die schnellere Rückstellung des Lumineszenzsignals (GODFREY-SMITH et al. 1988). Die optische Stimulation erfolgt zunächst noch mit Argon-Lasern. Diese wurden jedoch nach Untersuchungen von HÜTT et al. (1988) durch Infrarot-Dioden zur Stimulation von Feldspat sowie durch den Einsatz von grünen Halogenlampen und später blauen Leuchtdioden zur Stimulation von Quarz ersetzt (BØTTER-JENSEN & DULLER 1992, BØTTER-JENSEN et al. 1999).

Neben der guten Anwendbarkeit der optischen Datierung auf äolische Sedimente und hierbei insbesondere auf Quarz (vgl. AITKEN 1998, MURRAY & OLLEY 2002), wird das Spektrum der zu datierenden Sedimente in zahlreichen Untersuchungen sukzessive auf fluviale und glazifluviale Sedimente erweitert. Eine der größten Unwägbarkeiten insbesondere bei der Datierung fluvialer oder glazifluvialer Sedimente bleibt die unvollständige Bleichung der Sedimente vor der Ablagerung, die zu einer Überbestimmung des Sedimentationsalters führt (Abb. 5.2.1). Da sich die vorliegende Studie mit der Datierung glazifluvialer Sedimente befasst wird in den nachfolgenden

Abschnitten die Entwicklung der optischen Datierung zunächst fluvialer, dann glazigener Sedimente ausführlicher beschrieben.

FULLER et al. (1994) untersuchen das Bleichverhalten holozäner, feinkörniger Hochflutsedimente der Donau in Rumänien mit IRSL unter Verwendung der ‚partial bleach‘ Technik nach HUNTLEY et al. (1985). Durch einen Vergleich der IRSL-Ergebnisse mit TL-Daten nehmen FULLER et al. (1994) die vollständige Bleichung der Sedimente an. Weitere OSL-Datierungen von Sandlinsen in Schottern der Themse legen PERKINS & RHODES (1994) vor und zeigen anhand guter Übereinstimmungen der OSL-Alter mit einer unabhängigen Alterskontrolle die Datierbarkeit von fluvialem Quarz.

In Frankreich untersuchen COLLS et al. (2001) fluviale Sedimente der Loire und dokumentieren die gute Übereinstimmung von OSL-Altern mit Radiokohlenstoff-Altern. Eine mögliche unvollständige Bleichung der Sedimente wird mit einer bereits von COLLS (1999) angewendeten Methode, die auf einer Weiterentwicklung des Vergleichs der ED-Werte mit der Intensität der natürlichen Lumineszenzsignale beruht, untersucht. Dabei zeigt eine unvollständig gebleichte Probe eine Streuung der Einzelergebnisse, verbunden mit der Streuung der jeweiligen natürlichen Lumineszenzintensitäten (vgl. LI & WINTLE 1992, CLARKE 1996). Die Methode von COLLS (1999) setzt an diesem Punkt an und erstellt mit statistischen Methoden eine Beziehung zwischen einer Äquivalenzdosis und der entsprechenden natürlichen Lumineszenzintensität. COLLS et al. (2001) kommen zu dem Ergebnis, das etwa 30 % ihrer Proben unvollständig gebleicht sind.

Ebenfalls gute Übereinstimmungen zwischen Quarzaltern und Radiokohlenstoffergebnissen beschreiben WALLINGA et al. (2001) für die optische Datierung von fluvialen Sedimenten im Rhein-Maas Delta in den Niederlanden. Im Gegensatz zu konsistenten OSL-Altern zeigen die IRSL-Ergebnisse und dabei vor allem die älteren Feldspat-Proben signifikante Unterbestimmungen. WALLINGA et al. (2000b) vermuten zunächst ‚anomalous fading‘ als Ursache für die Altersunterbestimmung, sehen diese aber dann in einer Sensitivitätsänderung, verursacht durch das Vorheizen der Proben bei Temperaturen höher als 200°C. FIEBIG & PREUSSER (2001) untersuchen Deckschichten der Donauniederterrasse und später fluviale Sedimente der Niederterrasse der Donau im Raum Ingoldstadt (FIEBIG & PREUSSER 2003). Ein großer Teil der IRSL-Alter der fluvialen Sedimente zeigt Übereinstimmung mit dem erwarteten Alter und impliziert damit die vollständige Bleichung der Sedimente vor der

Ablagerung. Darüber hinaus wurde kein ‚anomalous fading‘ der Kaliumfeldspatproben beobachtet.

‚Anomalous fading‘ beschreibt das Lösen eines gewissen Anteils von Elektronen aus den tiefen, optisch sensitiven Fallen im Kristallgitter der Feldspäte ab Temperaturen von etwa 20°C (HUNTLEY et al. 1997, AITKEN 1998, MEISL & HUNTLEY 2005) und wird zum ersten Mal an thermisch stimulierten Feldspäten von WINTLE (1973) beobachtet. Mittlerweile wird ‚anomalous fading‘ als ein Umleiten von Elektronen aus tiefen Fallen in benachbarte Kristalldefekte durch den quantenmechanischen Tunneleffekt verstanden (WINTLE 1977, VISOCEKAS 1985, 2002, VISOCEKAS et al. 1994, HUNTLEY & LIAN 2006). HUNTLEY & LAMOTHE (2001) nehmen an, dass nahezu alle Feldspäte von ‚fading‘ betroffen sind. Im Labor wird ‚anomalous fading‘ bestimmt, indem die Abnahme des IRSL-Signals einer applizierten Labordosis über einen festgelegten Zeitraum hinweg dokumentiert wird. Inzwischen stehen Korrekturmöglichkeiten der unterbestimmten IRSL-Alter zur Verfügung. Allerdings beruhen diese Untersuchungen auch auf dem Vergleich mit unabhängig datierten Proben (HUNTLEY & LAMOTHE 2001, AUCLAIR et al. 2003, BALESCU et al. 2003, LAMOTHE et al. 2003, WATANUKI et al. 2003, WANG et al. 2006, BUYLAERT et al. 2007).

Erste Untersuchungen an glazifluviatilen Sedimenten gehen auf HÜTT & JUNGNER (1993) und ihren Vergleich von TL- und IRSL-Datierungen an spätglazialen Sedimenten zurück. Während TL- und IRSL-Datierungen von Kames-Ablagerungen aufgrund des kurzen Sedimenttransports keine konsistenten Ergebnisse liefern, zeigen die IRSL-Ergebnisse der Terrassenablagerung trotz Überbestimmung des erwarteten Alters deutliche Ansätze einer Bleichung des Lumineszenzsignals. DITLEFSEN (1992) untersucht das Bleichverhalten glazifluvialer Kaliumfeldspäte mit TL und IRSL und zeigt eine Abhängigkeit der Bleichung von Turbulenz und Trübe des Wassers sowie die schnellere Rückstellung des IRSL-Signals im Vergleich zum TL-Signal. Weitere Untersuchungen zum Bleichverhalten liefert DULLER (1994), der glazifluviale Feldspäte in Schottland datiert und zwei unterschiedliche Arten der unvollständigen Bleichung beschreibt: während sich der Bleichtyp (A) durch Körner auszeichnet, die gleichmäßig unvollständig gebleicht sind, enthält der Bleichtyp (B) Mineralkörner einer Mischung sowohl gut gebleichter als auch schlecht gebleichter Körner.

RHODES & POWNALL (1994) untersuchen rezente glazifluviatile Ablagerungen im Himalaja und vermuten zunächst die unvollständige Bleichung der Sedimente vor der Ablagerung aufgrund einer Überbestimmung des zu erwartenden Alters. Tiefergehende Untersuchungen zeigen eine Erholung des Lumineszenzsignals während der Messung (recuperation) und veranlassen RHODES & POWNALL (1994) zu der Schlussfolgerung, dass die glazifluvialen Ablagerungen im Himalaya nicht zu datieren sind. In weiterführenden Untersuchungen an glazifluvialen Sedimenten in West-Grönland

beobachten RHODES & BAILEY (1997) Lumineszenzeigenschaften, vergleichbar mit den von RHODES & POWNALL (1994) im Himalaya beschriebenen, und sehen ‚thermal transfer‘ als Ursache für die Altersüberbestimmung der Sedimente.

Das Auftreten von ‚thermal transfer‘ beschreibt den Übergang von Elektronen aus thermisch stabilen und optisch nicht sensitiven Fallen in optisch sensitive Fallen im Kristallgitter (RHODES & BAILEY 1997) und führt zu einer Überbestimmung des Alters.

Weitere Untersuchungen zur Datierung glazifluvialer Sedimente stammen von FEHRENTZ & RADTKE (2001), die im östlichen Münsterland grün-stimulierte Lumineszenz (GLSL) an Quarz und IRSL an Feldspat anwenden. Sie beobachten ein deutlich niedrigeres Alter als erwartet, schließen eine Altersunterbestimmung aus lumineszenzmethodischen Gründen aber aus und führen die Ergebnisse stattdessen auf eine postsedimentäre Umlagerung saalezeitlicher Sedimente während der Weichsel-Kaltzeit zurück.

Untersuchungen zum Bleichverhalten liefert PREUSSER (1999a, b) mit der Datierung fluviatiler und glazifluviatiler Sedimente aus der Schweiz und Norddeutschland mit TL, IRSL und GLSL an Quarz. Er zeigt, dass die Hochflutsedimente aus der Schweiz vollständig gebleicht sind, das Lumineszenzsignal der glazifluviatilen Ablagerungen aus Norddeutschland hingegen vor der Ablagerung nicht vollständig zurückgestellt worden ist. ‚Thermal transfer‘, wie RHODES & BAILEY (1997) beschreiben, beobachtet PREUSSER (1999a, b) nicht. Ebenso ist eine Altersunterbestimmung durch ‚anomalous fading‘ in den Proben nicht zu erkennen. Weiterführende Untersuchungen zu den glazigenen Ablagerungen der Schweiz beschreiben PREUSSER (2003a) und PREUSSER et al. (2003, 2005a) und bestätigen die vollständige Bleichung der Sedimente vor der Ablagerung in neueren Untersuchungen ebenso wie das Nicht-Auftreten von ‚anomalous fading‘ der Feldspatproben. Im Gegensatz dazu zeigen PREUSSER et al. (2005b, 2006) Schwierigkeiten bei der Datierung glazifluvialer Sedimente in Neuseeland auf, die sich vor allem in einer geringen Lumineszenzintensität der Quarze ausdrücken, mit der Folge, dass Grobkorn-Quarzproben nicht datiert werden können. Ähnliche Beobachtungen wurden an jungpleistozänen proglazialen Sedimenten in den Tiroler Alpen gemacht (unveröffentlichte Diplomarbeit Nicole Klasen, 2004). Diese Quarzproben zeichnen sich durch eine geringe Lumineszenzintensität aus und darüber hinaus sind alle Grobkornproben unvollständig gebleicht. Aufgrund der Zuordnung der Proben zum Bleichtyp B (DULLER 1994) können aber konsistente Alter berechnet

werden, was die Anwendbarkeit der Datierungsmethode auf proglaziale Sedimente unterstreicht.

5.3 Datierungszeitraum

Die Datierungsuntergrenze der Lumineszenzdatierung ist durch die geringe Lumineszenzsensitivität und die damit verbundene Messungenauigkeit bedingt. Das heißt, sie ist sowohl materialgebunden als auch abhängig von der Nachweisempfindlichkeit der Messgeräte. PRESCOTT & ROBERTSON (1997) nehmen eine untere Datierungsgrenze zwischen 200-1000 Jahren an, während WINTLE (1997) und auch OLLEY et al. (1998) von einer unteren Grenze der Datierung von einigen Jahrzehnten ausgehen. In neueren Untersuchungen belegen BALLARINI et al. (2003) die Datierung äolischer Quarze, die jünger als zehn Jahre alt sind; MADSEN et al. (2005) zeigen eine gute Übereinstimmung von OSL-Altern und ^{210}Pb -Datierungen an 60 Jahre alten Sanden der Westküste Dänemarks.

Die obere Datierungsgrenze ist abhängig von der zeitlichen Stabilität des Lumineszenzsignals, seiner Sättigungsdosis und der Höhe der Dosisleistung. Sie ist damit von Sediment zu Sediment verschieden, was die Festlegung auf eine Datierungsobergrenze schwierig macht.

Die zeitliche Stabilität des Lumineszenzsignals ist an die Verweildauer der Elektronen in den Lochfallen im Kristallgitter der Minerale gebunden. Unterschiedliche Fallentypen stellen hierbei eine unterschiedlich lange Verweildauer für Elektronen bereit, die zwischen wenigen Sekunden und mehreren Millionen Jahren schwanken kann (AITKEN 1998). DULLER (1996) beobachtet eine Signalstabilität des OSL-Signals von Quarz von ungefähr einer Million Jahre.

Die Sättigungsdosis eines Minerals hängt dabei von der Anzahl an Elektronenfallen im Kristallgitter ab. Mit der Akkumulation des Strahlenschadens wächst das Lumineszenzsignal zunächst linear, um dann, mit zunehmender Dosis, in eine exponentielle Sättigung überzugehen. Sind alle Elektronenfallen im Kristallgitter belegt, ist das Sättigungsniveau erreicht und das Lumineszenzsignal steigt trotz andauernder Strahlenexposition nicht weiter an. Das Alter eines Minerals in Sättigung kann nicht genau bestimmt werden, da nicht abgeschätzt werden kann, wie viel Strahlung zusätzlich zum Sättigungsniveau akkumuliert wurde. Nach AITKEN (1998) liegen die

Sättigungsdosen für Quarze und Feldspäte bei 300-350 Gray (Quarz) beziehungsweise 2000-5000 Gray (Feldspat).

Als dritter limitierender Faktor der Datierungsobergrenze tritt die Dosisleistung, das heißt, die akkumulierte Strahlendosis pro Zeiteinheit, auf. Bei einer hohen Dosisleistung werden relativ betrachtet mehr Elektronenfallen mit Elektronen belegt als es bei niedriger Dosisleistung im gleichen Zeitraum der Fall wäre. Damit wird das Sättigungsniveau schneller erreicht, was zur Folge hat, dass in Sedimenten mit hoher Dosisleistung eine niedrigere Altersobergrenze besteht als in Sedimenten mit niedriger Dosisleistung.

5.4 Die Dosisleistung (D_0)

Wie bereits in Kapitel 5 beschrieben ist die Dosisleistung die Gesamtheit ionisierender Strahlung, die pro Zeiteinheit auf das Sediment einwirkt. Sie setzt sich aus der natürlichen Radioaktivität und der kosmischen Strahlung zusammen. Die Dosisleistung ist räumlichen und zeitlichen Schwankungen unterworfen. Als Einflussfaktoren gelten beispielsweise radioaktive Ungleichgewichte, der Wassergehalt im Sediment oder die Entnahmetiefe der Probe, die die Stärke der kosmischen Strahlung beeinflusst (AITKEN 1998). Bevor diese Einflussfaktoren näher diskutiert werden, sollen zunächst die unterschiedlichen Strahlungsarten, deren Summe die Gesamtdosisleistung bildet, erläutert werden.

Beim natürlichen radioaktiven Zerfall der Mutterisotope Uran (^{235}U , ^{238}U), Thorium (^{232}Th) und Kalium (^{40}K) werden α -, β - und γ -Strahlen ausgesendet (Abb 5.4.1), die mit ihren unterschiedlichen Reichweiten in unterschiedlichen Anteilen zur Dosisleistung beitragen. Der Einfluss von Rubidium (^{87}Rb) auf die Dosisleistung ist nur gering und daher vernachlässigbar.

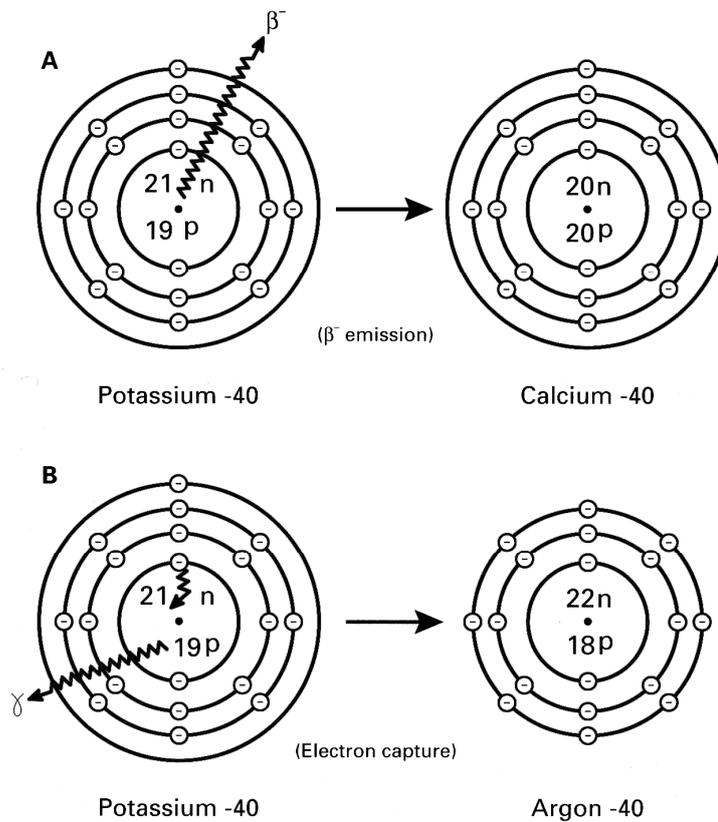
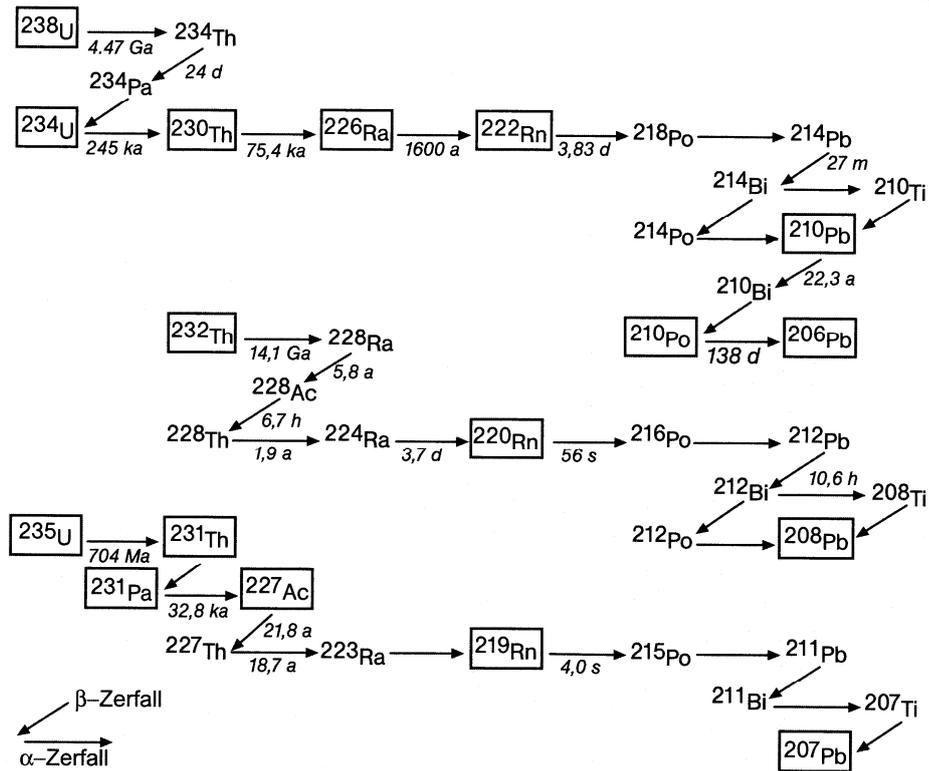


Abb. 5.4.1 ²³⁸Uran-, ²³⁵Uran- und ²³²Thorium-Zerfallsreihen sowie ⁴⁰Kalium-Zerfall unter der Angabe von Halbwertszeiten und der beim Zerfall ausgesendeten Strahlungsarten (GEYH 2005, LOWE & WALKER 1995).

5.4.1 α -Strahlung

Alpha-Strahlung ist ein Teilchenstrom doppelt positiv geladener Heliumkerne, bestehend aus jeweils zwei Protonen und zwei Neutronen, die etwa 20 μm in Material einer Dichte von $2,5 \text{ g/cm}^3$ eindringen. Sie erzeugen dabei tunnelartige Spuren, entlang deren Verlaufs eine hohe Ionisationsrate alle Defekte im Kristallgitter mit Elektronen belegt. Die Bildung von Lumineszenzzentren durch α -Strahlen im Vergleich zu β - oder γ -Strahlen ist relativ geringer, da die α -Teilchen aufgrund ihrer Größe und Masse nicht so tief ins Kristallgitter eindringen. Lediglich feinkörnige Sedimente werden von den α -Strahlen durchdrungen (GRÜN 1989).

5.4.2 β -Strahlung

Beta-Strahlung wird bei der Spaltung von Atomkernen in Protonen und Elektronen freigesetzt und dringt etwa 2 mm tief in Material einer Dichte von $2,5 \text{ g/cm}^3$ ein. Anders als α -Strahlen, die sich durch eine hohe Ionisationsrate auszeichnen, handelt es sich bei β -Strahlung um schwach ionisierende Strahlen (GRÜN 1989).

5.4.3 γ -Strahlung

Gamma-Strahlen sind elektromagnetische Wellen, die bei der Umwandlung von Protonen in Neutronen emittiert werden. Ihre Reichweite beträgt ungefähr 30 cm in Sedimenten der Dichte $2,5 \text{ g/cm}^3$ (AITKEN 1985).

5.4.4 Kosmische Strahlung

Kosmische Strahlung gelangt als Primärstrahlung, gebildet aus α -Teilchen und Protonen, in die Erdatmosphäre und wird durch Wechselwirkungen mit der Atmosphäre in kosmische Sekundärstrahlung, bestehend aus Elektronen, Myonen, Protonen und Neutronen umgewandelt (HERING 1999). Sie gilt als schwach ionisierend und hat in der Regel einen vergleichsweise geringen Anteil an der Gesamtdosisleistung im Sediment (AITKEN 1985). In Polnähe und ab einer Höhe von etwa 1000 m über dem Meeresspiegel jedoch steigt der Einfluss der kosmischen Sekundärstrahlung ebenso wie bei geringer Sedimentüberdeckung (PRESCOTT & HUTTON 1994, PRESCOTT & ROBERTSON 1997). In den obersten 50 cm des Sediments werden die Elektronen und Protonen der Sekundärstrahlung absorbiert, lediglich der hauptsächlich aus Myonen

bestehende Teil der Strahlung dringt in tiefere Schichten vor (PRESCOTT & HUTTON 1988).

5.4.5 Bestimmung der Dosisleistung

Die Dosisleistung im Sediment kann mit unterschiedlichen Messverfahren bestimmt werden: dies sind zum einen Methoden wie α -, β - und γ -Zählung, welche die Dosisleistung über die α -, β - und γ -Zerfälle des Sediments direkt bestimmen. Im Gegensatz dazu stehen die indirekten Methoden wie beispielsweise hochauflösende Gammaskopie, Induktiv Gekoppelte Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) oder Neutronenaktivierungsanalyse (NAA), die die Gehalte an Uran, Thorium und Kalium im Sediment messen; aus diesen Gehalten wird dann die Dosisleistung berechnet (vgl. Tabelle 6.5.1.).

5.4.6 Fehler in der Bestimmung der Dosisleistung

Radioaktive Ungleichgewichte, die durch den Ein- oder Austrag von Isotopen aus dem geschlossenen System entstehen, haben einen großen Einfluss auf die korrekte Bestimmung der Dosisleistung (KRBETSCHKE et al. 1994, OLLEY et al. 1996). Aufgrund langer Halbwertszeiten kommen dabei Ungleichgewichte, hervorgerufen durch den Ein- oder Austrag von Tochterisotopen bei den Zerfällen von ^{234}U und ^{230}Th , besonders zum Tragen, da diese über Jahrtausende hinweg bestehen bleiben können (OLLEY et al. 1997). Dennoch übt auch der ungleiche Zerfall von Nukliden mit kurzer Halbwertszeit großen Einfluss auf die korrekte Bestimmung der Dosisleistung aus. Besondere Bedeutung kommt dem Radionuklid ^{222}Rn aufgrund seines großen Anteils an der Dosisleistung zu. Mit Halbwertszeiten von 3,8 Tagen (^{238}U -Reihe) unterliegt das leichtflüchtige ^{222}Rn gerade bei der Probenaufbereitung durch den Kontakt mit Sauerstoff einem vermehrten Austrag von Tochterisotopen, der dadurch ausgeglichen werden kann, dass die Probe etwa 25 Tage lang luftdicht verschlossen lagert, bevor sie gemessen wird. Während diese kurzfristigen Störungen des ^{222}Rn -Gleichgewichts relativ leicht durch Lagerzeiten auszugleichen sind, können die radioaktiven Ungleichgewichte, die während des Ablagerungszeitraums auftreten, kaum erfasst werden.

Neben den radioaktiven Ungleichgewichten hat auch der Wassergehalt des Sediments entscheidenden Einfluss auf die Bestimmung der Dosisleistung. Wasser wirkt

abschwächend, weil es die ionisierende Strahlung stärker absorbiert als Luft. Demzufolge variiert die Dosisleistung in Abhängigkeit vom Wassergehalt. Da es nicht möglich ist, die Veränderung des Wassergehalts im Sediment über den gesamten Ablagerungszeitraum zu erfassen, kann der durchschnittliche Wassergehalt lediglich geschätzt werden. Hinweise liefern hierbei die Korngröße des Sediments und damit das Porenvolumen, wobei berücksichtigt werden muss, dass dieses sich über den Zeitraum der Ablagerung, durch Ein- oder Austrag von Feinmaterial sowie Sedimentverdichtung, ebenfalls verändert haben könnte.

5.5 Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL) und Infrarot Stimulierte Lumineszenz (IRSL) von Quarzen und Kaliumfeldspäten

Quarze und Kaliumfeldspäte unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Lumineszenzeigenschaften bereits durch die unterschiedliche Lichtenergie mit der sie stimuliert werden, um ein Lumineszenzsignal abzugeben. Dieses Signal wird für beide Minerale in unterschiedlichen Wellenlängenbereichen emittiert.

5.5.1 Stimulation

Die Aktivierungsenergie, die nötig ist, um die Elektronenfallen im Kristallgitter von Quarzen und Feldspäten zu leeren, wird bei beiden Mineralen mit Licht unterschiedlicher Wellenlängen erreicht. Quarze weisen eine geringere Lumineszenzsensitivität als Feldspäte auf und werden daher mit energiereichen Wellenlängen stimuliert, um ein ausreichend hohes Lumineszenzsignal zu emittieren (AITKEN 1985, 1998). Feldspäte mit ihrer hohen Sensitivität geben die höchsten Lumineszenzsignale bei infraroter Stimulation in einem Wellenlängenbereich von 880 nm ab (KRBETSCHKEK et al. 1997). Im Gegensatz zum Quarz, der kein infrarot stimuliertes Lumineszenzsignal zeigt, reagieren Feldspäte auch auf die Stimulation mit kürzeren Wellenlängen (AITKEN 1998). Zur optischen Stimulation von Quarzen und Feldspäten werden blaue (470 ± 30 nm) und infrarote (880 ± 80 nm) Leuchtdioden (LED) eingesetzt (BØTTER-JENSEN et al. 1999).

5.5.2 Emission

Wie in Kap. 5.1 beschrieben, werden bei der Rekombination von Elektronen und Lochfallen Photonen in für die unterschiedlichen Minerale charakteristischen

Emissionsbanden emittiert. Die unterschiedlichen Emissionsspektren eines mit blauen Leuchtdioden (LED) ($>24 \text{ mW/cm}^2$) stimulierten Quarzes liegen im violett-blauen Bereich bei einer Wellenlänge von etwa 360-440 nm, im blau-grünen Wellenlängenbereich bei 460-500 nm und im orange-roten Wellenlängenbereich bei 600-650 nm. Feldspäte emittieren bei infraroter Stimulation hauptsächlich im blauen Wellenlängenbereich zwischen 390-440 nm. Nebenemissionen liegen bei 280-290 nm, 320-340 nm sowie 550-570 nm (KRBETSCHKE et al. 1997). Um zu verhindern, dass vom Photomultiplier, zusätzlich zum Lumineszenzsignal, auch die Stimulationsenergie aufgezeichnet wird, werden diesem optische Filter vorgeschaltet, die nur die Wellenlängen der Emission, nicht aber die der Stimulation transmittieren. In dieser Arbeit wird zur Detektion der OSL von Quarzen ein UV-Filter (Hoya U340, 7,5 mm Dicke) mit einem Transmissionsbereich von $330 \pm 40 \text{ nm}$ verwendet. Das Lumineszenzsignal von Feldspäten zeichnet eine Filterkombination, bestehend aus den Schott Filtern BG39 und GG400 sowie dem Corning Filter 7-59, mit einem Transmissionsbereich zwischen 400-480 nm auf.

5.6 Die Äquivalenzdosis (ED)

Als Äquivalenzdosis (ED) wird die künstlich applizierte Labordosis bezeichnet, die ein der Paläodosis entsprechendes Lumineszenzsignal erzeugt. Die Beziehung zwischen Labordosis und Lumineszenzsignal ist dabei proportional und wird in einer Wachstumskurve aufgezeichnet. Zur Erstellung einer Wachstumskurve werden zunächst definierte Abschnitte der bei optischer Stimulation erzeugten Ausleuchtcurve integriert und gegen die applizierten Labordosen graphisch dargestellt.

5.6.1 Ausleuchtcurve und Signalwachstum

Mit der Dauer der optischen Stimulation nimmt die Signalintensität von Quarzen und Feldspäten ab. Der Signalabfall verläuft aber nicht in einer einfachen exponentiellen Funktion, wie es bei gleichförmiger Abnahme von Elektronen und Löchern bei der Rekombination der Fall wäre, sondern vielmehr lässt die Rekombination mit zunehmender Stimulationsdauer nach (Abb. 5.6.1) (AITKEN 1998). Die Ursache dafür könnte das Auftreten unterschiedlicher Elektronenfallen sein, die unterschiedlich schnell rekombinieren (AITKEN 1998). Diese Annahme unterstützen auch SMITH & RHODES (1994) die zeigen, dass das OSL-Signal von Quarz aus unterschiedlichen

Signalkomponenten aufgebaut ist. Sie benennen die unterschiedlich schnell bleichbaren Fallen des Lumineszenzsignals als ‚fast‘, ‚medium‘ und ‚slow component‘.

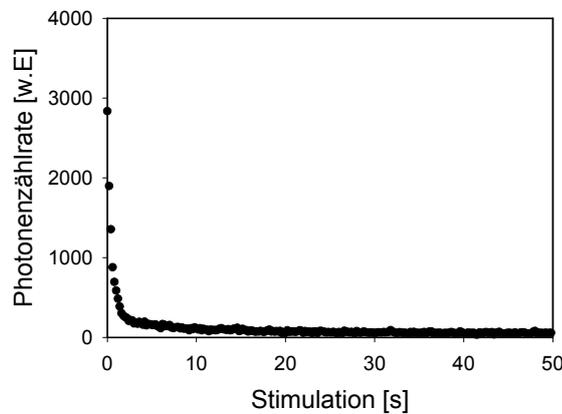


Abb. 5.6.1 Ausleuchtcurve einer Quarzprobe. Mit zunehmender Stimulationsdauer nimmt die Rekombination der Elektronen ab. Dabei werden zuerst die schnell bleichbaren Fallen geleert (‚fast component‘) dann die langsamer bleichbaren Fallen (‚medium‘ und ‚slow component‘). Im Regelfall sind bei einer Quarzprobe nach einer Stimulationsdauer von 50 s alle Fallen geleert. Das heißt, das ab diesem Moment kein Lumineszenzsignal mehr aufgezeichnet wird und lediglich das Untergrundsignal bestehen bleibt.

Ähnlich dem Ausleuchtverhalten zeigen Quarze und Feldspäte auch in ihrem Signalwachstum mineralspezifische Eigenschaften. Sind alle Elektronenfallen im Kristallgitter der Minerale besetzt, steigt das Lumineszenzsignal nicht weiter an. Der Signalanstieg, der im niedrigen Dosisbereich noch ein lineares Wachstum zeigte, geht in eine exponentielle Sättigung über.

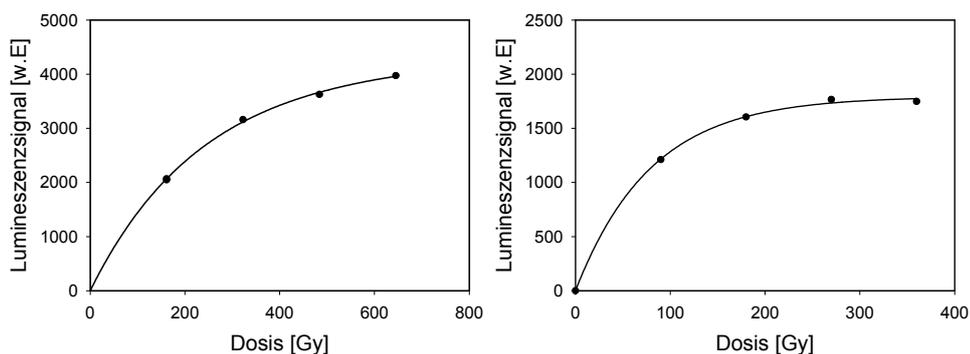


Abb. 5.6.2 Wachstumskurven zweier Quarzproben. Während die linke Abbildung das exponentielle Wachstum der Kurve dokumentiert, zeigt die rechte Abbildung eine Wachstumskurve, die sich bereits in Sättigung befindet.

Abbildung 5.6.2 zeigt die Wachstumskurven zweier Quarzproben. Der anfangs noch lineare Signalanstieg der Probe (links) geht in ein exponentielles Wachstum über,

Sättigungserscheinungen sind aber noch nicht zu erkennen. Anders zeigt die Wachstumskurve (rechts) bereits deutliche Anzeichen einer Sättigung des Lumineszenzsignals.

5.6.2 Multiple- und Single-Aliquot-Datierung

Die verschiedenen Messprotokolle zur Bestimmung einer Äquivalenzdosis lassen sich zunächst in die beiden Kategorien Single-Aliquot (SA)- und Multiple-Aliquot (MA)-Messprotokolle einteilen. Die Kategorien werden darüber hinaus bezüglich der beiden Verfahren zur Erstellung der Wachstumskurve, der additiven und regenerativen Methode, differenziert.

5.6.2.1 Additive Methode

Beim additiven Verfahren werden Teilproben einer zu datierenden Probe in Gruppen aufgeteilt. Eine Gruppe von Teilproben dient der Aufzeichnung des natürlichen Lumineszenzsignals, alle anderen Gruppen werden zunächst mit unterschiedlich hohen Labordosen bestrahlt, worauf die Messung der induzierten Lumineszenzsignale folgt. Die aufgezeichneten Lumineszenzsignale (y-Achse) werden als Wachstumskurve dargestellt und graphisch gegen die applizierte Labordosis (x-Achse) geplottet. Durch Extrapolation der Wachstumskurve auf die x-Achse kann die Äquivalenzdosis abgelesen werden (Abb. 5.6.3). Während beim additiven MA-Messprotokoll mehrere Aliquots eine Gruppe von Teilproben bilden, repräsentiert beim additiven SA-Messprotokoll jeweils ein Aliquot eine Teilprobe.

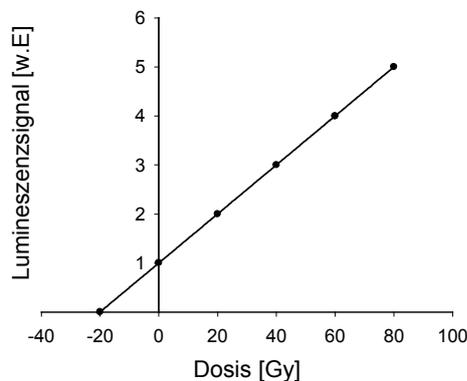


Abb. 5.6.3 Additive lineare Wachstumskurve. Die aufgezeichneten Lumineszenzsignale werden gegen die applizierte Labordosis geplottet. Durch Extrapolation auf die x-Achse kann die Äquivalenzdosis abgelesen werden.

5.6.2.2 Regenerative Methode

An einer Gruppe von Aliquots wird bei der regenerativen MA-Datierung zunächst das natürliche Lumineszenzsignal gemessen. Alle anderen Gruppen von Teilproben werden zur Rückstellung des natürlichen Lumineszenzsignals optisch stimuliert. Darauf folgt die Bestrahlung für jede Gruppe von Teilproben mit einer unterschiedlich hohen applizierten Labordosis sowie die anschließende Aufzeichnung des induzierten Lumineszenzsignals. So kann eine Wachstumskurve erstellt werden. Durch Interpolation der Höhe des natürlichen Lumineszenzsignals auf die x-Achse mit den verzeichneten Labordosen kann die Äquivalenzdosis bestimmt werden (Abb. 5.6.5). Vorteil dieser Methode gegenüber den additiven Techniken ist, dass der Fehler in der Bestimmung der ED minimiert wird, weil die Wachstumskurve nicht extrapoliert werden muss.

In den letzten Jahren haben sich SA-Messprotokolle für Feldspäte (DULLER 1991, 1994, 1995) und Quarze (MURRAY & ROBERTS 1998, WINTLE & MURRAY 1999) und insbesondere das Single-Aliquot Regenerative-Dose-Protokoll (SAR-Protokoll) (MURRAY & WINTLE 2000) als sehr zuverlässig zur Bestimmung einer ED erwiesen. Der Vorteil des SAR-Messprotokolls gegenüber den MA-Methoden ist die hohe Präzision, mit der eine ED bestimmt wird. Da alle Messschritte an der gleichen Teilprobe erfolgen, entfällt eine Normierung der Aliquots, die bei MA-Protokollen nötig ist, um die einzelnen Teilproben miteinander vergleichen zu können. Dies trägt maßgeblich zur Verringerung des Fehlers der Messung bei (BØTTER-JENSEN et al. 2003). Ein Nachteil der regenerativen Single-Aliquot-Messprotokolle gegenüber additiven Verfahren sind Sensitivitätsänderungen, die durch die ED-Bestimmung an einer Teilprobe regelmäßig während des ersten Messzyklus auftreten (WINTLE 1997). Dabei stellt sich die Sensitivität als die Fähigkeit des Minerals dar, bei Stimulation ein Lumineszenzsignal abzugeben. Eine Sensitivitätsänderung drückt somit die Änderung des Lumineszenzsignals bei gleich bleibender Bestrahlung aus (AITKEN 1998). Zurückgeführt werden die Sensitivitätsänderungen auf Veränderungen der physikalischen Eigenschaften des Minerals, da sich neben der Anzahl der Elektronenfallen im Kristallgitter auch die Wahrscheinlichkeit der Rekombination der Elektronen mit den Lochfallen erhöht (AITKEN 1998, BØTTER-JENSEN et al. 2003). MURRAY & ROBERTS (1998) haben ein SAR-Protokoll entwickelt, welches die Sensitivitätsänderungen erfasst. In einer Weiterentwicklung dieser Messanordnung, dem SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000), werden die aufgezeichneten

Sensitivitätsänderungen an einer gleich bleibenden Bestrahlungsdosis (Testdosis) korrigiert. Im Unterschied zu MURRAY & ROBERTS (1998) zeichnet das SAR-Protokoll von MURRAY & WINTLE (2000) die Sensitivitätsänderung während einer OSL-Stimulation und nicht an einer TL-Ausleuchtcurve auf. Die erfolgreiche Korrektur der Sensitivitätsänderung wird durch die Wiederholung eines Bestrahlungsschrittes einer bestimmten Labordosis geprüft („recycling ratio“).

Bei allen in dieser Arbeit untersuchten Proben handelt es sich um Sedimente, deren vollständige Bleichung aufgrund ihrer Ablagerungsgeschichte nicht zwingend angenommen werden kann. Aus diesem Grund wird das SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000) als Methode zur Bestimmung der Äquivalenzdosis der Proben im Arbeitsgebiet gewählt. Da die Äquivalenzdosis einer Probe unter Verwendung eines SAR-Protokolls an einem einzigen Aliquot bestimmt wird, kann durch die Messung mehrerer Aliquots eine Verteilung der einzelnen ED-Werte erstellt werden. Anhand der Streuung der ED-Werte kann auf den Grad der Bleichung des Sediments vor der Ablagerung geschlossen werden. Eine breite, schiefe Verteilung deutet dabei eine unvollständige Bleichung der Probe vor der Ablagerung an (DULLER 1991, 1994, WINTLE 1997).

Das Ausmaß der Streuung wird jedoch maßgeblich von der Anzahl der Mineralkörner eines Aliquots sowie von der Art der unvollständigen Bleichung beeinflusst. Unvollständig gebleichte Körner haben ein vergleichsweise höheres Lumineszenzsignal als vollständig gebleichte Mineralkörner der gleichen Probe, da Erstere das seit dem letzten Sedimenttransport akkumulierte Lumineszenzsignal zusätzlich zu einem Restsignal akkumulieren. Bei einer großen Anzahl von Körnern eines Aliquots (8 mm-Aliquot: 2000 Körner) erhöht sich damit die Wahrscheinlichkeit, dass sich darauf relativ mehr unvollständig gebleichte Körner befinden als auf einem Aliquot, das mit weniger Körnern (z.B. 2 mm-Aliquot, 400 Körner) belegt ist. Dies führt zwangsläufig dazu, dass bei einem 8 mm-Aliquot gut gebleichte Körner mit ihrem relativ niedrigeren natürlichen Lumineszenzsignal vom vergleichsweise höheren Lumineszenzsignal schlecht gebleichter Körner überdeckt werden. Die ED-Verteilung von 8 mm-Aliquots neigt aufgrund der stärkeren Lumineszenzsignale und einer damit verbundenen höheren Äquivalenzdosis zu einer geringeren Streuung als die mit weniger Körnern belegten 2 mm-Aliquots. Denn bei diesen Aliquots besteht die Möglichkeit, dass sich auf einigen Probenträgern des Datensatzes aufgrund der geringeren Anzahl an Körnern auf einem Aliquot keine unvollständig gebleichten Körner befinden. Diese vollständig gebleichten

2 mm-Aliquots unterscheiden sich dann von unvollständig gebleichten 2 mm-Aliquots durch ihre relativ niedrigere Äquivalenzdosis, was sich in einer größeren Streuung der Einzelwerte ausdrückt, die sich am deutlichsten zeigt, wenn eine Probe aus einer Mischung gut gebleichter und schlecht gebleichter Körner besteht (OLLEY et al. 1999, WALLINGA 2002a).

Neben dem SAR-Protokoll zur Datierung von Quarz stehen auch SAR-Protokolle zur ED-Bestimmung von Kaliumfeldspäten und polymineralischen Feinkornproben zur Verfügung (BANERJEE et al. 2001, WALLINGA et al. 2000a, PREUSSER 2003, BLAIR et al. 2005).

5.6.3 Bestimmung der Äquivalenzdosis mit dem SAR-Protokoll

Der charakteristische Ablauf eines SAR Protokolls ist in Abb. 5.6.4 dargestellt. Er setzt sich aus einer sich wiederholenden Abfolge von Regenerierungszyklen und Testdosiszyklen zusammen.

Das Vorheizen (preheat/cut heat) vor jeder optischen Stimulation ist von entscheidender Bedeutung für die Datierung, um flache Fallen mit instabiler Signalkomponente, die erst nach einer applizierten Strahlendosis gefüllt werden, zu leeren (MURRAY & WINTLE 1998). Im Gegensatz zur TL-Datierung kann bei der optischen Datierung nicht differenziert werden, ob das emittierte Lumineszenzsignal aus thermisch stabilen Elektronenfallen stammt oder aber aus thermisch instabilen Fallen, die sich nur bei Laborbestrahlung und nicht durch die ionisierende Strahlung während der Ablagerung im Sediment füllen (LIAN & ROBERTS 2006). Diese nachträglich gefüllten, optisch sensitiven Fallen würden so ungewollt zur Erhöhung des Lumineszenzsignals beitragen. Das Vorheizen ist daher ein wichtiger Schritt innerhalb des Datierungsprozesses. Im SAR-Protokoll werden zwei Arten des Vorheizens unterschieden. Dies ist zum einen ein ‚preheat‘, angewendet vor der optischen Stimulation des regenerierten Lumineszenzsignals, und zum anderen ein ‚cut heat‘, der vor der optischen Stimulation des Testdosissignals angewendet wird.

Beim ‚preheat‘ wird ein Aliquot zunächst bis zu einer gewählten Temperatur, MURRAY & WINTLE (2000) empfehlen Vorheiztemperaturen von 160-300°C, geheizt. Mit dem Erreichen der Endtemperatur wird diese für eine bestimmte Dauer (10 s, vgl. MURRAY & WINTLE 2000) gehalten. Der ‚cut heat‘ erfolgt in Form von thermischer Stimulation. Dabei wird eine Teilprobe bis zu einer gewählten Temperatur (160°C, vgl. MURRAY &

WINTLE 2000) und unter Aufzeichnung einer TL-Glühkurve beheizt. Mit dem Erreichen der gewählten Temperatur ist das Vorheizen beendet.

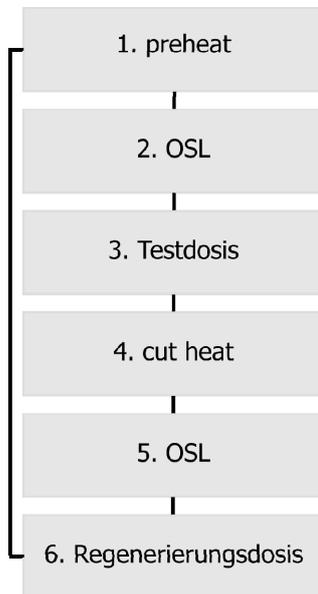


Abb. 5.6.4 Schematischer Ablauf des SAR-Protokolls. Die Schritte 1-2 dienen der Aufzeichnung des natürlichen Lumineszenzsignals. Die Schritte 3-5 umfassen den Testdosiszyklus (Labordosis, Vorheizen, optische Stimulation) zur Korrektur der Sensitivitätsänderung infolge des Vorheizens sowie der Stimulation und Bestrahlung. Mit Schritt 6 folgt die erste Regenerierungsdosis, deren Signal nach dem Vorheizen (Schritt 1) aufgezeichnet wird (Schritt 2). Zur Korrektur der Sensitivitätsänderung schließt sich erneut der Testdosiszyklus an. Die Abfolge von Regenerierungs- und Testdosiszyklen kann beliebig oft wiederholt werden.

Der 1. Messzyklus (Schritt 1-2) zeichnet das natürliche Lumineszenzsignal, beginnend mit dem Vorheizen und der darauf folgenden optischen Stimulation (blaue LED) für 40 s, bei einer Temperatur von 125°C auf. Dabei rekombinieren die Elektronen und geben ein Lumineszenzsignal in Form von Photonen ab. Die Stimulation bei 125°C soll verhindern, dass die Elektronen bei der Rekombination von flachen, instabilen Fallen, die im Temperaturbereich um 110°C liegen, eingefangen werden.

Der Testdosiszyklus (Schritt 3-5) dient der Aufzeichnung und Korrektur der in Kapitel 5.6.2.2 beschriebenen Sensitivitätsänderungen, wie sie infolge von Laborbestrahlung, Vorheizen oder optischer Stimulation während der Regenerierungszyklen auftreten können. Während des Testdosiszyklus wird die Probe mit einer für alle noch folgenden Testdosiszyklen gleich hohen Labordosis bestrahlt, vorgeheizt und optisch stimuliert. Das Vorheizen verläuft dabei in Form eines ‚cut heat‘.

Es folgen eine regenerative Bestrahlung (Schritt 6), Vorheizen (Schritt 1) und optische Stimulation (Schritt 2) sowie ein Testdosiszyklus (Schritt 3-5). Die Abfolge von Regenerierungszyklen und Testdosiszyklen kann beliebig oft wiederholt werden. Mit ansteigenden regenerativen Labordosen lässt sich so eine Wachstumskurve erstellen, bei der die Signalintensitäten gegen die Höhe der Labordosen aufgetragen werden (Abb. 2.8.4).

Zur Prüfung einer durch den Testdosiszyklus korrigierten Sensitivitätsänderung sollten im Messprotokoll zwei Labordosen der gleichen Höhe appliziert werden. Bei erfolgreicher Sensitivitätskorrektur entsprechen die Signalhöhen dieser beiden gleich hohen Regenerierungsdosen einander. Im Programm ‚Risø Analyst‘ (Version 3.07b, 2002) wird die Korrektur der Sensitivitätsänderung als ‚recycling ratio‘ angegeben und entspricht im Idealfall dem Wert 1,0 (Abb. 5.6.5).

Neben der Aufzeichnung der Korrektur der Sensitivitätsänderung ist im SAR-Protokoll ein Messschritt zur Untersuchung einer möglichen „Erholung“ des Lumineszenzsignals (‚recuperation‘) infolge des Vorheizens vorgesehen. Dazu wird das Lumineszenzsignal nach einer Laborbestrahlung mit der Dosis Null Gy aufgezeichnet. Ein detektierbares Lumineszenzsignal, das über dem Untergrundsignal liegt, zeigt eine Signalerholung (‚recuperation‘) an. Solange diese aber zu weniger als 2 % zur Äquivalenzdosis beiträgt, kann sie ignoriert werden (MURRAY & WINTLE 2000). Höhere ‚recuperation‘-Werte führen zu einer Überbestimmung des regenerierten Lumineszenzsignals und damit zu einer Unterbestimmung der Äquivalenzdosis.

Zur Bestimmung der Äquivalenzdosis mit dem Single-Aliquot Regenerative-Dose Protokoll (SAR Protokoll) nach MURRAY & WINTLE (2000) wird das natürliche Lumineszenzsignal, dargestellt als sensitivitätskorrigiertes OSL- oder IRSL-Signal (L_x/T_x) auf der y-Achse, durch Interpolation auf die x-Achse einer Labordosis zugeordnet (Abb 5.6.5).

Der Verlauf der Wachstumskurve folgt in den meisten Fällen einer exponentiellen Funktion ($y=a*(1-e^{-x+c/b})$) kann aber bei jungen Proben auch einen linearen Kurvenverlauf ($y=a+b*x$) darstellen. Über den Verlauf der Wachstumskurve und der Kenntnis der Höhe des natürlichen Lumineszenzsignals kann durch Interpolation der Höhe des natürlichen Lumineszenzsignals auf die x-Achse die entsprechende Äquivalenzdosis abgelesen werden.

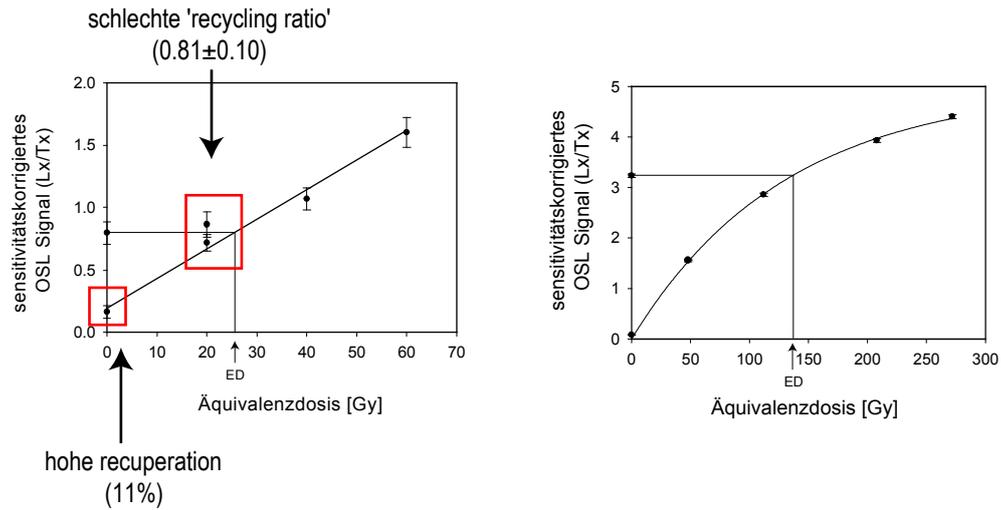


Abb. 5.6.5 Die Abbildung zeigt zwei regenerative Wachstumskurven von Quarzproben. Links ist ein linearer Verlauf der Wachstumskurve dargestellt, in der rechten Grafik ein exponentieller Kurvenverlauf. Die Korrektur der Sensitivitätsänderung, die als ‚recycling ratio‘ angegeben wird, ist links nur wenig erfolgreich verlaufen. Das rechte Bild zeigt eine gute Korrektur der Sensitivitätsänderung. Unter dem Begriff ‚recuperation‘ ist die Signalerholung zu verstehen, welche nach optischer Stimulation einer nicht bestrahlten Probe auftritt. Sie liegt in der linken Grafik bei 11 %, rechts bei <1 %.

6. Optisch Stimulierte Lumineszenz-Datierung an glazifluvialen Sedimenten des Alpenvorlandes

6.1 Probenahme und Aufbereitung

6.1.1 Probenahme

Glazifluviale Ablagerungen zeichnen sich durch ihre grobe, kiesige Textur aus. In einigen Aufschlüssen bereitete der Mangel an Sediment der Korngröße $< 300 \mu\text{m}$ Probleme, das zur Datierung geeignete Probenmaterial zu finden. Fein- und Mittelsand war in den Kiesgruben meist in Sandlinsen innerhalb der Kiespakete oder in geringmächtigen Sandlagen abgelagert. An manchen Standorten war nur eine einzige Sandlinse aufgeschlossen, sodass in diesen Fällen nur eine Probe zur Datierung entnommen wurde. Dies erschwert die Gegenüberstellung der ermittelten Lumineszenzalter mit den Datierungsergebnissen über- und unterlagernder Proben. Dennoch wurden dort, wo es die Aufschlusssituation bedingte, trotzdem Einzelproben genommen. Die Einschätzung der Lumineszenzalter sollte durch den stratigraphischen Kontext erfolgen.

Die Probennahme im Gelände erfolgte mittels opaker Stechzylinder und schwarzer, lichtundurchlässiger Probenahmetüten. Zunächst wurde die oberste, tageslichtexponierte Schicht des Sediments entfernt und der Stechzylinder unter Zuhilfenahme eines Gummihammers ins Sediment getrieben. Das entnommene Material wurde anschließend in die lichtundurchlässigen Tüten verpackt. Zur optischen Datierung wurden je Probe etwa 500 g Probenmaterial entnommen. Zusätzlich wurden, zur Bestimmung der Dosisleistung, von jeder Probe etwa 2 kg Material aus der Umgebung von etwa 30 cm um die Entnahmestelle der Lumineszenzprobe entnommen (vgl. Kap. 5.4.5).

6.1.2 Probenaufbereitung

Die entnommenen Proben wurden, entsprechend ihrer Textur, als Grobkornfraktionen Quarz und Kaliumfeldspat sowie als polymineralische Feinkornfraktion aufbereitet. Zunächst wurden alle Proben bei $50 \text{ }^\circ\text{C}$ getrocknet und anschließend gesiebt. Bei den Feinkornproben wurde die Fraktion $< 40 \mu\text{m}$ extrahiert, bei den Grobkornproben wurden, entsprechend der Zusammensetzung des Sediments, die Korngrößen $100\text{-}150 \mu\text{m}$, $150\text{-}200 \mu\text{m}$ sowie $200\text{-}250 \mu\text{m}$ extrahiert. In wenigen Ausnahmefällen stand nicht genug feineres Material zur Verfügung und so wurde die Korngröße $250\text{-}300 \mu\text{m}$

gewählt. Die Wahl dieser Korngrößen wird durch Untersuchungen von ARMITAGE & BAILEY (2005) zum Einfluss der Betabestahlung auf die Korngröße des Sediments gestützt, die keine Abhängigkeit für Korngrößen zwischen 50-250 μm sehen. Eine enge Korngrößenspanne ist dabei von Vorteil, da Rückstreuungseffekte infolge applizierter Betastrahlung alle Körner in gleichem Ausmaß treffen. Darüber hinaus spielt die enge Korngrößenspanne, vor allem bei Kalium-Feldspäten, eine große Rolle, da der Anteil an interner Mikrodosimetrie durch den Zerfall des Kaliums im Kaliumfeldspat proportional zur Korngröße ansteigt (vgl. Kap. 6.7.4)

Um karbonatische Bestandteile zu entfernen wurden alle Proben mit Salzsäure (HCl 30 %) versetzt. Anschließend folgte die Behandlung mit Wasserstoffperoxid (H_2O_2 10 %) und Natriumoxalat (0,01 %) zur Lösung organischen Materials sowie anhaftender Tonpartikel. Zur Verdünnung der jeweiligen Säuren wurde entmineralisiertes Wasser verwendet. Zur Anreicherung der Feinkornfraktion 4-11 μm wurden die Proben geschlämmt und gemäß dem Stokesschen Gesetz konnte die gewünschte Korngröße extrahiert werden. Abschließend wurde das getrocknete Probenmaterial in einer Acetonsuspension auf Probenträger aus Aluminium sedimentiert.

Nach der chemischen Behandlung der Grobkornproben folgte die Separation von Quarzen und Kaliumfeldspäten mittels Dichtentrennung mit Natriumpolywolframat. Zunächst wurden in der Flüssigkeit der Dichte 2,58 g/cm^3 die Kaliumfeldspäte von den restlichen Mineralen getrennt. Nach der Trocknung sind sie zur Datierung vorbereitet. In einem zweiten Trennvorgang (Dichte 2,68 g/cm^3) wurden die Quarze von den Schwermineralen separiert. Plagioklas, der eine ähnliche Dichte wie Quarz aufweist, wird durch die zusätzliche Ätzung mit Flusssäure (HF 40 %) entfernt. Abschließendes Sieben der getrockneten Quarzprobe entfernt letzte Bruchstücke des Plagioklases. Das aufbereitete Probenmaterial (Quarz und Kaliumfeldspat) wird mittels Silikonspray auf Probenträger aus Stahl geklebt. Dabei wurden die einzelnen Kaliumfeldspat-Körner in einem Durchmesser von 1 mm auf den Probenträger aufgetragen, die Quarze in einem Durchmesser von 2 mm. Für Quarzproben musste der größere Durchmesser von 2 mm gewählt werden, weil die Proben ein relativ geringes Lumineszenzsignal aufweisen, und daher bei der Verwendung von 1 mm-Aliquots das emittierte Signal zu gering ist, als dass es zur Datierung genutzt werden könnte. Umgerechnet auf die Anzahl der Körner pro Probenträger bedeutet dies, dass in Abhängigkeit von der Korngröße etwa 50-100 Körner auf einem 1 mm-Aliquot und bis zu 400 Körner auf einem 2 mm-Aliquot liegen.



Abb. 6.1.1 Aufnahme zweier Probenräger. Links ist ein 1 mm-Aliquot, das mit etwa 50-100 Körnern belegt ist und rechts ein 2 mm-Aliquot, belegt mit etwa 400 Körnern, dargestellt.

6.2 Messgeräte

Alle Messungen erfolgten auf Geräten der Modelle Risø TL/OSL DA 15 und Risø TL/OSL DA 12 des Risø National Laboratory, Dänemark (Abb. 6.2.).

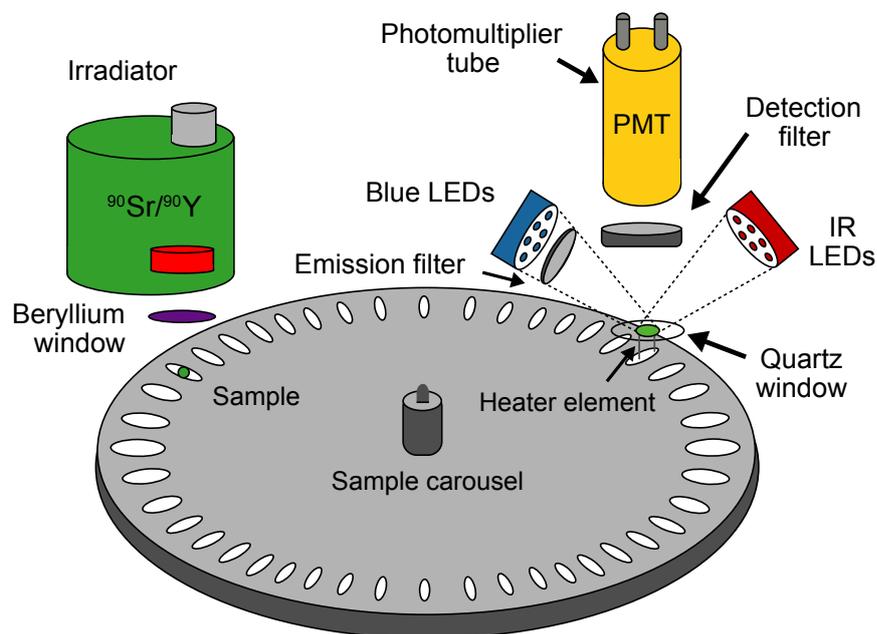


Abb. 6.2.1 Schematische Darstellung eines TL/OSL DA Readers der Firma Risø (www.riso.dk).

In der Messkammer sind der Probeneller und die Heizplatte angeordnet. Der Probeneller kann mit maximal 24 Aliquots (TL/OSL DA 12) bzw. 48 Aliquots (TL/OSL DA 15) bestückt werden. Auf der Messkammer befinden sich die S^{90}/Y^{90} Betaquelle zur Bestrahlung der Proben sowie die OSL-Einheit mit infraroten und blauen

Dioden, Detektionsfiltern und dem Photomultiplier zur Aufzeichnung des Lumineszenzsignals. Die Steuerung der Messung erfolgt über einen angeschlossenen PC mit der Software Sequence Pro (Risø, Version 3.15, 2003). Die Messergebnisse werden mit der Software Luminescence Analyst (Risø, Version 3.07b, 2002) aufgezeichnet.

6.3 Lumineszenzeigenschaften der Quarze und Kaliumfeldspäte im Untersuchungsgebiet

Erste Untersuchungen zum Lumineszenzverhalten der Proben im Untersuchungsgebiet zeigen, dass sich die spezifischen OSL-Eigenschaften der Quarze und Feldspäte deutlich voneinander unterscheiden. Einige Quarze im Untersuchungsgebiet wurden mit Kathodenlumineszenz (KL) untersucht. Diese Methode erzeugt ein Signal, welches in seiner Intensität und Wellenlänge Ähnlichkeit zum OSL-Signal der Quarze aufweist (GÖTZE 2000, PREUSSER et al. 2006). Das KL-Signal wird durch Elektronenbestrahlung erzeugt, wobei die Dauer und Intensität des Elektronenstrahls die Intensität des KL-Signals der Probe bestimmt. Das KL-Signal wird mit einem speziellen Mikroskop und einer daran angeschlossenen Digitalkamera aufgezeichnet und dient der Untersuchung der spezifischen Mineraleigenschaften des Quarzes (RAMSEYER et al. 1989) (vgl. auch Kapitel 8.1).

Die Analyse des OSL-Signals der Quarze zeigt die niedrige Lumineszenzsensitivität, die allen in dieser Studie untersuchten Quarzproben gemeinsam ist. Abbildung 6.3.1 zeigt KL-Bilder unterschiedlicher Proben. Das linke Bild stammt von einer Probe aus dem Untersuchungsgebiet, das rechte Bild von einer nigerianischen Quarzprobe. Die unterschiedlichen Hintergrundfarben der beiden Bilder sind auf die unterschiedliche Dauer der Elektronenbestrahlung zurückzuführen. Während die nigerianische Probe viele stark leuchtende, blaue Quarzkörner zeigt und daher weniger stark bestrahlt werden musste, sind im linken Bild, trotz der intensiveren Elektronenbestrahlung, nur wenige hell leuchtende Quarzkörner zu erkennen.

Eine vergleichsweise geringe Lumineszenzsensitivität der Quarzproben aus dem Untersuchungsgebiet kann, aufgrund der Photonenzählrate (counting statistics) bei der optischen Datierung, in deutlichem Ausmaß zur Streuung von Einzelergebnissen beitragen (DULLER et al. 2000).

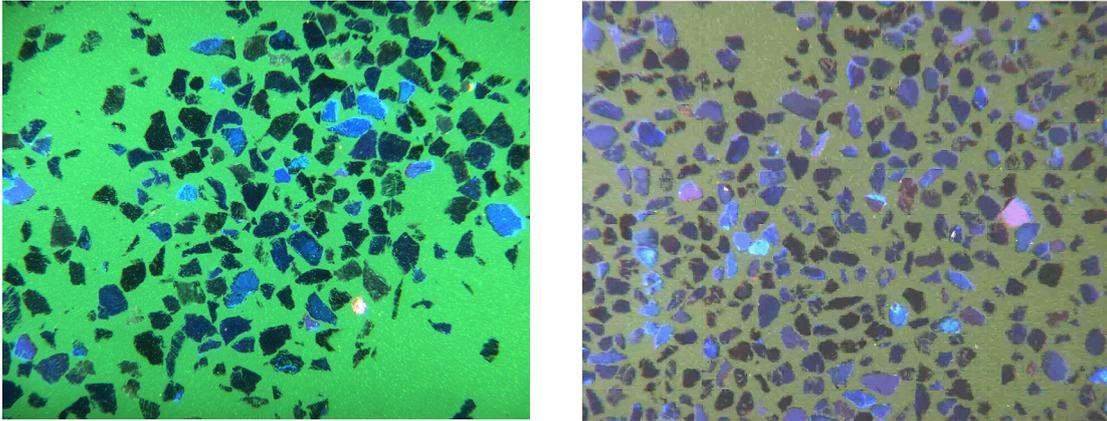


Abb. 6.3.1 Kathodenlumineszenz- (KL) Aufnahme einer Quarzprobe aus Nigeria (rechts) und einer repräsentativen Quarzprobe (SHS) aus dem bayerischen Alpenvorland (links). Während das rechte Bild viele blau leuchtende Quarzminerale zeigt, sind im linken Bild nur wenige stark leuchtende Quarze neben vielen dunklen Quarzmineralen zu sehen. Die unterschiedlichen Hintergrundfarben der beiden Bilder sind auf die unterschiedliche Dauer der Elektronenbestrahlung zurückzuführen. Die KL-Messungen wurden am Institut für Geologie, Universität Bern, von Prof. Dr. Karl RAMSEYER durchgeführt. Die KL-Aufnahme der nigerianischen Quarzprobe wurde von Dr. Frank PREUSSER, Institut für Geologie, Universität Bern, zur Verfügung gestellt.

Die Kaliumfeldspatproben aus dem Untersuchungsgebiet zeigen im Gegensatz zu den Quarzproben eine sehr hohe Lumineszenzsensitivität. Diese hohe Signalintensität ermöglichte es, zur Bestimmung der Äquivalenzdosis der Kalifeldspäte Probenträger zu verwenden, die, in Abhängigkeit von der Korngröße, mit 50-100 Körnern (1 mm Aliquots) belegt waren. Zur Bestimmung der ED der Quarze musste aufgrund der geringen Lumineszenzsensitivität auf die Verwendung von 2 mm Aliquots (max. 400 Körner) zurückgegriffen werden, damit ein zur Datierung ausreichend hohes Lumineszenzsignal aufgezeichnet werden konnte.

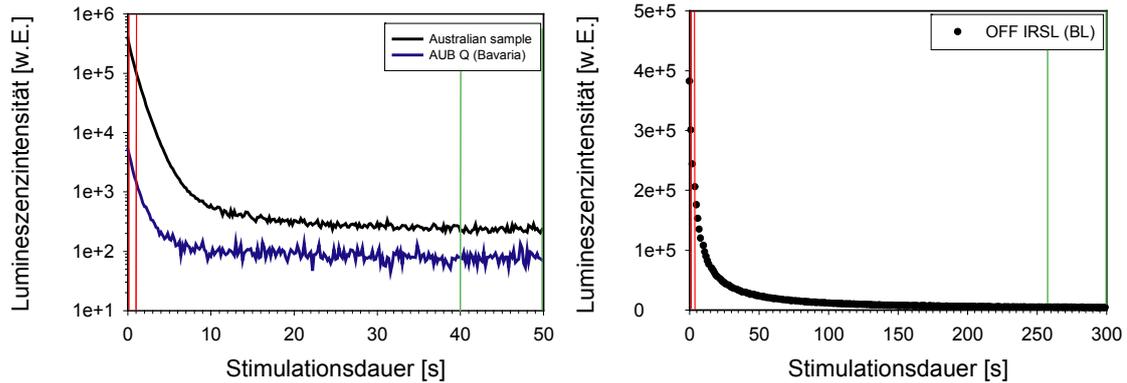


Abb. 6.3.2 Signalintensitäten repräsentativer Quarz- und Kaliumfeldspat-Proben aus dem Untersuchungsgebiet im Vergleich mit einer australischen Quarzprobe. Zur Messung wurden kleine Aliquots von 1 mm (Australische Quarzprobe, Feldspatprobe OFF) beziehungsweise 2 mm (Quarzprobe AUB) verwendet. Die Quarzprobe AUB zeigt ein vergleichsweise niedriges OSL-Signal. Die Feldspatprobe hingegen zeigt eine sehr hohe Lumineszenzintensität, der Unterschied zu den Quarzproben wird im Signalabfall, der langsamer verläuft, deutlich. Die Daten der australischen Quarzprobe wurden von Johanna LOMAX, Geographisches Institut, Universität zu Köln, bereitgestellt.

Abbildung 6.3.2 zeigt die Abnahme des OSL-Signals bei optischer Stimulation. Die Lumineszenzsensitivität der australischen Quarzprobe liegt um ein vielfaches höher als die der bayerischen Quarzprobe (linke Abbildung). Das Feldspatsignal (rechte Abbildung) weist eine Lumineszenzsensitivität auf, die in ihrer Größenordnung der Sensitivität der australischen Quarzprobe entspricht. Der Signlrückgang, das heißt die Entleerung der Fallen verläuft bei Feldspäten jedoch langsamer als bei Quarzen. Die zur Datierung mit dem SAR Protokoll verwendeten Signale beschränken sich auf die ersten 1,0 Sekunden (Quarz) sowie 4,2 Sekunden (Feldspat). Von diesem aufgezeichneten Anfangssignal wird die Höhe des Untergrundsignals subtrahiert, das bei Quarzproben während der letzten 10,0 Sekunden, bei Feldspatproben während der letzten 42,0 Sekunden der optischen Stimulation gemessen wird (vgl. Abb. 6.3.2).

6.4 Laborexperimente

Um das Lumineszenzverhalten der Proben aus dem Untersuchungsgebiet besser einordnen zu können, wurden vor der Bestimmung der ED verschiedene Laborexperimente durchgeführt. Standardexperimente, die für jeweils eine Probe eines Aufschlusses routinemäßig durchgeführt wurden, sind der ‚dose recovery‘-Test und der

Test auf ‚thermal transfer‘. Bleichexperimente wurden für einige ausgewählte Proben aus unterschiedlichen Teilen des Untersuchungsgebiets durchgeführt.

6.4.1 ‚Dose recovery‘-Test

Ziel des ‚dose recovery‘-Tests ist es, eine applizierte Labordosis unter Verwendung eines definierten Messprotokolls zu reproduzieren. Der ‚dose recovery‘-Test ist eine interne Kontrolle um zu prüfen, ob das verwendete SAR-Protokoll geeignet ist eine Äquivalenzdosis innerhalb eines Fehlers, der in dieser Arbeit auf 10 % festgelegt wurde, korrekt zu bestimmen. Er ist damit eines der wichtigsten Experimente, das vor der Bestimmung der Äquivalenzdosis durchzuführen ist. Darüber hinaus gibt der ‚dose recovery‘-Test die größtmögliche Genauigkeit an, mit der eine ED in Abwesenheit von unvollständiger Bleichung und mikrodosimetrisch bedingter Variabilität der Dosisleistung erzielt werden kann.

Zunächst wird das natürliche Lumineszenzsignal der zu untersuchenden Proben mittels optischer Stimulation gelöscht. Die dazu von MURRAY & WINTLE (2000) vorgesehene empfohlene Dauer von 40 s bei einer Temperatur von 125°C für Quarzproben wurde auf 500 s bei 125°C ausgedehnt. Kaliumfeldspäte und polymineralische Feinkornproben wurden für 800 s bei 50°C infrarot stimuliert, um das latente IRSL-Signal vollständig zu löschen. Darauf folgten die Bestrahlung mit einer Labordosis, deren Höhe der zu erwartenden Paläodosis der jeweiligen Probe entsprechen sollte sowie die Bestimmung des Lumineszenzsignals der applizierten Dosis nach dem SAR-Protokoll (vgl. Kap. 5.6.3). Die Wahl der richtigen Vorheiz-Temperatur spielt beim ‚dose recovery‘-Test eine große Rolle, denn eine zu hohe oder zu niedrige Temperatur ist häufig die Ursache für eine schlechte Reproduzierbarkeit der applizierten Dosis. Die Temperatur muss so gewählt werden, dass sie zum einen hoch genug ist, die flachen Elektronenfallen zu leeren und gleichzeitig niedrig genug, die stabilen, optisch sensitiven Elektronenfallen nicht zu leeren, was bereits bei einer Vorheiz-Temperatur von > 280°C eintreten kann (MURRAY & WINTLE 1998).

Die geeignete Temperatur, die probenspezifisch ist, lässt sich durch OSL/IRSL-Messungen bei unterschiedlichen Vorheiz-Temperaturen ermitteln. Dazu wird eine Probe bei einer gewählten Temperatur für eine bestimmte Dauer vorgeheizt („preheat“). Im Regelfall wird zur Ermittlung der geeigneten Vorheiztemperatur ein klassischer ‚preheat plateau‘-Test durchgeführt. Bei diesem Test erfolgt die Bestimmung der

Äquivalenzdosis mit Messesequenzen, die sich durch unterschiedliche Vorheiztemperaturen (beispielsweise zwischen 160-300°C) voneinander unterscheiden. Ziel ist es, ED-Werte zu bestimmen deren Höhen, unabhängig von der gewählten Vorheiztemperatur, gleich sind. Die ED-Werte bilden dann innerhalb eines bestimmten Temperaturbereichs ein Plateau, und damit gelten alle Vorheiztemperaturen innerhalb dieses Plateaus („preheat plateau“) als geeignet, die ED der spezifischen Probe zu bestimmen. Auf die Durchführung eines „preheat plateau“-Tests an den Proben im Untersuchungsgebiet wurde aufgrund der starken Streuung der ED-Werte (vermutlich durch unvollständige Bleichung und/oder Mikrodosimetrie) verzichtet. Stattdessen wurde ein kombinierter „dose recovery preheat plateau“-Test an regenerativ bestrahlten Proben durchgeführt, bei dem neben der Reproduktion einer applizierten Labordosis gleichzeitig die zur Messung am besten geeignete Temperatur ermittelt wurde. Für die Quarzprobe GLK3 wurde dieser Test an Temperaturen von 160-300°C unternommen (Abb. 6.4.1). Das Ergebnis zeigt ein Plateau im Temperaturbereich zwischen 180-300°C. Der Unterschied zum klassischen „preheat plateau“-Test besteht darin, dass das Lumineszenzsignal an applizierten Labordosen und nicht am natürlichen Signal bestimmt wurde.

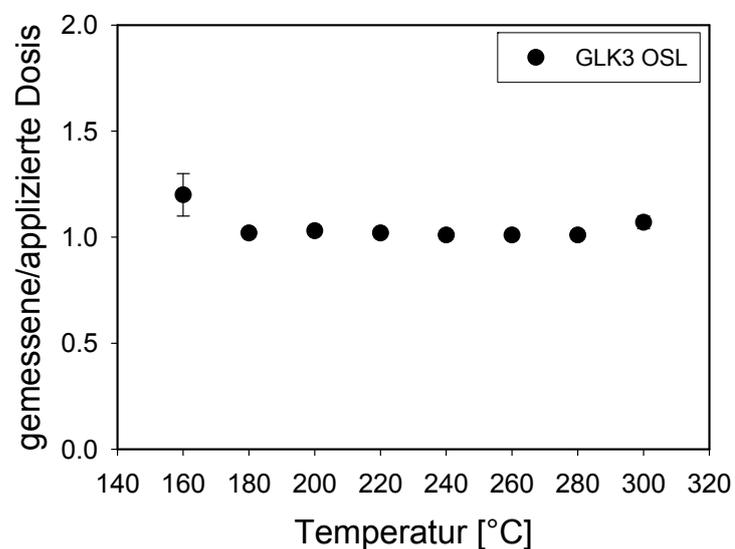


Abb. 6.4.1 „Dose recovery preheat-plateau“-Test der Quarzprobe GLK3 unter Verwendung verschiedener Vorheiztemperaturen zwischen 160-300°C. Ein Plateau stellt sich zwischen 180-300°C ein, am genauesten wurde die applizierte Dosis bei einer Temperatur von 240°C reproduziert. Diese Temperatur wurde für alle folgenden Messungen zur Bestimmung der ED der Quarzproben des Aufschlusses GLK verwendet.

Ebenso wie die Temperatur hat die Höhe der Testdosis einen Einfluss auf die gute Reproduzierbarkeit der Daten (WINTLE & MURRAY 2006), wobei für die Proben im Untersuchungsgebiet beste Ergebnisse mit höheren Testdosen, die etwa 25 % der zu erwartenden ED betragen, erzielt wurden (Abb 6.4.2).

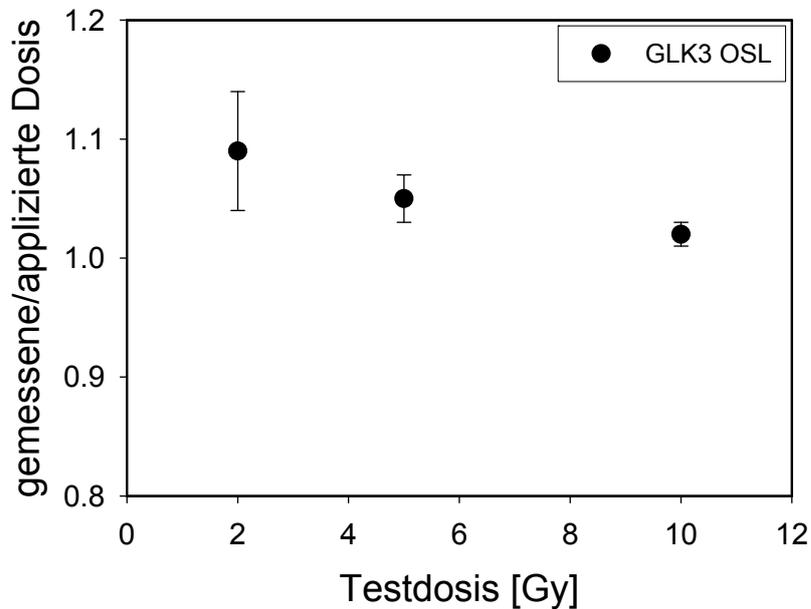


Abb. 6.4.2 ‚Dose recovery‘-Test der Quarzprobe GLK3 unter Verwendung einer Vorheiztemperatur von 240°C bei unterschiedlich hohen Testdosen. Beste Ergebnisse wurden mit einer Testdosis von 10 Gy erzielt, was einer Höhe von 25 % der applizierten Dosis (40 Gy) entspricht.

Um optimale Messbedingungen für die Proben aus dem Untersuchungsgebiet zu gewährleisten, wurde von jeweils einer Probe eines Aufschlusses und für die unterschiedlichen Korngrößenfraktionen (Quarz, K-Feldspat, polymineralisches Feinkorn) ein ‚dose recovery‘-Test durchgeführt. Durch die Verwendung unterschiedlicher ‚preheat‘-Temperaturen konnte das für die jeweiligen Proben am besten geeignete SAR-Protokoll (MURRAY & WINTLE 2000, WALLINGA et al. 2000a, PREUSSER 2003B) ermittelt werden. Sowohl MURRAY & WINTLE (2000) als auch WALLINGA et al. (2000a) empfehlen zum Vorheizen Temperaturen von 160-300°C. Für das Vorheizen der Testdosismessung (‚cut heat‘) wird eine Temperatur von 160°C empfohlen. Für die Quarzproben im Untersuchungsgebiet zeigte sich anhand des ‚dose recovery‘-Tests, dass ‚preheat‘-Temperaturen zwischen 240-260°C in Kombination mit einer ‚cutheat‘-Temperatur von 200°C am besten geeignet waren, eine applizierte Dosis zu reproduzieren (Abb. 6.4.3).

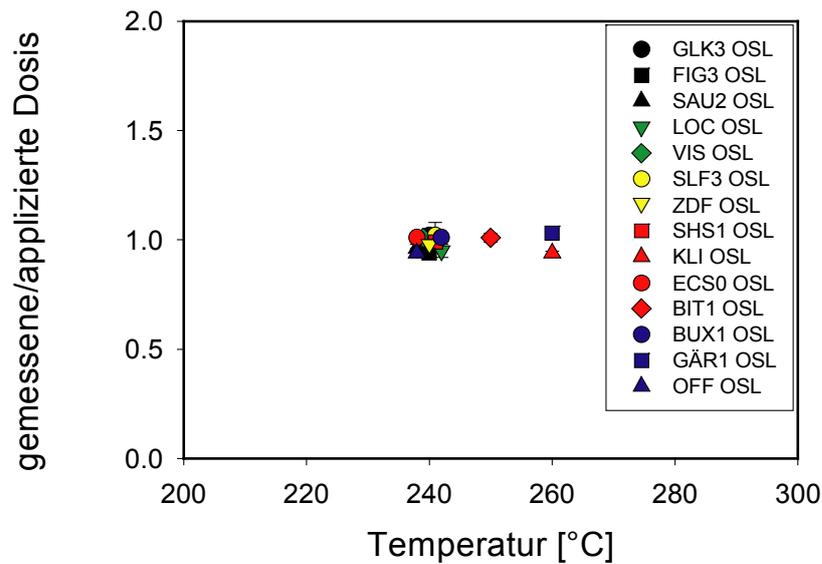


Abb. 6.4.3 ‚Dose recovery‘-Test der Quarzproben (OSL: blaue Stimulation) aus dem Untersuchungsgebiet. Die häufigste zur Datierung verwendete ‚preheat‘-Temperatur liegt bei 240°C. Mit den im ‚dose recovery‘-Test verwendeten Messparametern wurde die bestmögliche Reproduzierbarkeit einer applizierten Dosis erreicht. Diese Messparameter wurden für die Messprotokolle zur Bestimmung einer Äquivalenzdosis übernommen.

Auch bei den Kaliumfeldspat- und polymineralischen Feinkornproben reichte meist die Anpassung der ‚preheat‘-Temperatur aus, um eine applizierte Dosis zu reproduzieren. Als ‚cut heat‘ wurde zunächst eine Temperatur von 200°C verwendet. Abweichendes Verhalten zeigten die Feldspatproben FIG1 und AUB. Mit dem verwendeten SAR-Protokoll (WALLINGA et al. 2000a, PREUSSER 2003b) konnte keine applizierte Dosis reproduziert werden. BLAIR et al. (2005) schlagen die Verwendung eines ‚preheat‘ während des Testdosiszyklus anstelle eines ‚cut heat‘ zur Datierung von Feldspäten vor. Für die beiden Proben FIG1 und AUB wurde darauf hin ein ‚preheat‘ bei erhöhten Temperaturen (20°C höher als die ‚preheat‘-Temperatur des Regenerierungszyklus) gewählt, um eine Labordosis reproduzieren zu können (Abb. 6.4.4). Die Ergebnisse überzeugten, so dass das SAR-Protokoll (WALLINGA et al. 2000a, PREUSSER 2003b) nach den Anregungen von BLAIR et al. (2005) für alle folgenden K-Feldspatmessungen übernommen wurde (vgl. Anhang A 2).

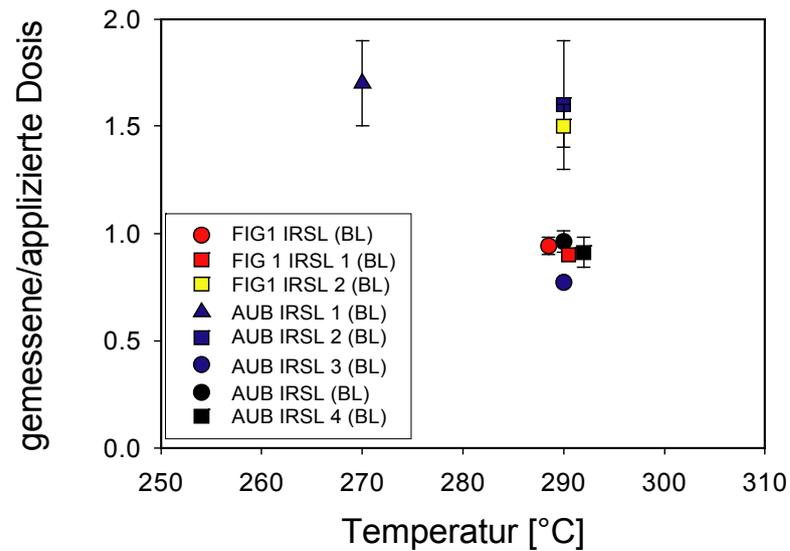


Abb. 6.4.4 ‚Dose recovery‘-Test der Kaliumfeldspatproben AUB und FIG1 (IRSL (BL): infrarote Stimulation, Signaldetektion im blauen Wellenlängenbereich) unter Verwendung unterschiedlicher ‚preheat‘ und ‚cut heat‘-Temperaturen, die aufgrund der besseren Übersicht in der nachfolgenden Tabelle 6.4.1 zusammengefasst sind. Während mit einer ‚preheat-cut heat‘ Kombination für beide Proben keine Labordosis innerhalb eines Fehlers von 10 % reproduziert werden konnte, zeigte die Verwendung von ‚preheat-preheat‘-Kombinationen bessere Ergebnisse.

Tabelle 6.4.1 Messparameter zur Anwendung des ‚dose recovery‘-Tests der Proben AUB und FIG 1.

Probe	preheat [°C]	cut heat [°C] (Testdosis)	preheat [°C] (Testdosis)
AUB IRSL1	270	200	-
AUB IRSL2	290	200	-
AUB IRSL3	290	200	-
AUB IRSL4	290	-	290
FIG1 IRSL1	290	-	290
AUB IRSL	290	-	310
FIG1 IRSL	290	-	310

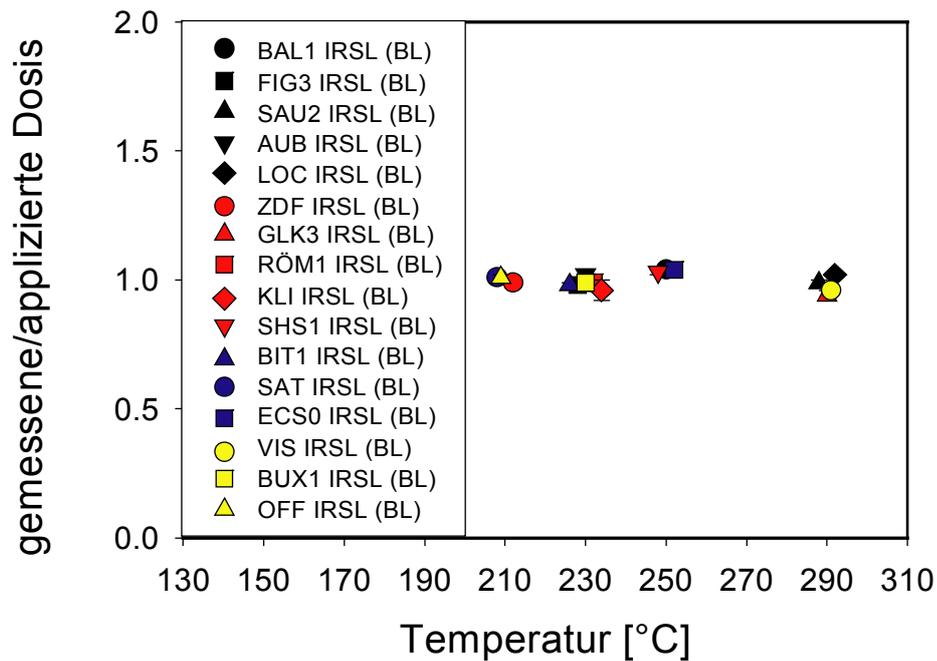


Abb. 6.4.5 ‚Dose recovery‘-Test der Kaliumfeldspatproben (IRSL (BL): infrarote Stimulation, Signaldetektion im blauen Wellenlängenbereich) aus dem Untersuchungsgebiet. Mit den im ‚dose recovery‘-Test verwendeten Messparametern wurde die bestmögliche Reproduzierbarkeit einer applizierten Dosis erreicht. Diese Messparameter wurden dann auf die Messprotokolle zur Bestimmung einer Äquivalenzdosis übertragen.

Für einige Proben (FEH und BAL) konnte trotz der Verwendung unterschiedlicher ‚preheat-cut heat‘-Kombinationen mit dem SAR-Protokoll keine Labordosis reproduziert werden. Für die Quarzproben des Aufschlusses BAL wurde neben dem SAR-Protokoll (MURRAY & WINTLE 2000) eine Weiterentwicklung dieses Protokolls (MURRAY & WINTLE 2003) angewendet, das eine zusätzliche OSL-Stimulation bei erhöhter Temperatur unmittelbar nach der Messung des Testdosissignals vorsieht. Dieser Schritt dient einer Verringerung der ‚recuperation‘ (Aufzeichnung eines Lumineszenzsignals ohne vorangegangene applizierte Labordosis) sowie dem Entfernen einer potentiell vorhandenen thermisch instabilen ‚ultra fast component‘ (sehr schnell bleichbare Signalkomponente des Lumineszenzsignals). Da auch mit diesem Messprotokoll keine applizierte Labordosis innerhalb eines Fehlers (10 %) reproduziert werden konnte, wurden die Quarze der Proben aus dem Aufschlüssen BAL sowie die oben erwähnten Proben des Aufschlusses FEH als zur Datierung nicht geeignet angesehen (Abb. 6.4.6).

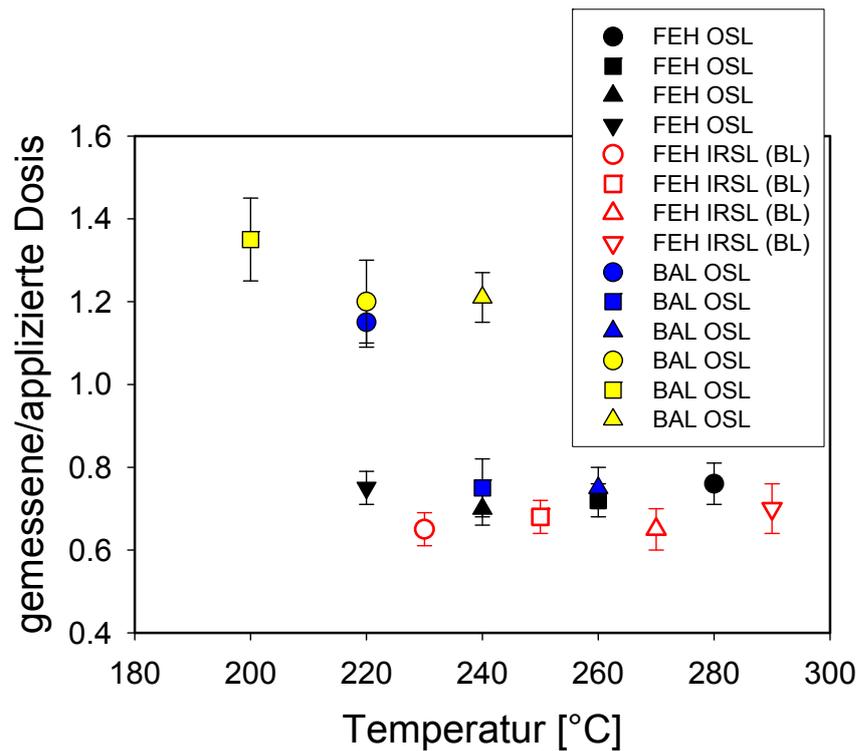


Abb. 6.4.6 ‚Dose recovery‘-Test der Quarz (OSL) - und Feldspatproben (IRSL (BL) FEH und BAL. Die Ergebnisse zeigen, dass trotz der Verwendung unterschiedlicher ‚preheat‘-Temperaturen, eine applizierte Dosis nicht innerhalb eines Fehlers von 10 % reproduziert werden konnte. Im Aufschluss FEH konnte der Test weder für die Quarzfraktion noch für die Feldspäte erfolgreich durchgeführt werden. Die Proben des Aufschlusses FEH wurden daher als zur Datierung ungeeignet erachtet. Bei den Proben BAL wurde neben dem SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000) (blaue Symbole) zusätzlich das SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2003) (gelbe Symbole) angewendet. In allen Fällen war es jedoch nicht möglich, eine Labordosis innerhalb des 10 % Fehlers zu reproduzieren.

Darüber hinaus zeigten die Quarzproben des Aufschlusses RÖM ein deutliches IRSL-Signal: Zeichen einer Kontamination der Quarze mit Feldspäten. Wiederholtes Ätzen mit Flusssäure (HF 40 %) führte nicht zu einer Reduktion des IRSL-Signals, und daher wurden die Quarzproben dieses Aufschlusses zur Datierung nicht verwendet. Die Quarzprobe DEU zeigte keinerlei OSL-Sensitivität und konnte aus diesem Grund ebenfalls nicht zur Datierung verwendet werden. Alle Ergebnisse der ‚dose recovery‘-Tests sind zusätzlich im Anhang A2 angegeben.

Darüber hinaus wurde mittels ‚dose-recovery‘-Tests das Sättigungsniveau der Proben im Untersuchungsgebiet bestimmt. Wie bereits in Kapitel 5.3 beschrieben nimmt AITKEN (1998) für Quarzproben ein Sättigungsniveau von 300-350 Gy an, PRESCOTT & ROBERTS (1997) gehen von einem Sättigungsniveau von 150-200 Gy für Quarze aus.

Für einige Proben im Untersuchungsgebiet, deren erwartetes Alter über 300.000 Jahren liegt, wäre eine Sättigung des Lumineszenzsignals der Quarzproben demnach nicht auszuschließen. Um das Sättigungsniveau der Quarzproben zu bestimmen, wurden für die Proben ECS, SHS und GÄR ‚dose recovery‘-Tests durchgeführt. Die zu reproduzierende Labordosis lag bei 540 Gy. Abbildung 6.4.7 zeigt die Ergebnisse der Sättigungstests der Proben ECS, SHS und GÄR. Von jeder Probe wurden 10 Aliquots gemessen, denen eine Labordosis von 540 Gy induziert wurde. Alle drei Proben zeigen reproduzierte Äquivalenzdosen, die zwischen 400-450 Gy liegen. Die applizierte Dosis von 540 Gy konnte von keiner der drei Proben reproduziert werden. Diese Ergebnisse lassen vermuten, dass das Sättigungsniveau der Quarze im Untersuchungsgebiet zwischen 400-450 Gy liegt.

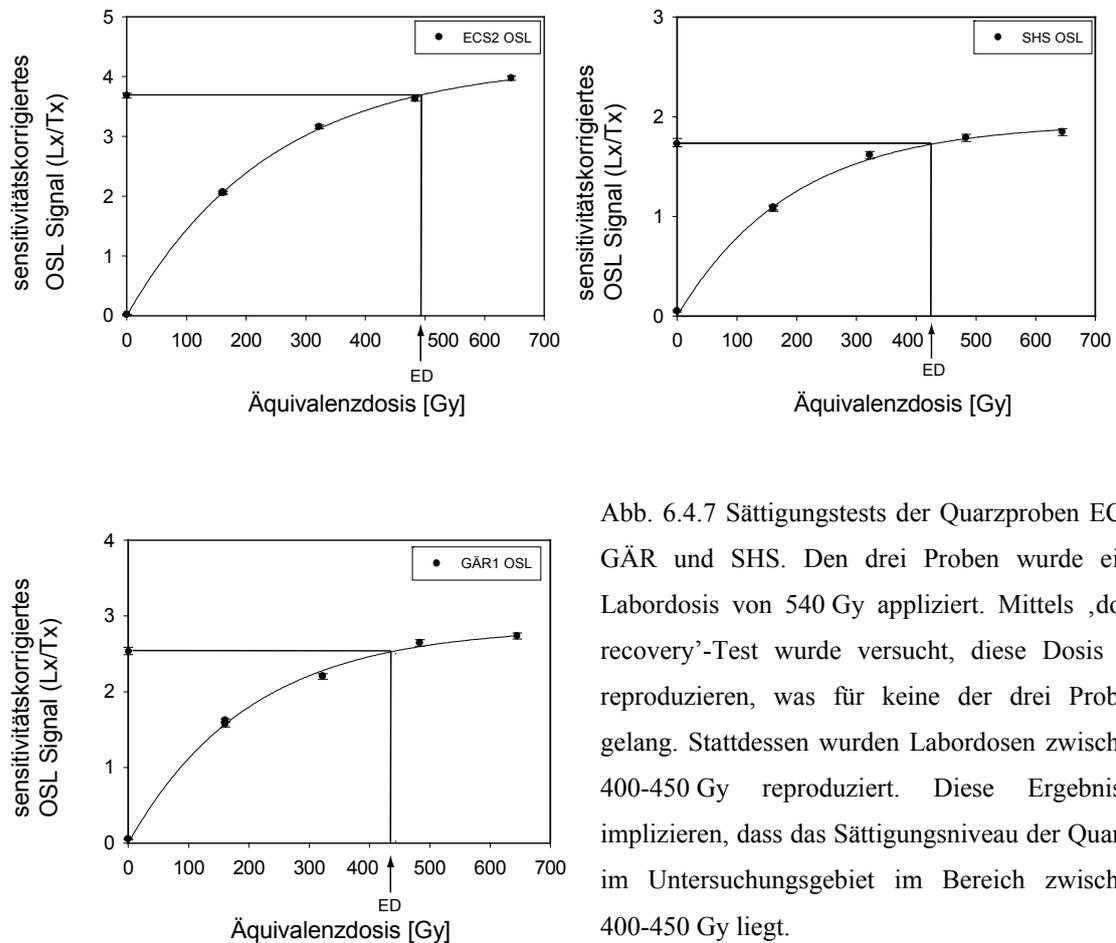


Abb. 6.4.7 Sättigungstests der Quarzproben ECS, GÄR und SHS. Den drei Proben wurde eine Labordosis von 540 Gy appliziert. Mittels ‚dose recovery‘-Test wurde versucht, diese Dosis zu reproduzieren, was für keine der drei Proben gelang. Stattdessen wurden Labordosen zwischen 400-450 Gy reproduziert. Diese Ergebnisse implizieren, dass das Sättigungsniveau der Quarze im Untersuchungsgebiet im Bereich zwischen 400-450 Gy liegt.

6.4.2 Test auf ‚thermal transfer‘

Neben der unvollständigen Bleichung gilt das Auftreten von ‚thermal transfer‘ als eine weitere mögliche Ursache für eine Überbestimmung der Äquivalenzdosis (vgl. Kap. 5.2). Auch die in dieser Arbeit vorgestellten Proben wurden auf ihre Beeinflussung durch ‚thermal transfer‘ untersucht. Die durchgeführten Experimente ähneln dem ‚dose recovery‘-Test, da auch bei der Untersuchung auf ‚thermal transfer‘ nach Rhodes & Bailey (1997) die Proben zunächst optisch stimuliert werden, was der Rückstellung des natürlichen Lumineszenzsignals dient. Unter Verwendung unterschiedlicher Vorheiztemperaturen, die bei 240°C, 260°C und 290°C lagen, wurde im Anschluss eine ED bestimmt. Anders als beim ‚dose recovery‘-Test wurden die Proben aber nicht bestrahlt und daher sollte die ED, in Abwesenheit von ‚thermal transfer‘ einer Dosis von Null Gray (Gy) entsprechen. In dieser Untersuchung wird ‚thermal transfer‘ mit einem Anteil von bis zu ein Prozent an der Paläodosis akzeptiert, da der Effekt, den dieser Wert auf die Bestimmung der Paläodosis haben wird, als vernachlässigbar einzustufen ist. Für jeweils eine Probe eines Aufschlusses wurde ein Test auf ‚thermal transfer‘ durchgeführt. Die Ergebnisse ausgewählter Proben sind in Abbildung 6.4.8 dargestellt. Es ist eindeutig zu erkennen, dass ‚thermal transfer‘ auf die Proben aus dem nördlichen Alpenvorland keinen nennenswerten Einfluss ausübt. Lediglich die Feinkornprobe FRI, die einem Aufschluss aus der nördlichen Münchner Schotterebene entstammt (Abb. 3.1), ist zu einem Anteil von 5 % von ‚thermal transfer‘ betroffen (Abb. 6.4.4). Eine gemessene Äquivalenzdosis wäre damit infolge dieses Effektes überbestimmt und das berechnete Sedimentationsalter der Probe FRI muss als Maximalalter erachtet werden.

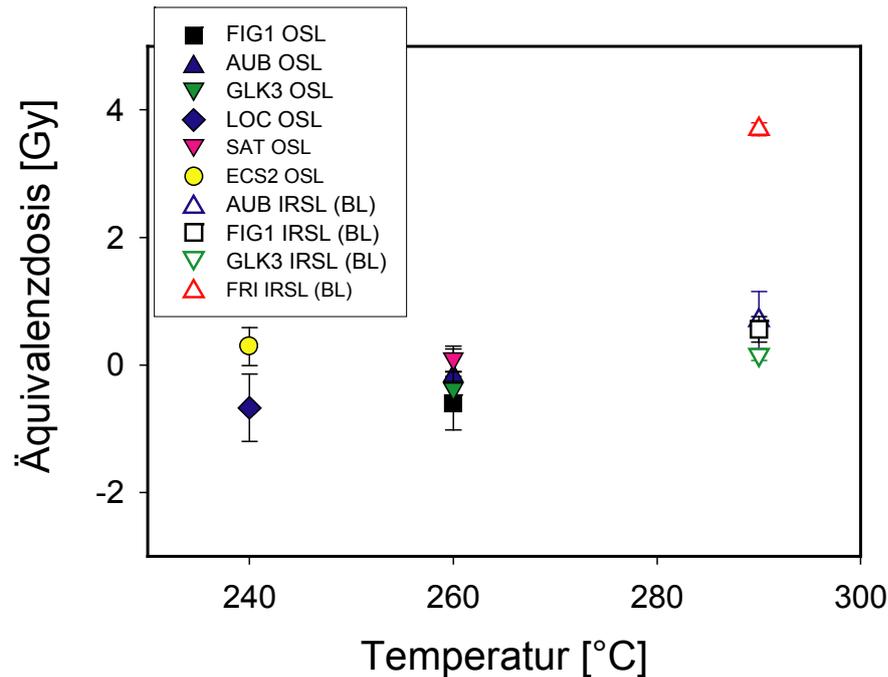


Abb. 6.4.8 Der Einfluss von ‚thermal transfer‘ auf ausgewählte Proben des Untersuchungsgebietes. Mit Ausnahme der Feinkornprobe FRI hat ‚thermal transfer‘ keinen Einfluss auf die Bestimmung der ED der Proben, denn er trägt mit Anteilen von <1 % nur unwesentlich zur Erhöhung der ED bei. Der Anteil von ‚thermal transfer‘ auf die ED-Bestimmung der Probe FRI liegt bei 5 %. Negative ED Werte sind auf Ungenauigkeiten der Messung sehr geringer Dosen zurückzuführen und können als 0 Gy betrachtet werden.

6.4.3 Belichtungsexperimente

Um das Bleichverhalten der glazifluvialen Sedimente im Alpenvorland zu untersuchen, wurde eine Reihe von Belichtungsexperimenten durchgeführt. Diese Experimente sollten zum einen darlegen, wie schnell das Lumineszenzsignal von Proben unter Laborbedingungen zurückgestellt werden kann. Darüber hinaus sollte das Experiment durch die Gegenüberstellung der Sandfraktion von Quarz und Kalium-Feldspat zeigen, wie sich das Bleichverhalten dieser beiden Minerale zueinander verhält. In früheren Untersuchungen zum Bleichverhalten von polymineralischen Feinkornproben wurde bereits festgestellt, dass sich das ‚post-IR‘ OSL-Signal (UV) der Feldspäte initial zwar schneller zurückstellt als das IRSL Signal (UV), die vollständige Bleichung beider Signale aber zur gleichen Zeit erreicht wurde (unveröffentlichte Diplomarbeit Nicole Klasen, 2004). Die Belichtungsexperimente an Proben aus dem Alpenvorland wurden durch Bleichung mit Sonnenlicht, Bleichung mit einer Osram Ultra Vitalux UV-Lampe (300 W) sowie Bleichung mit der UV-Lampe in Kombination mit einem, zwischen

Probe und Stimulationsquelle vorgeschalteten, Schott GG 400-Filter, der der Simulation von Flachwasserbedingungen diente, durchgeführt. Dieser Filter erreicht eine Transmission von 90 % im Wellenlängenbereich ab 450 nm und schirmt so, ähnlich wie Wasser, Wellenlängen höherer Energie ab. Der Abstand der Stimulationsquelle zu den Proben betrug 40 cm. Die Experimente wurden an Proben aus der Münchner Schotterebene und aus dem Illertal durchgeführt (Abb. 6.4.9.a-c). Von jeder untersuchten Probe wurden jeweils fünf Teilproben gemessen.

In einer ersten Messung wurde zunächst die Höhe des natürlichen Lumineszenzsignals durch optische Stimulation von 0,1 s bei 125°C (Quarz) beziehungsweise 50°C (Feldspat) gemessen. Diese kurze Stimulationsdauer wird auch als ‚short shine‘ bezeichnet und wurde gewählt, weil sie es ermöglicht, ein Lumineszenzsignal aufzuzeichnen, ohne dieses, aufgrund der kurzen Stimulation von 0,1 s, komplett zu löschen. Danach folgten die Lichtexpositionen (Sonnenlicht, UV-Lampe, UV-Lampe + Filter) in definierten Abständen, die jeweils von einer optischen Stimulation zur Messung des verbleibenden Lumineszenzsignals begleitet wurden. Die Ergebnisse der Signalmessung mit unterschiedlichen Belichtungsquellen wurden anschließend miteinander verglichen.

Die UV-Belichtung führte nach etwa einer Stunde zur Rückstellung des OSL/IRSL-Signals von Quarzen und Feldspäten auf weniger als 1 % des Ausgangssignals (Abb. 6.4.9.a). Bei Tageslichtexposition verlief die Signalmessung mit etwa 15 Minuten für beide Minerale deutlich schneller (Abb. 6.4.9.b). Auffallend war, dass die untersuchten Quarzproben bereits nach 10 s Tageslichtexposition etwa 90 % ihres Lumineszenzsignals verloren hatten, Feldspäte hingegen in der gleichen Zeit lediglich einen Signalverlust von 30-50 % des Ausgangssignals verzeichneten. Darüber hinaus war zu beobachten, dass die Signalmessung der Quarzproben, bei einem Vergleich zwischen UV Belichtung und Tageslichtexposition, deutlich differenzierter verlief, was für die Signalmessung der Feldspäte nicht beobachtet werden konnte. Die Bleichung beider Minerale mit der UV-Lampe und dem Schott GG 400-Filter zeigte eine langsamere Rückstellung der Signale sowie die initial schnellere Bleichung der Quarze gegenüber den Feldspäten. Allerdings war das Lumineszenzsignal der Quarze auch nach einer Belichtung von insgesamt zwei Stunden nur bis zu einem Restsignal von etwa 5 % gebleicht, während das Lumineszenzsignal der Feldspäte nach etwa einer Stunde Belichtung komplett zurückgestellt wurde (Abb. 6.4.9.c). Das Belichtungsexperiment wurde auch an den Proben aus dem Ristal durchgeführt, allerdings ausschließlich mit

UV-Licht zur optischen Stimulation. Die Rückstellung des Lumineszenzsignals verlief vergleichbar zu den in Abbildung 6.4.6 dargestellten Ergebnissen.

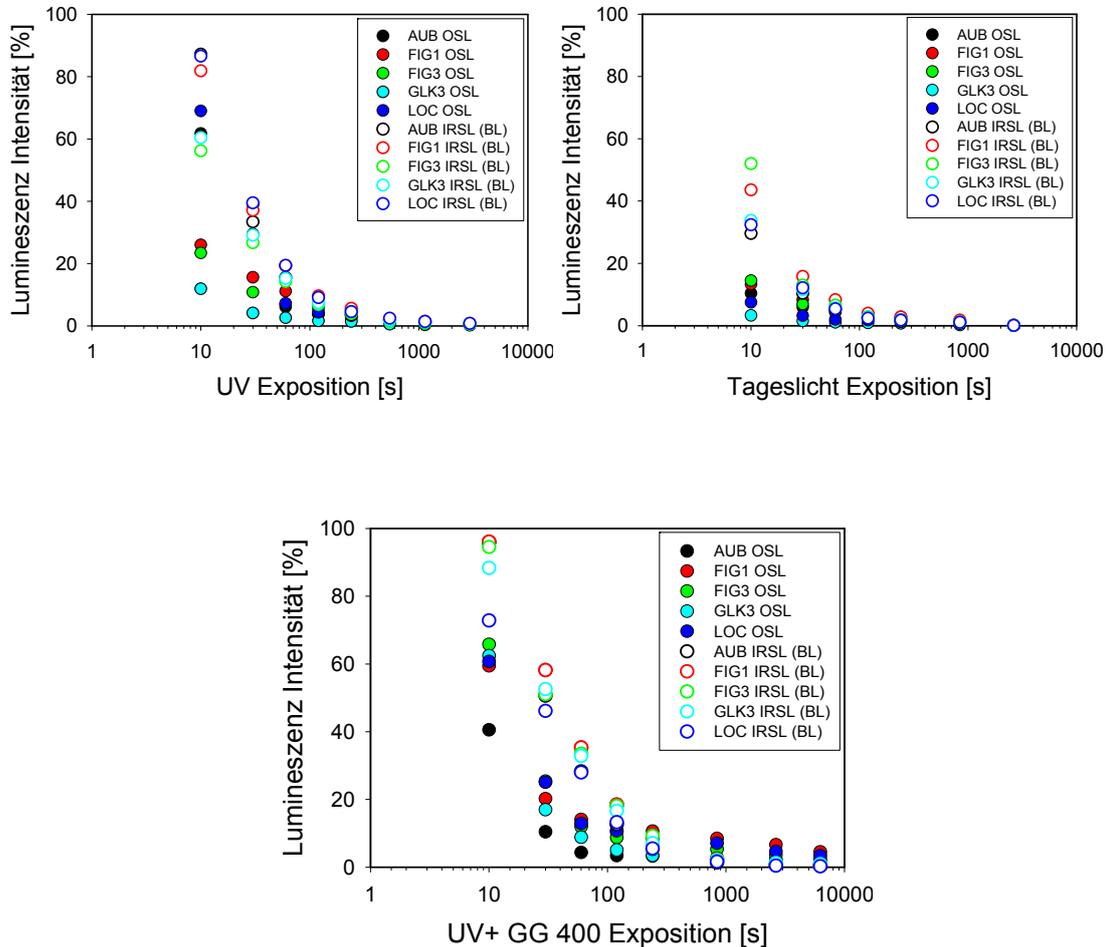


Abb. 6.4.9.a-c Belichtungsexperiment ausgewählter Proben aus der Münchner Schotterebene und dem Illertal. Zur Signalmrückstellung wurden unterschiedliche optische Stimulationen wie UV-Licht (a), Sonnenlicht (b) sowie eine Kombination von UV-Licht mit einem Schott GG 400-Filter (c) zur Simulation von Flachwasserbedingungen verwendet. Die Experimente legen die vollständige Rückstellung der Lumineszenzsignale von Quarz und Kalifeldspat für die drei Stimulationsquellen jeweils zur gleichen Zeit dar. Eine Ausnahme bildet die UV-Stimulation in Kombination mit dem Schott GG 400-Filter, bei der die Quarze ein nicht bleichbares Restsignal zeigen.

Trotz der beschriebenen Unterschiede im Rückstellungsverhalten der Quarze und Feldspäte zeigen alle Experimente, dass zur vollständigen Bleichung des Lumineszenzsignals beider Mineralfraktionen die gleiche Expositionsdauer benötigt wird. Deutliche Unterschiede zeigen sich vor allem im Rückstellungsverhalten einzelner

Proben einer Mineralfraktion. Im Laborexperiment bleicht die Quarzprobe GLK3 (Münchner Schotterebene) beispielsweise deutlich schneller als die Quarzproben FIG1-3 (Illertal), wenn UV-Lampe und Tageslicht als Belichtungsquellen verwendet werden. Die Experimente haben damit gezeigt, dass das Bleichverhalten von Probe zu Probe variieren kann und somit vom jeweiligen Liefergebiet abhängig zu sein scheint.

6.4.4 ‚Fading‘-Tests

Für ausgewählte Feldspatproben aus dem Untersuchungsgebiet wurden ‚fading‘-Tests durchgeführt, um einen möglichen Signalverlust der Proben zu quantifizieren. Dabei wurden unterschiedliche methodische Ansätze gewählt.

Eine einfache, zeitsparende Methode ist die ‚short shine‘-Messung, bei der der mögliche Signalverlust über Kurzzeitstimulationen von 0,1 s aufgezeichnet werden kann, ohne das Lumineszenzsignal vollständig zu löschen. Dabei wird ein Probensatz zunächst optisch stimuliert und anschließend mit einer bekannten Dosis bestrahlt. In definierten Abständen von einer Woche, einem Monat, drei Monaten und sechs Monaten Lagerzeit wird das Lumineszenzsignal über die oben beschriebenen ‚short shine‘ Messungen aufgezeichnet. Ein Abnehmen des Lumineszenzsignals wird als ‚anomalous fading‘ interpretiert. In dieser Untersuchung gestaltete sich die Anwendung der ‚short shine‘-Messungen auf die grobkörnigen Proben als schwierig, da es über den gesamten Lagerzeitraum nicht gelang, das Ablösen der Feldspatkörner von den Probenträgern zu verhindern. Das Silikonspray trocknete mit der Dauer der Lagerung und folglich hafteten die Körner nicht mehr am Probenträger. Der Probenverlust ergab scheinbare Signalabnahmen von etwa 80 %, wodurch diese Methode für die Anwendung auf Grobkornproben als ungeeignet erachtet wurde. Es wird daher empfohlen, ‚short shine‘-Messungen zur Bestimmung von ‚anomalous fading‘ an Feinkornproben anzuwenden, da hier das Probenmaterial durch die in Kap. 6.1.2 beschriebene Methode fest mit dem Probenträger verbunden bleibt.

Für die Bestimmung von ‚fading‘-Raten an Grobkornproben wurden schließlich klassische ‚dose recovery‘-Tests angewendet (vgl. Kap. 6.4.1). Einem Probensatz von vier Gruppen à fünf Aliquots wurde, nach vorausgehender optischer Bleichung, eine Labordosis appliziert. Die Messung der 1. Gruppe von Aliquots fand am Tag der Bestrahlung statt. Nach einer Lagerungszeit von einem Monat wurde die Dosis des nächsten Teilprobensatzes (2. Gruppe) bestimmt, nach drei Monaten die Dosis des

dritten Teilprobensatzes (3. Gruppe) und nach sechs Monaten die Dosis des vierten Teilprobensatzes (4. Gruppe).

Durch Messung der applizierten Dosis nach den oben angegebenen Lagerzeiten wurde der Signalverlust, hervorgerufen durch ‚anomalous fading‘, aufgezeichnet. Bei der Detektion von ‚anomalous fading‘ mittels ‚dose recovery‘-Tests muss beachtet werden, dass ein Signalverlust möglicherweise nicht erkannt wird, weil dieser innerhalb der Messungenauigkeit (10 %) verborgen bleibt. Abbildung 6.4.10 zeigt, dass im Gegensatz zur Probe GLK3, bei den Proben ECS und GÄR zwar eine Abnahme der Äquivalenzdosis zu beobachten ist, diese aber innerhalb der Messungenauigkeit liegt. Auch nach sechs Monaten Lagerung war es möglich, eine applizierte Dosis innerhalb eines 10 %-igen Fehlers zu reproduzieren.

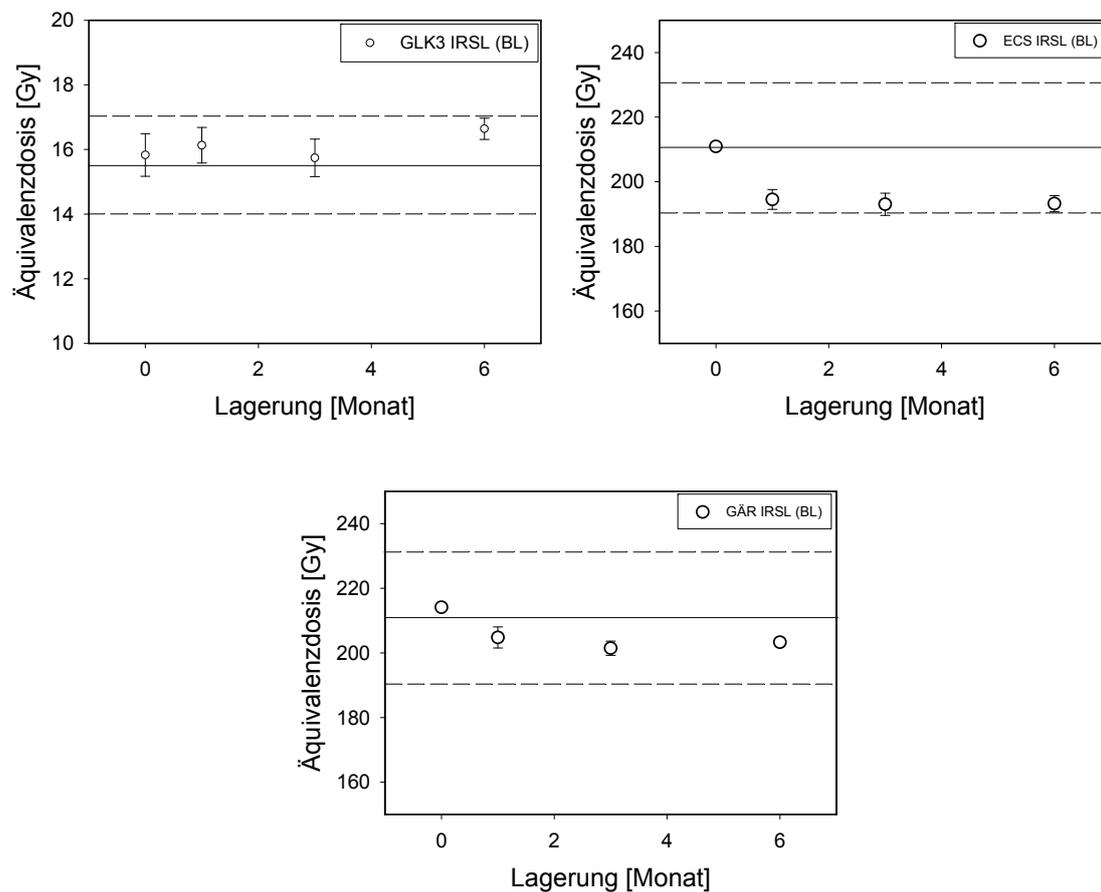


Abb. 6.4.10 ‚Fading‘-Experiment mittels ‚dose recovery‘-Test an den Feldspatproben GLK3, ECS und GÄR. Die applizierten Dosen sind als Linien eingezeichnet. Die gestrichelten Linien geben die Fehlergrenzen (10 %) an. Auch wenn bei den Proben ECS und GÄR eine Signalabnahme vom Tag der Bestrahlung bis zu den nachfolgenden Messungen zu beobachten ist, liegen alle Ergebnisse dennoch innerhalb eines 10 %-igen Fehlers.

Ein anderer Ansatz zur Bestimmung von Fadingraten ist die Methode nach AUCLAIR et al. (2003). Diese Methode orientiert sich am Ablauf eines SAR-Protokolls, denn sie umfasst neben Regenerierungszyklen auch Testdosiszyklen und korrigiert damit Sensitivitätsänderungen. Verloren gegangene Körner beispielsweise haben damit keinen negativen Einfluss auf die Bestimmung der Fadingrate. Der Fadingtest verläuft nach dem Folgenden Messprotokoll:

1. Schritt: Bleichen (Dauer: 1h im Höhnle Solar Simulator Sol2), zur Rückstellung des Lumineszenzsignals
2. Schritt: Bestrahlung (in Höhe der zu erwartenden ED)
3. Schritt: Vorheizen
4. Schritt: IRSL
5. Schritt: Testdosis
6. Schritt: Vorheizen
7. Schritt: IRSL
8. Schritt: Bestrahlung
9. Schritt: Vorheizen
10. Schritt: Pause
11. Schritt: IRSL
12. Schritt: Testdosis
13. Schritt: Vorheizen
14. Schritt: IRSL
15. Schritt: Beginn mit Schritt 2

Das Messprotokoll von AUCLAIR et al. (2003) unterscheidet sich von den oben beschriebenen Methoden zur Detektion von ‚anomalous fading‘ im Wesentlichen dadurch, dass die Proben direkt nach der Bestrahlung und damit vor der Lagerung (Schritt 10: Pause) vorgeheizt werden. Dem Zeitpunkt des Vorheizens (Schritt 9) wird eine große Bedeutung beigemessen, denn AUCLAIR et al. (2003) sehen den Zeitpunkt als entscheidenden Einflussfaktor auf die Abnahme des Lumineszenzsignals und damit die Detektion von ‚anomalous fading‘. In Experimenten konnte nachgewiesen werden, dass der aufgezeichnete Signalverlust durch ‚anomalous fading‘ deutlich höher war, wenn das Vorheizen direkt nach der Bestrahlung und nicht erst nach der Lagerung der Proben und damit unmittelbar vor der IRSL-Messung erfolgte (AUCLAIR et al. 2003). Die Dauer

der Pausen vor der optischen Stimulation ist abhängig von der Dauer der Bestrahlung. Im Messprotokoll werden bis zu sechs kurze Pausen von nur wenigen Zehntelsekunden und zwei längere Pausen von bis zu 50 Sekunden vorgegeben. Da AUCLAIR et al. (2003) annehmen, dass die Signalabnahme durch ‚anomalous fading‘ einem logarithmischen Verlauf folgt, erachten sie die Aufzeichnung von bis zu acht zeitverzögerten sensitivitätskorrigierten IRSL-Signalen als ausreichend, um eine Fadingrate zu bestimmen.

Mit der beschriebenen Methode wurden an ausgewählten Proben im Untersuchungsgebiet ‚fading‘-Raten bestimmt, die in Tabelle 6.4.2 als ‚g value‘ (pro Dekade) angegeben sind. Der ‚g value‘ drückt den Anteil des Signalverlusts durch ‚anomalous fading‘ in einer bestimmten Zeiteinheit (Dekade) aus (AITKEN 1985). Im Experiment wird der Signalverlust als logarithmische Abnahme verstanden, und die Dekade ist damit eine allgemeine Zeiteinheit auf der logarithmischen Skala.

Tabelle 6.4.2 ‚Fading‘-Raten für ausgewählte Proben im Untersuchungsgebiet bestimmt nach Auclair et al. (2003).

Probe	g value % pro Dekade
GLK IRSL (BL)	4,7±0,7
ECS IRSL (BL)	5,5±0,4
GÄR IRSL (BL)	6,0±0,3
BIT IRSL (BL)	5,3±0,4
RÖM IRSL (BL)	4,6±0,6
FIG IRSL (BL)	4,9±1,0
VIS IRSL (BL)	3,9±1,2
ZDF IRSL (BL)	5,4±1,2
OFF IRSL (BL)	4,7±0,5

Die in Tabelle 6.4.2 zusammengefassten Ergebnisse implizieren einen deutlichen Verlust des IRSL-Signals der Proben, der in diesem Ausmaß durch den Fadingtest mittels ‚dose recovery‘ verborgen geblieben ist. Zur besseren Anschaulichkeit sind in Abbildung 6.4.11 die Signalverluste durch ‚anomalous fading‘ als sensitivitätskorrigierte IRSL-Signale gegen die Dauer der Pausen nach dem Vorheizen

und vor der optischen Stimulation dargestellt. Die Abnahme der sensitivitätskorrigierten IRSL-Signale zeigt den Signalverlust durch ‚anomalous fading‘.

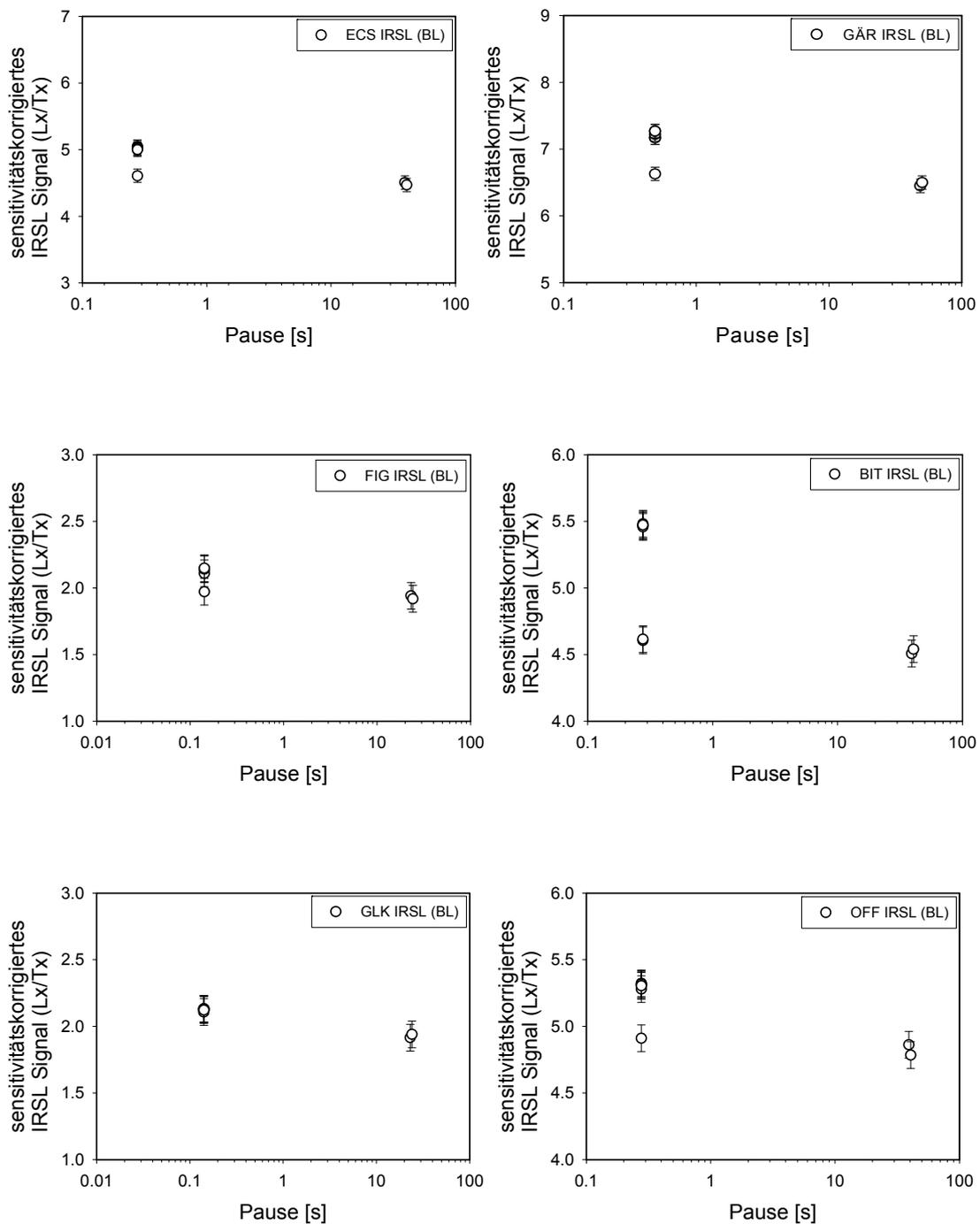


Abb. 6.4.11 IRSL-Signale der Proben GLK, ECS, GÄR, BIT, OFF, FIG, VIS, RÖM und ZDF, bestimmt mit dem Messprotokoll nach Auclair et al. (2003). Dargestellt ist die Höhe des sensitivitätskorrigierten Lumineszenzsignals (L_x/T_x), das nach den zeitverzögerten SAR-Messungen (Pause zwischen Bestrahlung mit Vorheizen und IRSL) aufgezeichnet wurde. Basierend auf der Annahme, dass ‚fading‘ einem logarithmischen Verlauf folgt, sehen AUCLAIR et al. (2003) die Messung von acht zeitverzögerten L_x/T_x Signalen als ausreichend an, um eine Fadingrate (g value) zu bestimmen. Fortsetzung auf der nächsten Seite.

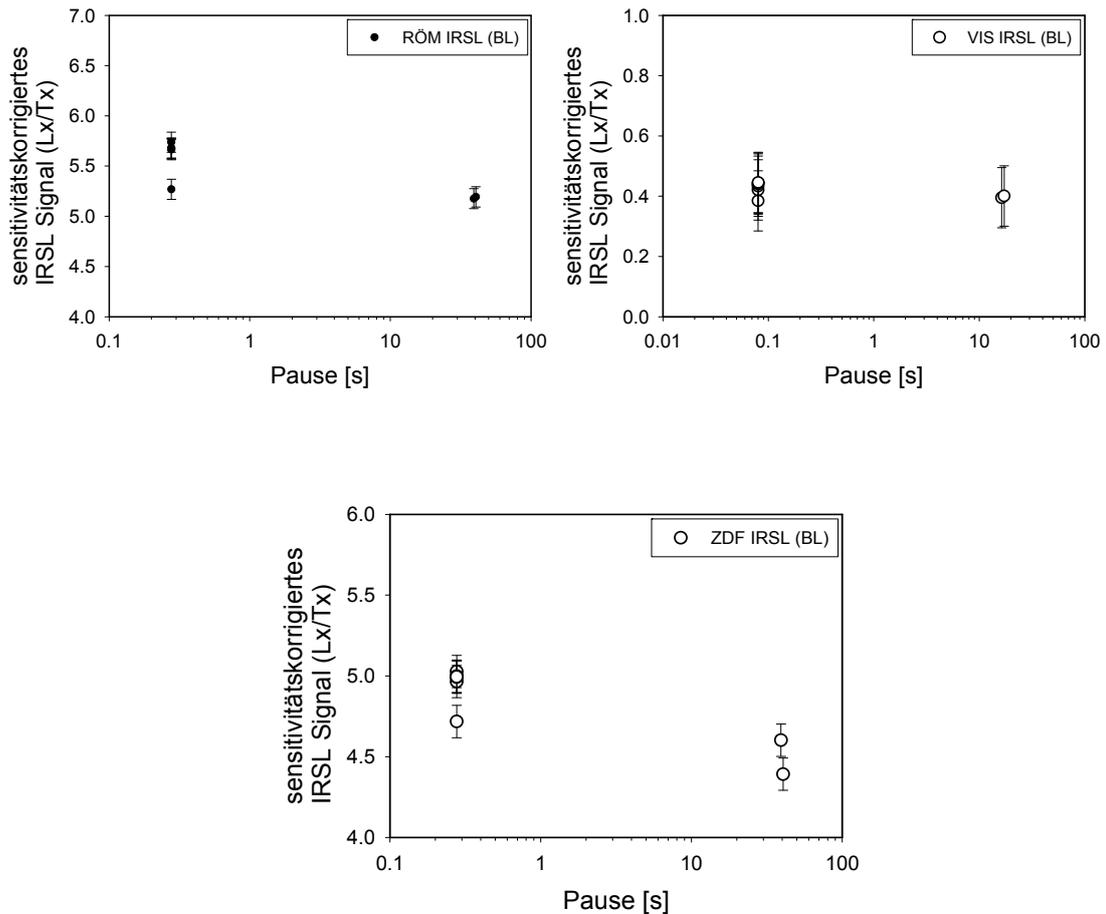


Abb. 6.4.11 Fortsetzung von Seite 66.

Der mit dem oben beschriebenen Messprotokoll ermittelte ‚g value‘ wird zur Korrektur des Feldspatalters einer Probe verwendet. Zur ‚fading‘-Korrektur der Proben im Untersuchungsgebiet stehen zwei unterschiedliche Methoden zur Verfügung. Die Anwendbarkeit der Methode nach HUNTLEY & LAMOTHE (2001) beschränkt sich auf Proben, deren Äquivalenzdosen als lineare Wachstumsfunktion aufgezeichnet werden. Die Methode nach LAMOTHE et al. (2003) ist geeignet für Proben, deren Wachstumskurven entweder einen linearen oder aber gesättigten Verlauf darstellen. Die Kurvenverläufe der in dieser Studie untersuchten Feldspatproben zeigen mehrheitlich ein Wachstumsverhalten, das zwischen linearem und exponentiellem Wachstum liegt. Einzige Ausnahme bilden die Proben OFF und VIS, deren Kurvenverlauf linear ist. Da zum Zeitpunkt der Untersuchungen keine geeigneten Korrekturmöglichkeiten für ein exponentielles Wachstumsverhalten zur Verfügung standen, wurde die Methode nach HUNTLEY & LAMOTHE (2001) zur ‚fading‘-Korrektur der Proben im Alpenvorland

angewendet (HUNTLEY & LAMOTHE 2001, AUCLAIR et al. 2003, BALESCU et al. 2003, BUYLAERT et al. 2007). Die Folgen einer Anwendung der Korrektur nach (HUNTLEY & LAMOTHE 2001) auf Proben deren Wachstumskurven keinen linearen Verlauf zeigen, liegen in einer möglichen Unterbestimmung des ‚fading‘-korrigierten Alters (BUYLAERT et al. 2007). Die Korrektur erfolgte mit einem automatisierten Programm, das von Sébastien HUOT (Risø, Dänemark) geschrieben und freundlicherweise zur Verfügung gestellt wurde.

6.5 Berechnung der Dosisleistung (D_0)

Die Dosisleistung aller in dieser Arbeit datierten Proben wurde mittels Gammaspektrometrie bestimmt. Über das Energiespektrum der γ -Strahlung wird ausgehend von der Aktivität der Tochterisotope von Uran und Thorium auf den Gehalt der Mutterisotope geschlossen. Der Kalium-Gehalt wird direkt gemessen. Die Höhe der Spitzen der Energiespektren wächst mit der Anzahl der Zerfälle der Tochterisotope, die proportional ist zum Gehalt und damit zur Dosisleistung des Sediments. Entsprechend der ermittelten Konzentrationen von Uran, Thorium und Kalium wird die Dosisleistung von α -, β - und γ -Strahlung berechnet (Tabelle 6.5.1). Der Mittelwert der für die Uran- und Thoriumzerfallsreihen charakteristischen Energiepeaks wird mit einem Fehler, der die Reproduzierbarkeit der Messungen (3,4 % Uranreihe, 4,6 % Thoriumreihe und 2,1 % Kaliumzerfall) darstellt angegeben. Er beruht auf unabhängigen Kalibrierungen mittels ICP-MS (PREUSSER & KASPER 2001).

Tab. 6.5.1 Dosisleistung von Uran, Thorium und Kalium für die unterschiedlichen Strahlungsarten α -, β - und γ -Strahlung in $\mu\text{Gy/a}$ (ADAMIEC & AITKEN 1998; verändert).

Radionuklid	Konzentration	$D_0\text{-}\alpha$	$D_0\text{-}\beta$	$D_0\text{-}\gamma$
^{238}U	1 ppm	2,781	0,147	0,1136
^{232}Th	1 ppm	0,739	0,0286	0,0521
^{40}K	1%	-	0,814	0,243

Bei der Datierung der Quarz-Grobkornfraktion wird der Einfluss der α -Strahlung eliminiert, indem durch chemische Behandlung mit Flusssäure (vgl. Kap. 6.1.2) die äußere Rinde des Quarzkorns entfernt wird. Da aber nicht ausgeschlossen werden kann,

dass trotz des Ätzens nicht alle α -Defekte vollständig entfernt wurden, geht in die Berechnung der Dosisleistung bei Quarzen eine α - Effizienz von $0,04 \pm 0,02$ (RHEES-JONES 1995) ein. Der Einfluss der α -Strahlen bei Kalifeldspat kann nicht durch Ätzen mit Flusssäure entfernt werden, weil eine gleichmäßige Entfernung der äußeren Rinde des Mineralkorns nicht gewährleistet werden kann (DULLER 1992). Daher wird zur Bestimmung der Dosisleistung die α -Effizienz mit einem Faktor von $0,07 \pm 0,02$ berücksichtigt (PREUSSER 2003). Allerdings ist zu bedenken, dass bei zunehmendem Korndurchmesser der Einfluss der α -Strahlen auf die Gesamtdosisleistung zugunsten der internen β -Strahlung, durch den Zerfall des Kaliums im Kaliumfeldspat, relativ abnimmt. Der Kaliumgehalt der K-Feldspäte wurde für die Proben im Untersuchungsgebiet nicht explizit gemessen, sondern anhand von Literaturangaben, welche Kaliumgehalte von 10-14 % angeben (vgl. SPOONER 1992, HÜTT et al. 1993, ZHAO & LI 2005), auf $12,5 \pm 0,5$ % gemäß HUNTLEY & BARIL (1997), festgelegt. Aufgrund der Lage des Untersuchungsgebietes in Mitteleuropa und Probenahmestellen, die nur selten über 600 m über dem Meeresspiegel lagen wurde der Einfluss der kosmischen Strahlung an der Gesamtdosisleistung als relativ gering berechnet, sie wurde gemäß PRESCOTT & HUTTON (1994) berechnet.

Durch Radiumverlust bedingte radioaktive Ungleichgewichte wurden anhand der Analyse der Messergebnisse nicht entdeckt. Durch den Vergleich der Höhe des $^{226}\text{Radium}$ -Peaks mit den nachfolgenden Energiepeaks (z.B. $^{214}\text{Blei}$) der ^{238}U -Reihe kann ein mögliches radioaktives Ungleichgewicht offen gelegt werden, wenn eine Diskrepanz zwischen dem $^{226}\text{Radium}$ -Peak und den nachfolgenden Energiepeaks aufgezeichnet wird (ZANDER et al. 2007).

6.6 Äquivalenzdosisbestimmung der Proben im Untersuchungsgebiet

Die Bestimmung der Äquivalenzdosis der in dieser Arbeit untersuchten Proben erfolgte nach den Ergebnissen des ‚dose-recovery‘-Tests (Kap. 6.4.1). Zur ED-Bestimmung wurden 1 mm-Aliquots (Kalium-Feldspat) sowie 2 mm-Aliquots (Quarz) verwendet. Um die Streuung der einzelnen ED-Werte, vor allem die der schwach lumineszenz sensitiven Quarzproben zu erfassen, wurden von den Proben des Aufschlusses GLK etwa 100 Aliquots einer Probe gemessen. Für alle anderen Aufschlüsse wurde die Anzahl der Einzelmessungen dahingehend reduziert, dass zur Auswertung der Quarzproben ein Datensatz von mindestens 25 ED-Werten und bei Feldspatproben ein Datensatz von mindestens 20 ED-Werten zu Verfügung stand. Vor

allein die ED-Bestimmung der Quarzproben bedurfte der Messung von oftmals deutlich mehr als den oben angegebenen 25 Einzelwerten, da viele Teilproben die vor der Messung festgelegten SAR-Kriterien, die eine einwandfreie Datierung bedingen, nicht erfüllten (vgl. Kap. 6.6.1)

6.6.1 SAR-Messkriterien zum Ausschluss von Teilproben von der ED-Bestimmung

Die Quarzproben aus dem Untersuchungsgebiet zeichnen sich durch ein nur geringes Lumineszenzsignal aus. Ein ausreichend hohes OSL-Signal, das deutlich über dem Untergrundsignal liegt, ist aber Grundvoraussetzung zur Datierung. Daher müssen Aliquots, deren OSL-Signale nur wenig über dem Untergrundsignal (,background') liegen, von der ED-Bestimmung ausgeschlossen werden (Abb. 6.6.1). Alle anderen Aliquots, deren OSL-Signale mindestens das Zehnfache des Untergrundsignals betragen, sind, sofern keine anderen Ausschlusskriterien greifen, zur ED-Bestimmung zugelassen. Bei den Feldspatproben ist dieses Problem aufgrund der hohen Sensitivität des Lumineszenzsignals der Feldspäte praktisch nicht gegeben.

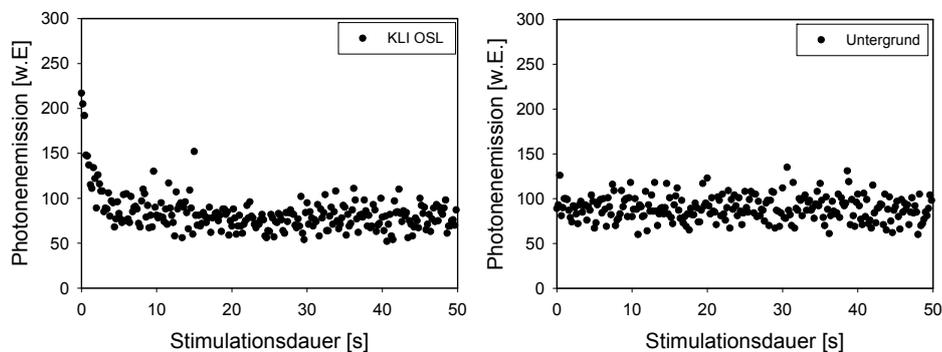


Abb. 6.6.1 Lumineszenzsensitivität der Quarzprobe KLI aus dem Illertal. Die Höhe des aufgezeichneten natürlichen OSL-Signals liegt nur wenig über dem Untergrundsignal. Aliquots mit einer so geringen Sensitivität werden von der Bestimmung der Äquivalenzdosis ausgeschlossen.

Die in Kap. 5.6.2.2 erläuterten Sensitivitätsänderungen werden vom Programm ,Luminescence Analyst' als ,recycling ratio' angegeben, die für die in dieser Studie untersuchten Proben zwischen den Werten 0.80-1.20 liegen muss, um ein akzeptables Ergebnis zu liefern. Bei nach oben beziehungsweise nach unten abweichenden Werten ist die Korrektur der Sensitivitätsänderung im Allgemeinen nicht ausreichend, um eine korrekte ED Bestimmung zu gewährleisten (MURRAY & WINTLE 2000).

Die ‚recuperation‘ stellt die Signalerholung dar, die nach optischer Stimulation einer nicht bestrahlten Probe auftritt (vgl. Abb.5.6.5). Ihre Höhe kann mit dem SAR-Protokoll, durch das Einfügen einer regenerativen Bestrahlung der Dosis 0 Gy ermittelt werden. Beträgt die ‚recuperation‘ einer Teilprobe mehr als 10 %, wird das Aliquot verworfen und fließt damit nicht in die Berechnung der ED ein.

Ein weiteres Ausschlusskriterium ist die Kontamination der Quarze mit Feldspäten, die durch optische Stimulation mit infraroten Dioden am Ende eines SAR-Zyklus untersucht werden kann. Obwohl Feldspäte in Quarzproben durch Flusssäureätzung eigentlich entfernt werden, kann es vereinzelt immer wieder zu einer Feldspatkontamination der Quarzproben kommen. Feldspatinkclusionen in den einzelnen Quarzkörnern stellen dabei ein besonderes Datierungsproblem dar, denn sie können weder mechanisch noch chemisch entfernt werden. Proben, die ein deutliches IRSL-Signal aufweisen, sind zur ED-Bestimmung nicht geeignet, da der Einfluss des Feldspats auf die Dosimetrie des Quarzkorns zu groß ist und demzufolge eine korrekte ED-Bestimmung nicht gewährleistet werden kann (BOTTER-JENSEN et al. 2003).

6.6.2 Darstellung von ED-Verteilungen und deren Interpretation

6.6.2.1 Histogramm & Radialplot

Die Abbildung 6.6.2 zeigt die ED-Verteilung der Quarzprobe GLK3 (n=109) im Histogramm. Auf der x-Achse wird die Höhe der Dosis angegeben, auf der y-Achse die Häufigkeit der einzelnen ED-Werte in einer bestimmten Dosisklasse.

Die Quarzprobe GLK3 wird in Abbildung 6.6.3 zum Vergleich der unterschiedlichen Darstellungsformen auch als Radialplot dargestellt. Vorteil dieser Darstellung ist, dass neben dem einzelnen ED-Wert auch seine Präzision dargestellt wird. Im Radialplot wird die ED durch Interpolation einer Linie ausgehend vom Nullwert auf der y-Achse durch den Punkt bis zur Radialachse abgelesen. Das Problem der Darstellung von ED-Werten als Radialplot ist, dass die Präzision eines Wertes abhängig ist von seinem Fehler und eine Äquivalenzdosis mit großem Fehler damit als unpräzise gegenüber ED-Werten mit niedrigerem Fehler eingeordnet werden.

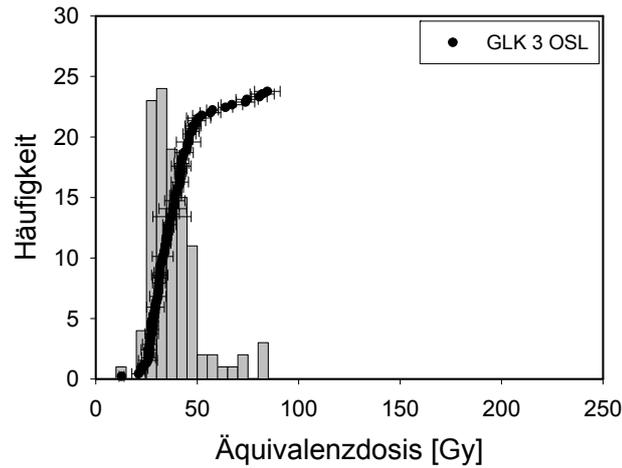


Abb. 6.6.2 ED Verteilung der Quarzprobe GLK3 im Histogramm. Dargestellt sind die 109 Einzelwerte, die zur Berechnung der Äquivalenzdosis verwendet wurden. Zusätzlich zur Häufigkeitsverteilung werden auch die einzelnen ED-Werte angegeben.

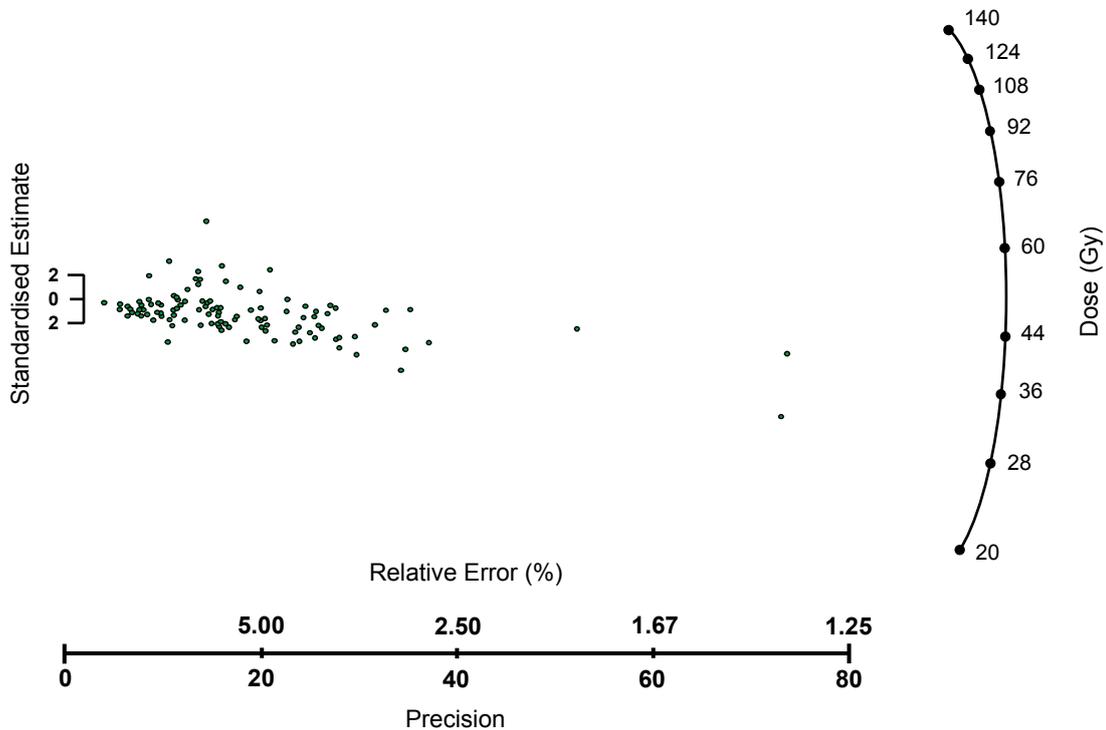


Abb. 6.6.3 ED-Verteilung der Quarzprobe GLK3 als Radial Plot. Dargestellt sind die 109 Einzelwerte, die zur Berechnung der Äquivalenzdosis verwendet wurden. Vorteil der Darstellung als Radial Plot gegenüber dem Histogramm ist die Angabe der Präzision mit der ein Ergebnis dargestellt wird.

Die Präzision wird ausgehend vom niedrigsten Fehler der gesamten Verteilung kalkuliert, was dazu führt, dass bei der im Beispiel verwendeten Probe GLK3 OSL bereits ein relativer Fehler von 5 % als unpräzise gilt. Berücksichtigt werden muss jedoch, dass sich die Präzision nur bedingt eignet, eine Aussage über die Richtigkeit eines Ergebnisses zu treffen. Daher neigt die Darstellung von Dosisverteilungen im Radial Plot dazu, ein verzerrtes Bild einer ED-Verteilung widerzuspiegeln. In der Konsequenz wird in dieser Arbeit die Darstellung von ED-Verteilungen im Histogramm mit der zusätzlichen Angabe aller Einzelwerte der Darstellung als Radial Plot vorgezogen.

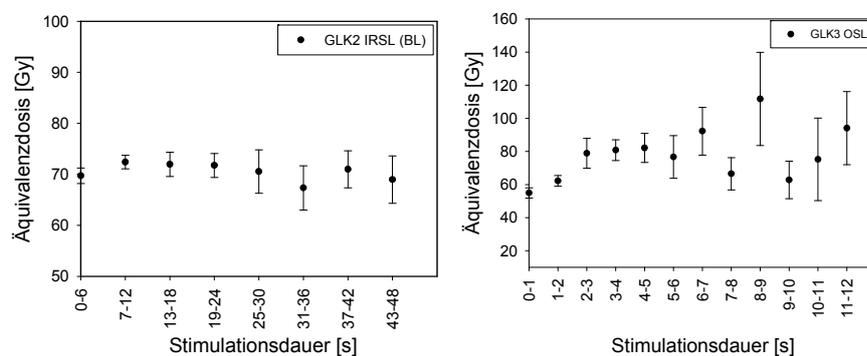
6.6.2.2 Identifikation von unvollständiger Bleichung anhand der ED-Verteilung

Charakteristisch für die ED-Verteilung unvollständig gebleichter Proben sind Ausreißer mit hohen Äquivalenzdosen, da diese die Energie der ionisierenden Strahlung seit der letzten Nullstellung zusätzlich zu einem bestehenden Restsignal akkumulieren (vgl. Abb. 5.1.1). Eine ED-Verteilung mit Ausreißern im hohen Dosisbereich wird als positiv schief bezeichnet und weicht von der Gaußschen Normalverteilung ab. Die Schiefe einer Verteilung kann berechnet werden, wobei die Schiefe einer Gaußverteilung durch den Wert Null dargestellt wird, die Schiefe einer positiv schiefen Verteilung hingegen durch einen Wert der größer als Null ist (Wallinga 2002a). Darüber hinaus ist die Schiefe einer Verteilung vom Grad der Bleichung und von der Anzahl der Körner auf den gemessenen Aliquots abhängig. (Li 1994, Olley et al. 1999, Wallinga 2002b, vgl. Kap. 5.6.2.2). Demzufolge ist die ED-Verteilung einer unvollständig gebleichten Probe nur positiv schief, wenn die Probe zum größten Teil aus gut gebleichten Körnern besteht und der Anteil der schlecht gebleichten Körner relativ gering ist (Wallinga 2002b). FUCHS & WAGNER (2003) sowie FUCHS et al. (2007) haben gezeigt, dass eine unvollständig gebleichte Probe durchaus normalverteilt sein kann. Damit gibt auch die Analyse einer ED-Verteilung keine eindeutige Aussage bezüglich der Rückstellung des Lumineszenzsignals einer Probe vor der Ablagerung.

6.6.2.3 Detektion von unvollständiger Bleichung mittels Signalanalyse

Die Analyse des Lumineszenz-Signals kann, ähnlich wie die Streuung der ED-Verteilung, Auskunft über den Grad der Bleichung des Sediments vor der Ablagerung geben. Die Anwendbarkeit von ‚shine plateau‘-Tests ist bei den Proben im Alpenvorland untersucht worden (Abb. 6.6.4). Der ‚shine plateau‘-Test wurde in den

1980er Jahren von HUNTLEY et al. (1985) entwickelt und zeigt das Verhalten der Äquivalenzdosis während unterschiedlicher Zeitabschnitte der optischen Stimulation. Ein Ansteigen der Äquivalenzdosis mit zunehmender Ausleuchtzeit wird als Hinweis auf die unvollständige Bleichung des Sediments vor der Ablagerung interpretiert, da ein Lumineszenzsignal, das erst mit länger andauernder optischer Stimulation emittiert wird, gleichzeitig mit einer schwer bleichbaren Elektronenfälle assoziiert wird. Diese Elektronenfälle scheint weniger gut geleert als solche Fällen, die bereits nach kurzer Stimulationsdauer ein Lumineszenzsignal abgeben und begünstigt damit die unvollständige Bleichung des Sediments vor der Ablagerung (HUNTLEY et al. 1985).



6.6.4 ‚Shine plateau‘ Test der Proben GLK2 und GLK3. Während die Feinkornprobe GLK2 ein Plateau aufweist, ist bei der Quarzprobe GLK3 ein Ansteigen der ED mit der Ausleuchtzeit zu beobachten.

Der ‚shine plateau‘-Test ist jedoch nur bedingt geeignet, eine Aussage über den Grad der Bleichung der Probe zu treffen. Untersuchungen von BAILEY et al. (2000) haben gezeigt, dass vollständig gebleichte Proben ansteigende ED-Werte mit der Ausleuchtzeit zeigen und unvollständig gebleichte Proben ein Plateau ausbilden. Wie bereits HUNTELY et al. (1985) feststellten und von SMITH & RHODES (1994) sowie BAILEY et al. (1997) bestätigt wurden, setzt sich das Lumineszenzsignal aus mehreren Signalkomponenten (‚fast‘, ‚medium‘ und ‚slow component‘) zusammen, die unterschiedlich leicht bleichbar sind. Als schnell bleichbar gilt die ‚fast component‘, deren Elektronenfallen im Kristallgitter der Quarze bereits in der 1. Sekunde der optischen Stimulation geleert werden (BAILEY 2003, WINTLE & MURRAY 2006). Der ‚shine plateau‘-Test verbindet das Ansteigen der ED mit der Ausleuchtzeit, wie es Abbildung 6.5.4 (linke Grafik) zeigt, mit einer unvollständigen Bleichung der ‚slow component‘, trifft jedoch keine Aussage über die Bleichung der ‚fast component‘. Diese schnell bleichbare Signalkomponente aber wird zur Datierung mit dem SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000) bevorzugt verwendet. Daher ist es für eine korrekte ED-Bestimmung wichtig, dass diese Signalkomponente vollständig gebleicht ist. Die

Anwendung von ‚shine plateau‘-Tests zur Detektion von unvollständiger Bleichung wurde daraufhin aus den oben genannten Gründen nicht weiter verfolgt.

6.7 Berechnung der Äquivalenzdosis

Die Datierung der Proben im Untersuchungsgebiet zeigte, dass sich die einzelnen Proben bezüglich ihrer Lumineszenzeigenschaften voneinander unterscheiden. Um die Äquivalenzdosis der Proben zu bestimmen müssen daher, vor allem bei der Datierung von Sedimenten die eine große Streuung ihrer Einzelwerte aufweisen und somit möglicherweise unvollständig gebleicht sind, unterschiedliche Ansätze zur Berechnung der ED gewählt werden. Auch BAILEY & ARNOLD (2006) empfehlen die Anwendung verschiedener Modelle zur Berechnung einer Äquivalenzdosis. Für die Proben im Untersuchungsgebiet wurden neben dem arithmetischen Mittel (AM) drei weitere Ansätze angewendet, die in den Kapiteln 6.7.1-6.7.4 erläutert werden.

Die ED der Quarzprobe GLK 3 ist mit dem ‚minimum age model‘ (MAM) (GALBRAITH et al. 1999) berechnet worden. Das Modell erscheint aber nicht geeignet, eine ED der Probe GLK 3 zu berechnen. Die Verteilung der Einzelergebnisse (Abb. 6.5.1) weist einen einzigen Wert im niedrigen Dosisbereich auf und lediglich dieser Wert wird vom MAM aufgegriffen und zur Berechnung der Äquivalenzdosis verwendet (pers. Mitteilung Rex Galbraith, 2005).

Eine Berechnung des Lumineszenzalters auf Basis dieser Äquivalenzdosis führt zur Unterbestimmung des erwarteten Alters. Wie die Histogramme im Anhang B belegen, zeigen viele Verteilungen der Proben im Untersuchungsgebiet einzelne Werte im niedrigen Dosisbereich. Aus diesem Grund ist das ‚minimum age model‘ zur Berechnung der ED nicht verwendet worden.

6.7.1 ED-Berechnung mit dem arithmetischen Mittel

Bei normalverteilten Proben bietet sich das arithmetische Mittel zur Berechnung einer ED an. Bei den Proben im Untersuchungsgebiet kann jedoch allein aufgrund des glazifluvialen Sedimenttransports eine vollständige Bleichung der Sedimente nicht unbedingt erwartet werden. Unter der Voraussetzung, dass vollständig gebleichte Mineralkörner ein geringeres Lumineszenzsignal aufweisen als partiell gebleichte Körner der gleichen Probe, ermöglicht es die ED-Bestimmung mit dem SAR-Protokoll, vollständig gebleichte Aliquots von unvollständig gebleichten Aliquots, aufgrund der

Höhe ihrer ED zu unterscheiden. Dies ist aber nur möglich, wenn zur Bestimmung der ED-Aliquots mit einer geringen Anzahl an Mineralkörnern verwendet werden (WALLINGA 2002a). Ziel der Berechnung der mittleren ED einer unvollständig gebleichten Probe ist es daher, die Teilproben mit niedrigeren ED-Werten von den anderen Teilproben zu separieren. Die Berechnung einer ED mit dem arithmetischen Mittel hingegen, bei der alle Werte verwendet werden, würde bei unvollständig gebleichten Proben zwangsläufig zur Überbestimmung der ED führen. Darüber hinaus ist, aus statistischer Sicht, die Anwendung des arithmetischen Mittels bei einer nicht gegebenen Gaußverteilung, wie sie für unvollständig gebleichte Proben angenommen wird, umstritten.

Alle in dieser Untersuchung datierten Proben sind mit dem Programm SPSS (Version 11.0) einer statistischen Analyse zur Prüfung auf Normalverteilung unterzogen worden. Die Untersuchung der Proben erfolgt dabei nach dem Verfahren von Kolmogoroff-Smirnoff, welches die vertikale Abweichung zwischen beobachteter und erwarteter Verteilung prüft und ab einem Signifikanzniveau von $\alpha=0,05$ eine Gaußsche Verteilung der untersuchten Einzelwerte annimmt (SACHS 1999, SCHÖNWIESE 2000). Zusätzlich ist der Test auf Normalverteilung auch nach dem Verfahren von Shapiro-Wilk durchgeführt worden. Dieses stellt eine Weiterentwicklung der Kolmogoroff-Smirnoff Methode dar und ist speziell für kleinere Datensätze mit weniger als 50 Einzelwerten geeignet. Auch hier liegt das Signifikanzniveau, ab welchem eine Gaußsche Verteilung angenommen wird, bei $\alpha=0,05$ (SCHÖNWIESE 2000). Die Analyse hat ergeben, dass mit wenigen Ausnahmen alle datierten Proben normal verteilt sind. Einige Proben zeigen Ausreißer, die von SPSS als solche klassifiziert und damit zur Berechnung einer mittleren ED nicht verwendet werden. Insgesamt vier Proben (Quarzprobe GLK3, Feldspatproben FIG1, SAU1, SHS) im Untersuchungsgebiet sind trotz Entfernens der Ausreißer aus dem Datensatz nicht normalverteilt (vgl. Anhang A 3-A 5). Zur Beurteilung der Rückstellung des Lumineszenzsignals (Kap. 8.2) und zum Vergleich mit den in Kapitel 6.7.2, 6.7.3 und 6.7.4 beschriebenen Methoden wird bei diesen Proben das arithmetische Mittel der ED zwar angegeben und auch zur Berechnung eines Alters verwendet, diese Ergebnisse dienen jedoch ausschließlich dem methodischen Vergleich und werden nicht zur Interpretation der Lumineszenz-Alter genutzt.

6.7.2 ED-Berechnung nach OLLEY et al. (1998)

Die von OLLEY et al. (1998) entwickelte Methode zur Bestimmung einer ED unvollständig gebleichter Proben beruht darauf, dass die niedrigsten ED-Werte einer Verteilung als diejenigen zu betrachten sind, deren Lumineszenzsignal vor der Ablagerung vollständig zurückgestellt wurde. Diese auch als ‚lowest 5 %‘ bekannte Methode sieht vor, lediglich die untersten 5 % der Werte einer Verteilung zur Berechnung der ED zu verwenden. Auf die Proben im Untersuchungsgebiet angewendet zeigte sich, dass diese Methode nicht geeignet ist, eine ED zu bestimmen. Mit Ausnahme der Quarzprobe GKL3, von der etwa 100 Teilproben gemessen wurden, liegt von allen anderen gemessenen Proben ein deutlich kleinerer Datensatz vor. Die niedrigsten 5% der Werte einer Verteilung würden bei 100 gemessenen Einzelwerten den 5 niedrigsten Werten entsprechen, bei einem Datensatz von 40 Einzelwerten würde eine ED lediglich anhand der beiden untersten Einzelwerte bestimmt werden. Dies wird als nicht ausreichende statistische Grundlage zur ED-Berechnung der Proben aus dem Alpenvorland erachtet. Betrachtet man darüber hinaus die Verteilung der Einzelwerte im Histogramm (Anhang B) zeigt sich, dass neben Ausreißern im hohen Dosisbereich auch Ausreißer im niedrigen Dosisbereich vorkommen. Mit der ‚lowest 5 %‘-Methode würden eben diese Ausreißer zur Berechnung der ED herangezogen, was zu einer Unterbestimmung der Äquivalenzdosis und damit zu einer Unterbestimmung des Alters einer Probe führen kann. Die Methode nach OLLEY et al. (1998) wurde daher nur zum Vergleich mit den anderen Berechnungsmethoden auf wenige Proben, mit Datensätzen von mehr als 60 Einzelwerten angewendet (Tab. 6.7.1)

Tabelle 6.7.1 Äquivalenzdosisberechnung und Altersberechnung nach der ‚lowest 5 %‘-Methode von OLLEY et al. (1998) im Vergleich mit dem arithmetischen Mittel (AM). Q: Quarz

Probe	Mineral	ED Olley et al. [Gy]	Alter Olley et al. [ka]	ED AM [Gy]	Alter AM [Gy]
GLK3	Q	20,6±2,1	22,6±2,3	35,5±2,5	39,1±2,7
SAU2	Q	15,0±4,5	12,5±3,7	34,5±1,4	28,7±1,2
VIS	Q	6,7±1,0	8,2±1,2	11,4±0,3	11,8±1,2
SLF2	Q	67,5±4,2	41,3±3,3	189,0±6,9	113,6±4,2

6.7.3 ED-Berechnung nach FUCHS & LANG (2001)

Bei der Methode nach FUCHS & LANG (2001) werden die ED-Werte einer Verteilung aufsteigend und beginnend mit den beiden niedrigsten Werten geordnet. Nach und nach werden die nächsthöheren Werte in die Berechnung aufgenommen, bis eine relative Standardabweichung (RSD) der Werte von vier Prozent erreicht ist. Der Wert von vier Prozent wurde von FUCHS & LANG (2001) anhand von ‚dose recovery‘-Tests (DRT) bestimmt und zeigt die bestmögliche Präzision, mit der die von ihnen untersuchten Proben bestimmt werden können (FUCHS & LANG 2001). Alle weiteren hinzugefügten ED-Werte, die eine Streuung von mehr als vier Prozent verursachen, gelten als unvollständig gebleicht und werden daher von der Berechnung der ED ausgeschlossen. Diese Methode wurde auch auf die Proben im Alpenvorland angewendet, indem zunächst über ‚dose recovery‘-Tests die bestmögliche Präzision, mit der die ED einer Probe reproduziert werden kann, bestimmt wurde. Am Beispiel der Proben des Aufschlusses GLK liegt die RSD (1σ) bei 6,6 % (Quarz) beziehungsweise 10 % (Feldspat). Anhand dieser Ergebnisse wurden alle ED-Werte zunächst aufsteigend sortiert und dann bis zum Erreichen des spezifischen Grenzwertes von 6,6 % beziehungsweise 10 % in die Berechnung einbezogen. Darüber hinaus wurde die Methode für Quarz- und Feldspatproben der Aufschlüsse FIG, GÄR und VIS angewendet. Die Ergebnisse der ED-Bestimmung sind in Tabelle 6.7.2 dargestellt. Auch bei dieser Methode zeigte sich, dass sie ausgesprochen empfindlich auf Ausreißer im unteren Bereich der Dosisverteilung reagiert (vgl. FUCHS & WAGNER 2003). Infolgedessen kann sie auf einen Großteil der untersuchten Proben nicht angewendet werden kann, weil weniger als zwei Einzelwerte in die Berechnung des Mittelwertes eingehen würden und dies nicht als ausreichende Datenbasis erachtet wurde, die Äquivalenzdosis einer Probe zu berechnen (FUCHS & LANG 2001).

Tabelle 6.7.2 Äquivalenzdosis und Alter berechnet nach der Methode von Fuchs & Lang (2001).

Probe	Mineral	ED Fuchs & Lang [Gy]	Alter Fuchs & Lang [ka]	ED AM [Gy]	Alter AM [ka]
VIS	Q	7,4±0,3	8,5±0,4	11,4±0,3	11,8±1,2
FIG1	KF	61,7±1,7	30,2±1,3	91,8±4,7	44,0±2,2
FIG2	Q	24,1±1,0	26,0±1,1	38,9±1,4	41,9±1,6
GÄR1	Q	88,3±3,0	118,5±7,2	187,6±11,8	244,4±15,4
GÄR2	KF	245,6±5,6	162,6±5,7	330,6±14,5	188,6±8,3

6.7.4 ED-Berechnung nach PREUSSER et al. (2007)

Die Methode von PREUSSER et al. (2007) beruht auf der Technik von FUCHS & LANG (2001) und berücksichtigt den Einfluss der Mikrodosimetrie als zusätzlichen Streufaktor neben der intrinsischen Streuung (materialabhängige Streuung einer Probe ohne den Einfluss von unvollständiger Bleichung und Mikrodosimetrie, zu bestimmen mittels ‚dose recovery‘-Test) und der unvollständigen Bleichung einer Probe. PREUSSER et al. (2007) beziehen zusätzlich zur intrinsischen Streuung einer Probe die durch Mikrodosimetrie verursachte Streuung nach dem Gesetz der Fehlerfortpflanzung (GEYH 2005) in ihre ED-Berechnung mit ein. Jegliche Streuung, die über diesen berechneten Wert hinausgeht, wird der unvollständigen Bleichung zugeschrieben. Damit ist es möglich, analog zur Methode von FUCHS & LANG (2001), schlecht gebleichte Teilproben von gut gebleichten Teilproben zu unterscheiden. Das Problem der Methode von PREUSSER et al. (2007) ist, die Höhe der Streuung zu quantifizieren, die durch Mikrodosimetrie verursacht wird, da diese theoretisch nur bestimmt werden kann, wenn eine Probe vollständig gebleicht ist. Dann kann über einen Vergleich der intrinsischen Streuung einer Probe (Bestimmung mittels ‚dose recovery‘-Test (DRT)) mit der Gesamtstreuung, die bei der Bestimmung der Äquivalenzdosis erzielt wird, der Einfluss der Mikrodosimetrie ermittelt werden. LOMAX et al. (2003) und VANDENBERGHE et al. (2003) quantifizieren den Einfluss von Mikrodosimetrie auf die Streuung äolischer Quarze auf 21 % beziehungsweise 11-12 %, KALCHGRUBER et al. (2003) geben Werte von 18 % Streuung für Löss an. PREUSSER et al. (2007) berechnen eine RSD von 13 % für die intrinsische Streuung ihrer Quarzproben und addieren über das Gesetz der Fehlerfortpflanzung eine zusätzliche Streuung von 10 % (niedrigster Wert mikrodosimetrisch bedingter Streuung: DRT+10%) beziehungsweise 20 % (höchster Wert mikrodosimetrisch bedingter Streuung: DRT+20%), in Anlehnung an die Angaben von VANDENBERGHE et al. (2003) und LOMAX et al. (2003). Folglich werden zwei unterschiedliche ED-Werte kalkuliert. Dabei stellt der niedrigere ED-Wert einen Minimalwert und der höhere ED-Wert die maximal zu erwartende Äquivalenzdosis dar.

Für die Proben im Untersuchungsgebiet wurden ED-Werte für Quarzproben entsprechend der oben beschriebenen Methode kalkuliert, mit der Ausnahme dass lediglich der Wert von zusätzlich 20 % Streuung durch Mikrodosimetrie (DRT+20%) verwendet wurde. Berechnungen mit der unteren Grenze von zehn Prozent Streuung durch Mikrodosimetrie zeigten, dass bei allen Proben weniger als drei Einzelergebnisse in die Berechnung der ED einfließen, was als nicht ausreichende statistische Grundlage

zur Berechnung eines Mittelwertes angesehen wird (PREUSSER et al. 2007). Aus diesem Grund wurde die Berechnung einer ED mit der unteren Streuung von zehn Prozent bei den Proben im Untersuchungsgebiet nicht angewendet. Alle ED Werte liegen innerhalb der Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95,5 % (2σ Mutungsintervall) und werden mit einem 1σ Fehler angegeben (vgl. Anhang A 3-A 5).

Der mikrodosimetrische Einfluss auf ein Quarzkorn stammt aus der Umgebung des Minerals und wird damit als extern bezeichnet. Im Gegensatz dazu wird der mikrodosimetrische Einfluss auf Kaliumfeldspäte, zusätzlich zur externen Dosisleistung bestehend aus β - und γ -Strahlung sowie einem geringen Anteil an α -Strahlung, um einen internen Faktor an β -Strahlung durch den Gehalt an $^{40}\text{Kalium}$ erweitert (vgl. Kap. 5.4 Dosisleistung). Daher können die von PREUSSER et al. (2007) vorgegebenen Werte für Quarze einer Streuung von zehn Prozent und 20 % für Kaliumfeldspäte nicht ohne weiteres übernommen werden. Da der Einfluss der Mikrodosimetrie auf die Streuung der ED von Kaliumfeldspäten bisher noch nicht beschrieben wurde, musste er für die Proben im Untersuchungsgebiet berechnet werden. Es wurde zwischen externer und interner Dosisleistung der Kaliumfeldspäte unterschieden, wobei der Beitrag der internen Dosisleistung von der Korngröße des Minerals sowie vom Kaliumgehalt der Feldspäte abhängt.

Der Kaliumgehalt der Proben im Untersuchungsgebiet wurde nicht gemessen, stattdessen wurde die interne β -Dosisleistung exemplarisch für Kaliumgehalte von 10 %, 12 % sowie 14 % berechnet. Diese Werte stammen aus Untersuchungen von SPOONER (1992), HÜTT et al. (1993), HUNTLEY & BARIL (1997) und ZHAO & LI (2005), die den Kaliumanteil von K-Feldspäten bestimmt haben. In Tabelle 6.7.3 ist der Anteil der internen und externen Betadosisleistung an der Gesamtdosisleistung in Abhängigkeit der Korngröße und des Kaliumgehalts zusammengefasst. Es zeigt sich, dass der Anteil der internen β -Dosisleistung an der Gesamtdosisleistung mit steigendem Kaliumgehalt und steigender Korngröße wächst, der Anteil der externen β -Dosisleistung mit zunehmender Korngröße aber zurückgeht (Tab.6.7.3).

Tabelle 6.7.3 Beitrag der internen und externen Betadosisleistung an der Gesamtdosisleistung in Abhängigkeit von Korndurchmesser und K-Gehalt. α -Effektivität =0,07+-0,02; K: Kaliumgehalt; D: Dosisleistung

Korn- größe [μm]	β extern [$\mu\text{Gy a}^{-1}$]	K 10% β intern [$\mu\text{Gy a}^{-1}$]	D _(K 10%) [Gy kyr ⁻¹]	K 12% β intern [$\mu\text{Gy a}^{-1}$]	D _(K 12%) [Gy kyr ⁻¹]	K 14% β intern [$\mu\text{Gy a}^{-1}$]	D _(K 14%) [Gy kyr ⁻¹]
	100	691	272	1,52±0,07	327	1,57±0,07	381
125	683	340	1,56±0,07	407	1,63±0,07	475	1,70±0,07
150	676	406	1,61±0,07	487	1,69±0,07	568	1,77±0,07
175	668	472	1,66±0,06	566	1,76±0,06	661	1,85±0,06
200	662	537	1,71±0,06	645	1,82±0,06	752	1,93±0,06
225	665	605	1,77±0,06	726	1,89±0,06	847	2,01±0,06
250	648	674	1,83±0,06	809	1,96±0,06	944	2,10±0,06
275	641	742	1,89±0,06	891	2,04±0,06	1039	2,19±0,06
300	634	810	1,95±0,06	972	2,11±0,06	1134	2,27±0,06

Aufbauend auf den in Tabelle 6.7.3 dargestellten Ergebnissen kann der Anteil der internen Mikrodosimetrie durch die interne Betadosisleistung der Kaliumfeldspäte für ausgewählte Korngrößendurchmesser und einen Kaliumgehalt von 10-14 % berechnet werden.

Tabelle 6.7.4 Anteil der internen Mikrodosimetrie von Kaliumfeldspäten an der Gesamtdosisleistung in Abhängigkeit von Körngröße und Kaliumgehalt. D_{δKG}: Dosisleistung δ Körngröße; D_{δK}: Dosisleistung δ Kaliumgehalt; MD: Mikrodosimetrie

Körngröße [μm]	D _{δKG} [%]	D _{δK} [%]	MD intern [%]	K-Gehalt [%]
125±25	2,9	4,2	5,1	12±2
175±25	3,7	5,3	6,5	12±2
225±25	3,7	6,2	7,2	12±2
275±25	3,6	7,1	8,0	12±2

Die Ergebnisse in Tabelle 6.7.4 zeigen, dass der Anteil der internen Mikrodosimetrie proportional zur Körngröße steigt. Über den Anteil der internen Mikrodosimetrie und der intrinsischen Streuung (ermittelt durch den ‚dose recovery‘-Test) kann dann

ausgehend von der Gesamtstreuung einer Feldspatprobe auf den Anteil der externen Mikrodosimetrie nach folgender Gleichung geschlossen werden:

$$v = [(MD_{int})^2 + (MD_{ext})^2 + (RSD_{DRT})^2]^{-0.5} \quad (2)$$

Dabei ist v die Gesamtstreuung, MD_{int} die interne Mikrodosimetrie, MD_{ext} der Anteil der externen Mikrodosimetrie und RSD_{DRT} die intrinsische Streuung bestimmt mittels ‚dose recovery‘ Test.

Die Gesamtstreuung v , die sich aus den oben angegebenen Größen zusammensetzt, ergibt die geringste anzunehmende Streuung einer Feldspatprobe in Abwesenheit von unvollständiger Bleichung. Durch Umstellung der Gleichung lässt sich der Anteil der externen Mikrodosimetrie an der Gesamtstreuung v berechnen.

Anhand ausgewählter Feldspatproben und unter Annahme einer vollständigen Bleichung des Lumineszenzsignals wurde die Höhe der externen Mikrodosimetrie berechnet. Die Probe ECS 2 zeigt eine Gesamtstreuung v von 16 %, nach Gleichung (2) würde damit der Anteil der externen Mikrodosimetrie MD_{ext} bei 13,5 % liegen (Tab. 6.7.5). Für die Probe BIT 3 wurde nach Gleichung (2) ein Anteil an externer Mikrodosimetrie von 6,24 % berechnet und für die Probe ZDF ein Anteil von 15,17 % (Tab 6.7.5). Der Anteil der Mikrodosimetrie ($MD_{int} + MD_{ext}$) der Proben BIT 3, ECS 2 und ZDF liegt damit zwischen 9-17 %. Demzufolge würde zusammen mit der intrinsischen Streuung RSD_{DRT} die geringste zu erwartende Streuung der Kalifeldspäte im Untersuchungsgebiet zwischen 10-20 % liegen.

Da für Proben im Untersuchungsgebiet eine vollständige Bleichung des OSL/IRSL-Signals vor der Ablagerung nicht zwingend vorausgesetzt werden kann, ist der Einfluss der Mikrodosimetrie zusätzlich an äolischen, vollständig gebleichten Feldspatproben aus Norddeutschland (STA3, STA4) untersucht worden (vgl. HILGERS et al. 2001). Im Gegensatz zu den Proben im Untersuchungsgebiet zeigen die Proben aus Norddeutschland eine sehr geringe intrinsische Streuung und eine geringe Gesamtstreuung, der Anteil der externen Mikrodosimetrie an der Gesamtstreuung der Feldspäte wurde mit 4-7 % berechnet. Dieser Anteil ist deutlich niedriger als jener, berechnet für die Proben im Untersuchungsgebiet (Tab. 6.7.5).

Daher wurde der Anteil der externen Mikrodosimetrie an der Gesamtstreuung der vollständig gebleichten Proben aus Norddeutschland von 4-7 % auf die Proben im Untersuchungsgebiet übertragen. Nach Gleichung (2) würde dies in einer zu

erwartenden Gesamtstreuung v von 10-15 % für die Proben im Untersuchungsgebiet resultieren. Jegliche Streuung der Proben die darüber liegt, wird der unvollständigen Bleichung zugerechnet.

Tabelle 6.7.5 Gesamtstreuung und Einzelfaktoren aus denen sich die Gesamtstreuung zusammensetzt, in ausgewählten Proben aus dem Untersuchungsgebiet und Norddeutschland.

Probe	ECS 2	ZDF	BIT3	STA3	STA4
v [%]	16,0	25,6	9,7	8,3	6,8
RSD _{DRT} [%]	4,6	11,1	3,6	1,8	1,8
MD _{int} [%]	7,2	7,2	6,5	5,1	5,1
MD _{ext} [%]	13,0	15,2	6,2	6,3	4,1
Korngröße [μm]	225 \pm 25	225 \pm 25	225 \pm 25	125 \pm 25	125 \pm 25

Zur Berechnung einer ED nach PREUSSER et al. (2007) werden daher gemäß der oben angeführten Berechnungen für die Feldspatproben Äquivalenzdosen mit Streuungen von 10 % beziehungsweise 15 % berechnet. Wie bei den Quarzproben liegen auch hier alle ED-Werte innerhalb der Sicherheitswahrscheinlichkeit von 95,5 % und werden mit einem 1σ Standardfehler angegeben (vgl. Anhang A 3-A 5).

6.8 Berechnung der Lumineszenz-Alter

Das Sedimentationsalter einer Probe berechnet sich nach der in Kapitel 5 beschriebenen Gleichung (1). Von den unterschiedlichen, beschriebenen Methoden wird das arithmetische Mittel zur Berechnung der Äquivalenzdosis der Feinkornproben verwendet. Die Methode nach PREUSSER et al. (2007) wird zur Berechnung der Äquivalenzdosis der Quarz- und Feldspatproben verwendet. Bei der Berechnung der ED wird kein zusätzlicher systematischer Fehler eingebaut, da alle Proben einer Mineralfraktion auf der gleichen Anlage gemessen wurden. Der zusätzliche Einbau eines 5 %-igen Gerätefehlers, wie ihn beispielsweise AITKEN (1998) vorgibt, würde daher die Unterschiede zwischen den einzelnen ED-Werten verkleinern und so die Streuung vermindern. Der berechnete Mittelwert beruht auf einer 2σ Streuung (95,5 % Sicherheitsintervall) aller Messwerte der ED und wird mit einem 1σ Standardfehler angegeben.

Für die in dieser Arbeit untersuchten Proben wird die Dosisleistung mit dem Programm AGE (GRÜN, Version 1999) berechnet. Um schwankende Wassergehalte während des Ablagerungszeitraums zu berücksichtigen (Kap. 5.4.6), wird eine mittlere Dosisleistung anhand unterschiedlicher Wassergehalte (D_{0min} : minimaler Wassergehalt, D_{0max} : maximaler Wassergehalt) nach folgender Gleichung berechnet:

$$D_{0mittel} = (D_{0min} - \text{Fehler } D_{0min}) + (D_{0max} + \text{Fehler } D_{0max}) / 2 \quad (3)$$

Der Fehler in der Berechnung der Dosisleistung beträgt 1σ (ADAMIEC & AITKEN 1998, AGE GRÜN Version 1999). Anhand der mit Gleichung (3) berechneten mittleren Dosisleistung werden die Sedimentationsalter nach Gleichung (1) unter Angabe eines 1σ Standardfehlers kalkuliert.

7. Ergebnisse der Lumineszenz-Datierung

Die nachfolgenden Kapitel behandeln die Ergebnisse der Lumineszenzdatierung. Die berechneten OSL/IRSL-Alter folgen der Äquivalenzdosis (ED) -Kalkulation nach PREUSSER et al. (2007). Für Quarzproben wurden Lumineszenzalter mit einer Streuung von DRT+20 % berechnet, für Feldspatproben Alter mit einer Streuung von DRT+15 %. Die Angaben zur Lage der Kiesgruben in Metern über NN beziehen sich auf die Grubensohlen. Eine Erläuterung zu den Lithofaziesprofilen zeigt Anhang C 1.

7.1 Münchner Schotterebene



Abb. 7.1.1. Übersicht über die Lage der beprobten Standorte in der Münchner Schotterebene (Karthographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

7.1.1 Kiesgrube Glück im Würmtal

Blatt 7934 Starnberg Nord, R: 4458654, H: 5328713

Der Aufschluss Glück befindet sich in der Typusregion der letzten Eiszeit im Würmtal. Im zentralen Teil der Grube liegen Hochterrassenschotter, die, teilweise verwittert, einer Bodenbildung des Riss/Würm-Interglazials zugeordnet werden (JERZ 1987). Sie sind 10-14 m mächtig und liegen dem Tertiär auf. Darüber folgen Niederterrassenschotter in einer Mächtigkeit von 14-16 m. Die Tertiär/Quartär-Grenze liegt im Aufschluss auf einer Höhe von 530 m über NN. Im südlichen Teil der Grube nimmt die Mächtigkeit der Hochterrassenschotter auf etwa fünf Meter ab, bei einem gleichzeitigen Anstieg der Tertiär/Quartär Grenze auf 542 m über NN (JERZ 1987). Etwa ein Kilometer östlich der Kiesgrube liegen die Niederterrassenschotter direkt auf dem Tertiär. Decken-, Hochterrassen- und Niederterrassenschotter zeichnen keine Abflussrinne nach, womit gezeigt wird, dass das Würmtal in seiner heutigen Form erst nach der letzten Eiszeit entstanden ist (JERZ 1987, FELDMANN 1991b).

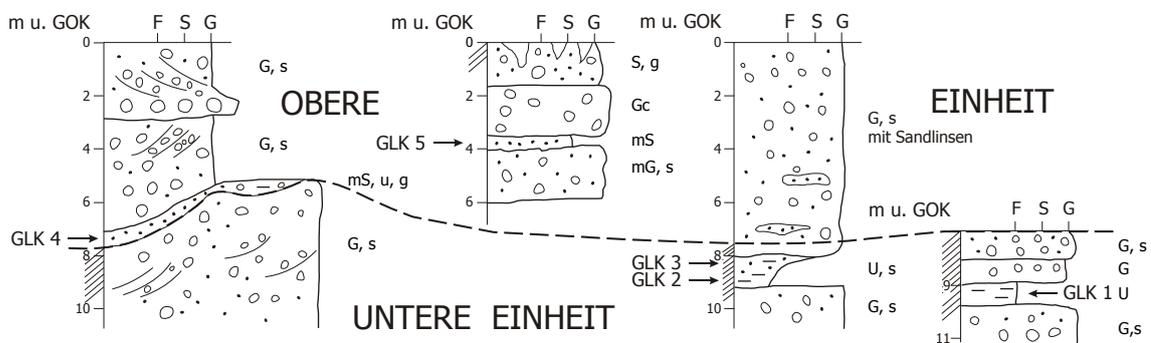


Abb. 7.1.2 Lithofaziesprofil der Kiesgrube Glück (vgl. Anhang C1). Zur Datierung wurden fünf Proben aus unterschiedlichen Aufschlusswänden der Kiesgrube entnommen. Zur besseren Übersicht werden die Alter der Proben in einer eigenen Abbildung (Abb. 7.1.3) dargestellt (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

In der Kiesgrube wurden insgesamt fünf Proben aus vier unterschiedlichen Wänden des Aufschlusses zur Datierung entnommen. Der Aufschluss ist durch eine Diskordanz in eine untere und eine obere Einheit getrennt. Die Sedimente unterhalb der Diskordanz sind verwittert und werden der vorletzten Eiszeit zugeordnet, die Verwitterung wird einer Bodenbildung im Riss/Würm-Interglazial zugeschrieben (JERZ 1987). Die Probe

GLK 1 wurde aus einer Tiefe von etwa neun Metern aus einer schluffigen Lage, die über einem sandigen Kiespaket liegt, entnommen. Darüber stehen weitere sandige Kiespakete an, ebenfalls verwittert. Die Proben GLK 2 und GLK 3 stammen aus einer schluffig-sandigen und verwitterten Schicht zwischen acht und neun Metern Tiefe. Liegendes und Hangendes der Ablagerung sind sandige Kiese, in die Sandlinsen geschaltet sind. Die Probe GLK 5 stammt aus einer etwa 50 cm mächtigen Sandlage. Diese Schicht wird im Liegenden von einem sandigen Kiespaket begrenzt. Das Hangende setzt sich aus einem komponentenreichen Kiespaket und einem teilweise verwitterten sandigen Kies zusammen. Dieser Schotter wird morphostratigraphisch mit der Schüttung der Hauptniederterrasse assoziiert. Die Probe GLK4 wurde einer Sandlage unmittelbar über der Diskordanz in etwa sieben Metern Tiefe entnommen. Der obere Teil des Profils ist mächtiger sandiger Kiesschotter.

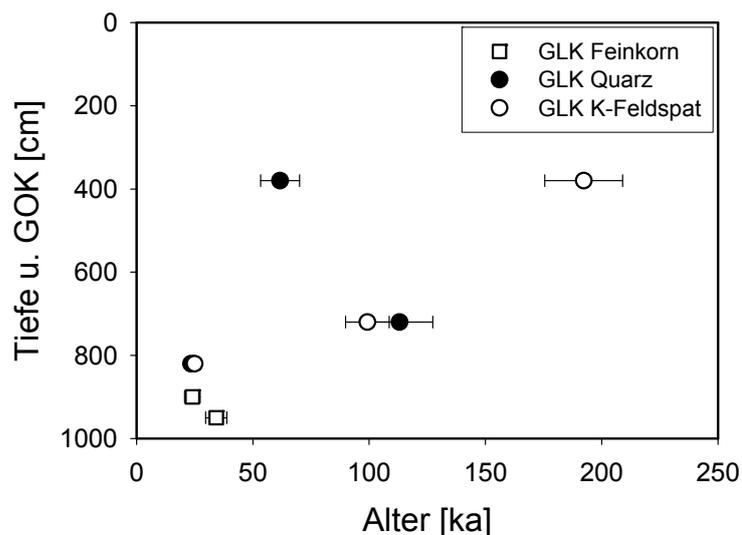


Abb. 7.1.3 OSL/IRSL-Alter der Quarz, K-Feldspat und Feinkornproben GLK1-5.

Die Datierungsergebnisse der Proben GLK 1-3, die unterhalb der Diskordanz entnommen wurden, zeigen OSL/IRSL-Alter zwischen 24 ± 3 ka und 34 ± 5 ka. Die OSL/IRSL-Alter der Proben GLK 4 und GLK 5, die morphologisch der Niederterrasse zugeordnet werden, liegen zwischen 62 ± 8 ka und 192 ± 17 ka (vgl. Anhang C 2).

7.1.2 Aufschlüsse Autobahnumgehung Münchner Ring im Würmtal

Blatt 7834 München Aubing, R: 4455496, H: 5335593

Blatt 7834 München Lochhausen, R: 4456859, H: 5337062

Blatt 7834 München Freiham, R:4455288, H: 5333448

Die Aufschlüsse Aubing, Lochhausen und Freiham wurden im Zuge des Autobahnbaus Münchner Ring freigelegt. Morphologisch werden die hier abgelagerten Sedimente der Niederterrasse sowie einer Deckschicht der Niederterrasse zugeordnet (UNGER 1995).

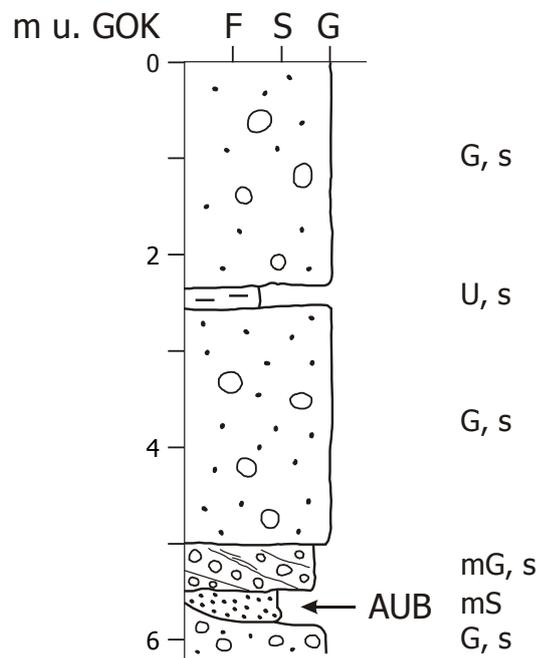


Abb. 7.1.4 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Aubing. Zur Datierung ist die Probe AUB in 5,5 m Tiefe entnommen worden. Aufgrund der großen Streuung der Einzelwerte wurde diese Probe als zur Datierung ungeeignet angesehen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Im Liegenden steht ein sandiges Kiespaket an, das von einer Mittelsandlage überdeckt wird, aus der die Probe AUB in etwa fünf Metern Tiefe genommen wurde. Darüber lagern ein sandiger Mittelkies mit schräger Schichtung sowie ein etwa drei Meter mächtiges sandiges Kiespaket. Im Hangenden folgt eine geringmächtige schluffige Ablagerung. Darüber lagert ein sandiges Kiespaket.

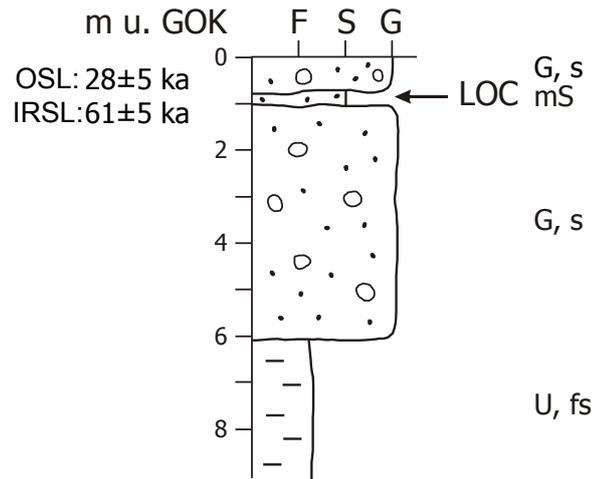


Abb. 7.1.5 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Lochhausen. Zur Datierung wurde die Probe LOC in 90 cm Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Im unteren Teil des Profils lagert feinsandiger Schluff, der von einem fünf Meter mächtigen sandigen Kiespaket überlagert wird. Aus der darüber liegenden Mittelsandlage ist in 90 cm Tiefe die Probe LOC zur Datierung entnommen worden. Im Hangenden steht sandiger Kies an.

Ein dritter Aufschluss aus dem Stadtgebiet Unterföhring ist der Aufschluss Freiham in 530,9 m über NN gelegen. Das beprobte Sediment ist eine Deckschicht, die auf der Niederterrasse lagert. Im Liegenden stehen sandige und kiesige Einheiten an, die von schluffigen Sedimenten überdeckt werden, im Hangenden ein vier Meter mächtiges sandiges Kiespaket.

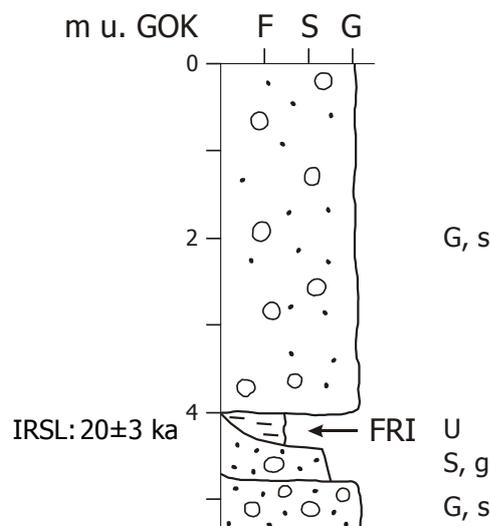


Abb 7.1.6 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Freiham. Zur Datierung wurde die Probe FRI in vier Metern Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Datierungsergebnisse der Proben aus dem Münchner Westen zeigen stark voneinander abweichende Quarz- und Feldspatalter der Probe LOC von 28 ± 5 ka (Quarz) und 61 ± 5 ka (Feldspat) (vgl. Anhang C 2).

Von der Probe AUB wurde aufgrund der starken Streuung der Einzelwerte kein Sedimentationsalter, basierend auf der ED-Kalkulation nach PREUSSER et al. (2007) berechnet, weil sowohl für die Quarz- als auch für die Feldspatprobe weniger als drei Einzelergebnisse innerhalb der vorgegebenen Streubreite von $DRT+20\%$ beziehungsweise $DRT+15\%$ lagen. Damit ist die Streuung dieser Probe zu groß, als dass ein Alter berechnet werden konnte. Die Probe AUB wurde daher als zur Datierung ungeeignet angesehen (vgl. Anhang C 2).

Das IRSL-Alter der Feinkornprobe FRI, das aufgrund von ‚thermal transfer‘ um bis zu fünf Prozent überbestimmt ist, liegt bei 20 ± 3 ka (vgl. Anhang C 2).

7.1.3 Aufschlüsse Unterföhring im Isartal

Blatt 7835 München, Kanalsanierung Unterföhring ZDF, R: 4473226, H: 5338840

Blatt 7835 München, Kanalsanierung Unterföhring SAT, R: 4473186, H: 5338842

Blatt 7835 München, Kanalsanierung Unterföhring PRO, R: 4473145, H: 5338855

Die Namensgebung der beprobten Aufschlüsse entstand durch ihre unmittelbare Nähe zu den Sendezentren der Fernsehanstalten ZDF, PRO7 und SAT1. Der Aufschluss ZDF ist einer von insgesamt drei Aufschlüssen, die im Münchner Stadtteil Unterföhring im Zuge einer Kanalsanierung aufgegraben und zur Datierung beprobt wurden. Er liegt in einer Höhe von 505 m über NN, die Aufschlüsse SAT und PRO liegen in 506 m über NN. Morphologisch werden die Sedimente der Hochterrasse zugeordnet und gehören nach BRUNNACKER et al. (1964) zu den Ablagerungen der vorletzten Eiszeit, die im Hochterrassenzug von München bis Ismaning östlich der Isar anstehen und an dessen Basis umgelagerte Sedimente des Riss/Mindel-Interglazials liegen.

Im Liegenden der Ablagerung stehen sandige Kiese und eine Sandlinse an, aus der die Probe ZDF zur Datierung in etwa vier Metern Tiefe entnommen wurde. Darüber lagert ein sandiges Kiespaket, das diskordant von einem sandig, schluffigen Kies überdeckt wird. Die Deckschicht ist abgeschoben.

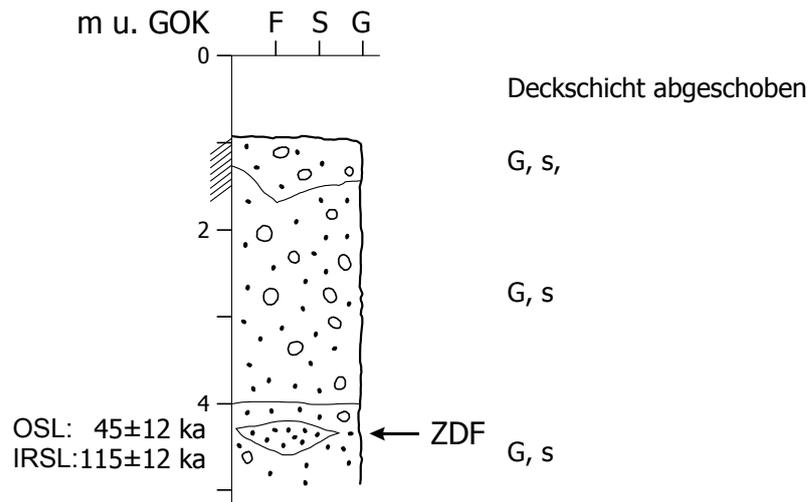


Abb. 7.1.7 Lithofazies Profil des Aufschlusses ZDF im Münchner Stadtteil Unterföhring. Zur Datierung wurde die Probe ZDF in etwa vier Metern Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Im unteren Teil des Profils lagern sandige Kiese. Darauf folgt eine geringmächtige Sandlage, aus der in 3,5 m Tiefe die Probe SAT entnommen wurde. Diese Sandlage wird von sandigen Kiesen überlagert, die zum Teil schrägschichtet sind. Darüber liegt eine Deckschicht aus feinsandigem Schluff, die geringmächtig verwittert ist.

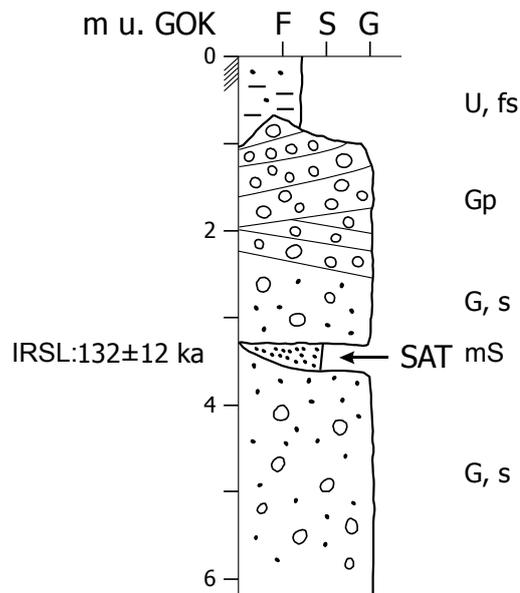


Abb. 7.1.8 Lithofaziesprofil des Aufschlusses SAT im Münchner Stadtteil Unterföhring. Zur Datierung wurde die Probe SAT in 3,5 m Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Aus dem Stadtgebiet Unterföhring wurde noch eine dritte Probe zur Datierung entnommen. Der Aufschluss PRO befindet sich auf einer Höhe von 506 m über NN und wird wie die beiden zuvor beschriebenen Aufschlüsse ZDF und SAT der morphologischen Einheit der Hochterrasse zugeordnet.

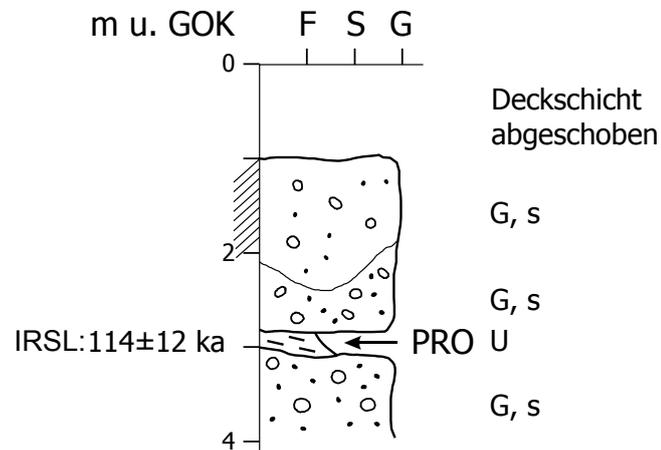


Abb. 7.1.9 Lithofaziesprofil des Aufschlusses PRO im Münchner Stadtteil Unterföhring. Zur Datierung wurde die Probe PRO in drei Metern Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Im Liegenden der Sequenz stehen sandige Kiese an. Sie werden von Schluffen überdeckt, aus der die Probe PRO in drei Metern Tiefe zur Datierung entnommen wurde. Im Hangenden stehen sandige, schluffige Kiese an, die Deckschicht wurde abgeschoben.

Das Ergebnis der Altersberechnung der drei Proben zeigt deutliche Unterschiede zwischen den Quarzaltern und den Feldspataltern. Einem Alter von 45 ± 13 ka (ZDF Quarz) steht ein Alter von 115 ± 12 ka (ZDF Feldspat) gegenüber. Für die Quarzprobe SAT konnte auf Basis der Methode nach PREUSSER et al. (2007) aufgrund der starken Streuung der Einzelergebnisse kein Alter berechnet werden, das Feldspatalter der Probe SAT liegt bei 132 ± 12 ka. Das IRSL-Alter der Feinkornprobe PRO ist 114 ± 12 ka (vgl. Anhang C 2).

7.1.4 Kiesgrube Vilser im Isartal

Blatt 7735 Oberschleißheim, R: 4474000, H: 535000

Die Kiesgrube Vilser liegt nahe der Ortschaft Eching in einer Höhe von 472 m über NN. Stratigraphisch ist der Aufschluss in den Übergangsbereich von der spätglazialen Niederterrasse zu den holozänen Terrassen zu stellen.

Das Profil in der Kiesgrube Vilser ist in zwei Aufschlusswänden aufgeschlossen. Die untere Abfolge zeigt eine Diskordanz in etwa fünf Metern Tiefe. Unter der Diskordanz sind massige Kiesschotter abgelagert, darüber ein komponentengestützter Schotter. Das darauffolgende Kiespaket weist eine trogförmige Schichtung auf und deutet damit eine Rinnenstruktur an. Im Hangenden stehen komponentengestützte und massige Kiese sowie ein Schotterpaket mit eingelagerter Scholle an. Diese deutet auf pedogen überprägtes Material hin, das im gefrorenen Zustand transportiert wurde (Gelisolumplatte), weshalb FELDMANN et al. (1991) die Ablagerungen der Jüngeren Dryas zuordnet.

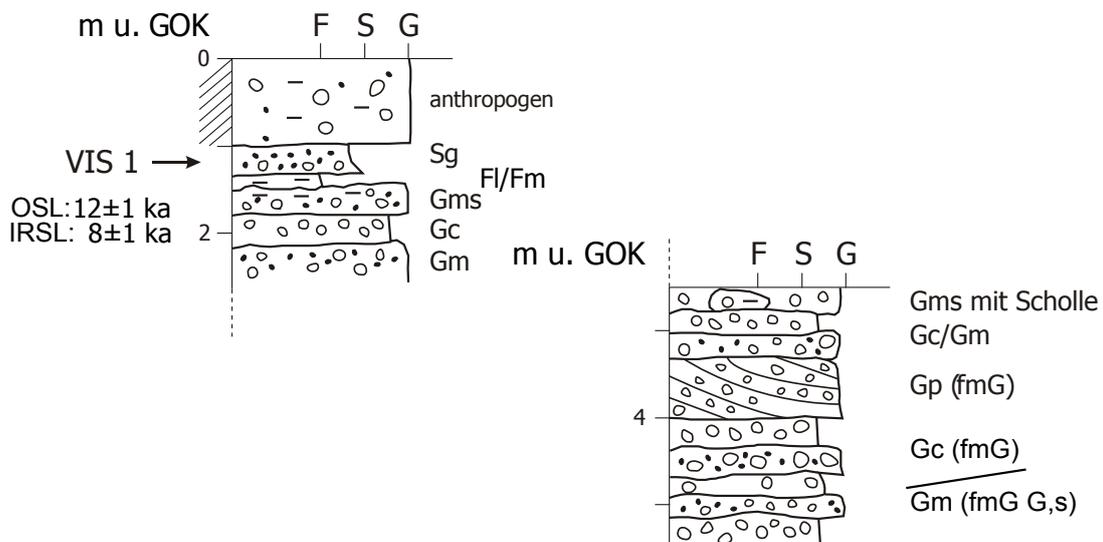


Abb. 7.1.10 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Vilser. Zur Datierung wurde die Probe VIS in 1,2 m Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Im Liegenden der oberen Sequenz steht massiger Kiesschotter an, der von einer geringmächtigen komponentenreichen Kieslage überdeckt wird. Im Hangenden folgen massige Schotter sowie massige und laminierte Feinsedimente. Aus der Lage gradiert

geschichteten Sandes wurde die Probe VIS1 in 1,2 m Tiefe zur Datierung entnommen wurde. Eine verwitterte anthropogene Aufschüttung stellt den Abschluss der Ablagerung dar. Die Sedimente weisen eine sehr grobe Struktur auf. Sandige Lagen im Korngrößenbereich $<300\ \mu\text{m}$ waren nur an einer Stelle des gesamten Aufschlusses zu finden und daher wurde zur OSL/IRSL-Datierung nur eine Probe genommen.

Die Ergebnisse der Datierung zeigen ein OSL-Alter von $12 \pm 1\ \text{ka}$ für die Quarzprobe VIS. Diesem Ergebnis steht ein IRSL-Alter von $8 \pm 1\ \text{ka}$ gegenüber (vgl. Anhang C 2).

7.1.5 Kiesgrube Deutenhofen im Ampertal

Blatt 7734 Dachau, R: 4462808, H: 5350426

Der Aufschluss liegt 469 m über NN und stellt als morphologische Einheit eine Aufschotterung der Niederterrasse der Amper dar.

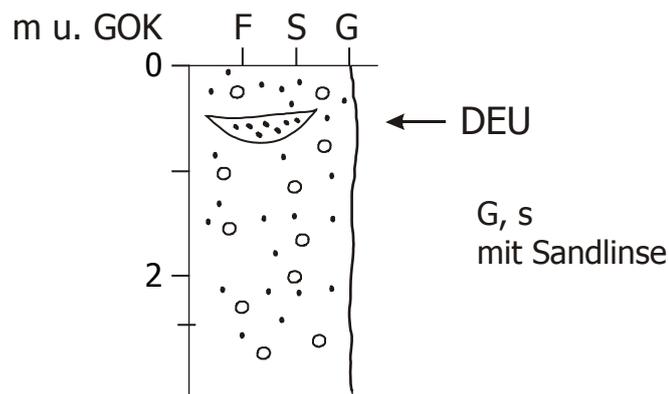
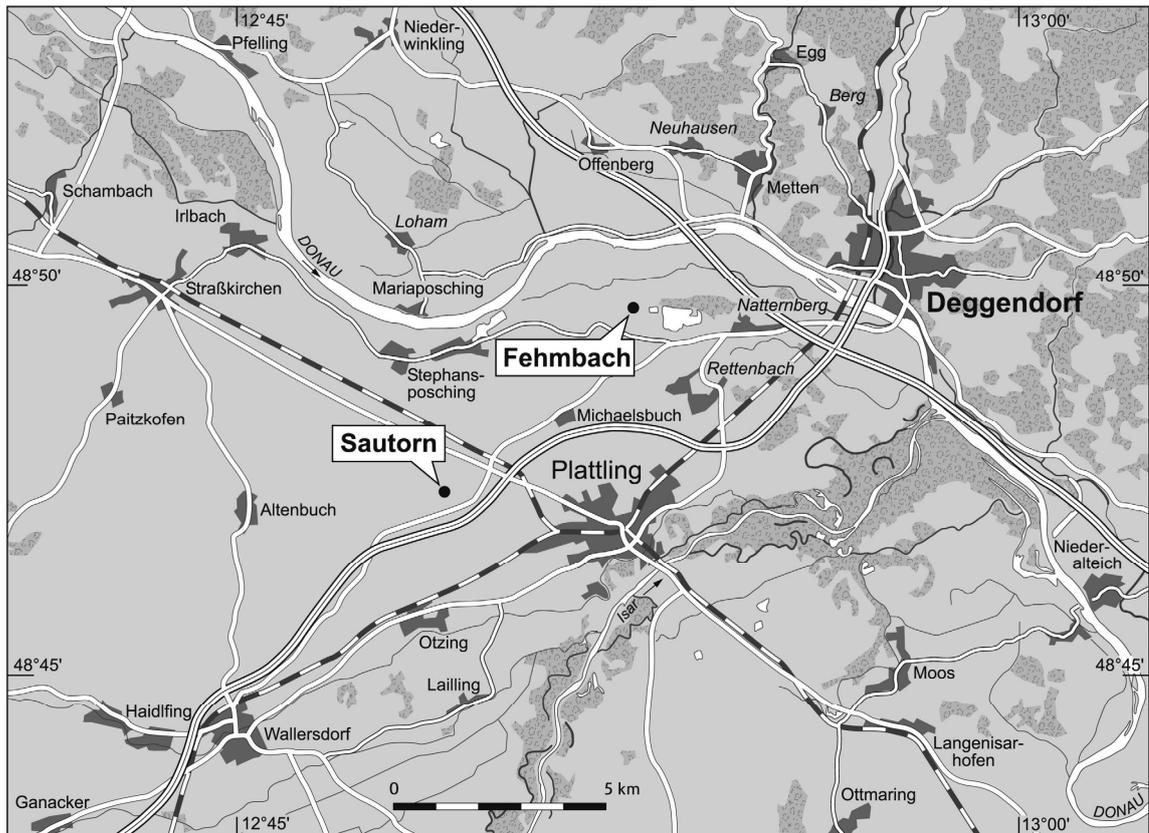


Abb. 7.1.11 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Deutenhofen. Zur Datierung wurde die Probe DEU in 60 cm Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Das Profil zeigt ein etwa drei Meter tief aufgeschlossenes sandiges Kiespaket. Aus der Sandlinse in 60 cm Tiefe wurde eine Probe zur Datierung entnommen. Die Probe DEU ist eine von insgesamt fünf Proben, von denen aus lumineszenzmethodischen Gründen für die Quarzminerale keine ED bestimmt werden konnte (vgl. Kap.6.4.1). Aufgrund der starken Streuung der Einzelergebnisse konnte auch für die Feldspatprobe DEU auf Basis der Methode nach PREUSSER et al. (2007) kein Sedimentationsalter bestimmt werden (vgl. Anhang C 2).

7.2 Isarmündung



7.2.1 Übersicht über die Lage der beprobten Standorte an der Isarmündung (Karthographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

7.2.1 Kiesgrube Hacker, Sautorn

Blatt 7242 Wallersdorf, R: 4559929, H: 5405793

Der Aufschluss befindet sich in der Nähe der Ortschaft Sautorn in einer Höhe von 324 m über NN. Seine morphologische Zuordnung ist bislang nicht eindeutig geklärt. Während UNGER (1983) die Ablagerungen der Niederterrasse zuordnet, sieht BRUNNACKER (1956) die Sedimente als Hochterrassenschotter an.

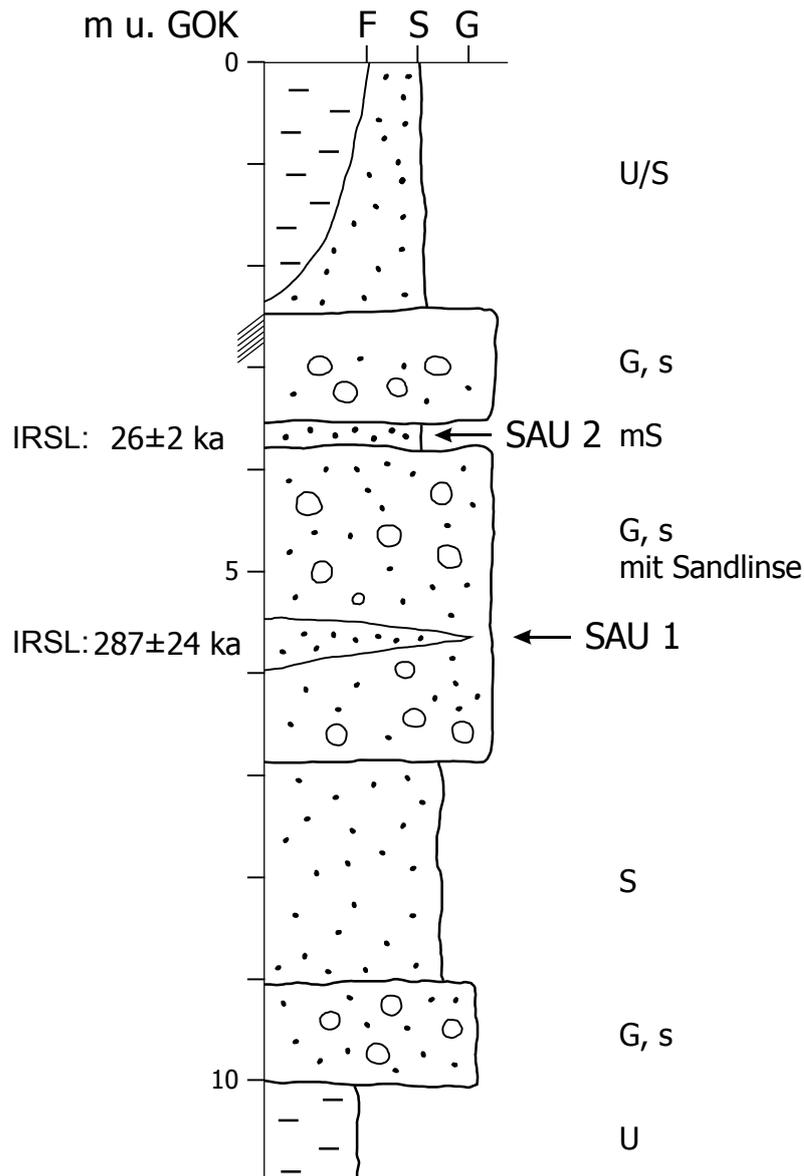


Abb. 7.2.2 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Sautorn. Zur Datierung wurden die Proben SAU1 und SAU2 in 3,5 m und 5,5 m Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Das Liegende bilden Schluffe, gefolgt von sandigem Kies. Darüber lagert ein kiesiges Sandpaket. Aus einer sandigen Kieseinheit mit eingeschalteter Sandlinse ist die Probe SAU1 in 5,5 m Tiefe zur Datierung entnommen worden. Die Probe SAU2 stammt aus einer darüberliegenden geringmächtigen Sandlage in 3,5 m Tiefe. Das Hangende dieser Schicht bildet ein sandiger Kies, der im oberen Teil verwittert ist. Darüber liegen schluffige und horizontal geschichtete sandige Sedimente.

Die Datierungsergebnisse zeigen voneinander abweichende Feldspatalter von 26 ± 2 ka (SAU2) und 287 ± 24 ka (SAU1). Für die Quarzproben konnte aufgrund der starken Streuung mit der ED-Kalkulation nach PREUSSER et al. (2007) keine Äquivalenzdosis und damit auch kein Sedimentationsalter berechnet werden. (vgl. Anhang C 2).

7.2.2 Kiesgrube Hacker, Fehmbach

Blatt 7143 Deggendorf, R: 4564423, H: 5410285

Die Kiesgrube liegt in der Nähe der Ortschaft Stauffendorf-Fehmbach in einer Höhe von 314,2 m über NN. Morphologisch handelt es sich bei den anstehenden Sedimenten um eine spätglaziale Terrassenakkumulation, die von einer zwei Meter mächtigen Lössakkumulation überdeckt wird.

Das Liegende des Profils bildet sandiger Kies, der von einer Sandlage überdeckt wird. Die datierte Probe stammt aus 3,5 m Tiefe. Über der Sandlage steht eine sandig-kiesige Lage an, die von feinsandigem Schluff bedeckt wird.

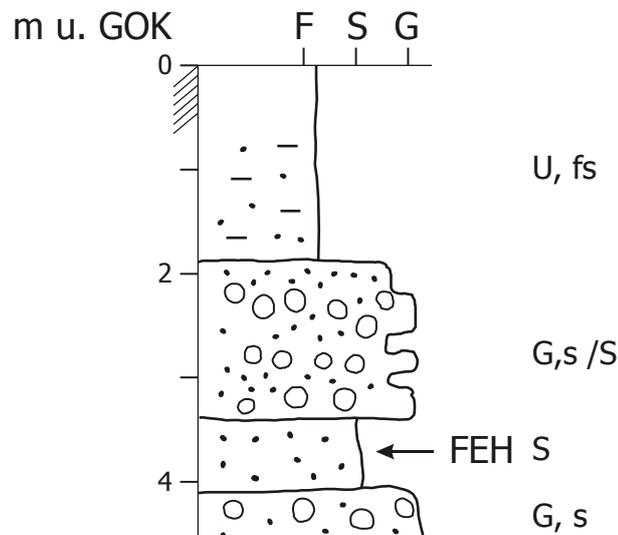


Abb. 7.2.3 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Hacker in Fehmbach. Zur Datierung ist die Probe FEH in 3,5 m Tiefe entnommen worden (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Für die Quarz- und Feldspatproben FEH konnte aus lumineszenzmethodischen Gründen kein Sedimentationsalter berechnet (vgl. Kap. 6.4.1).

7.3 Illertal

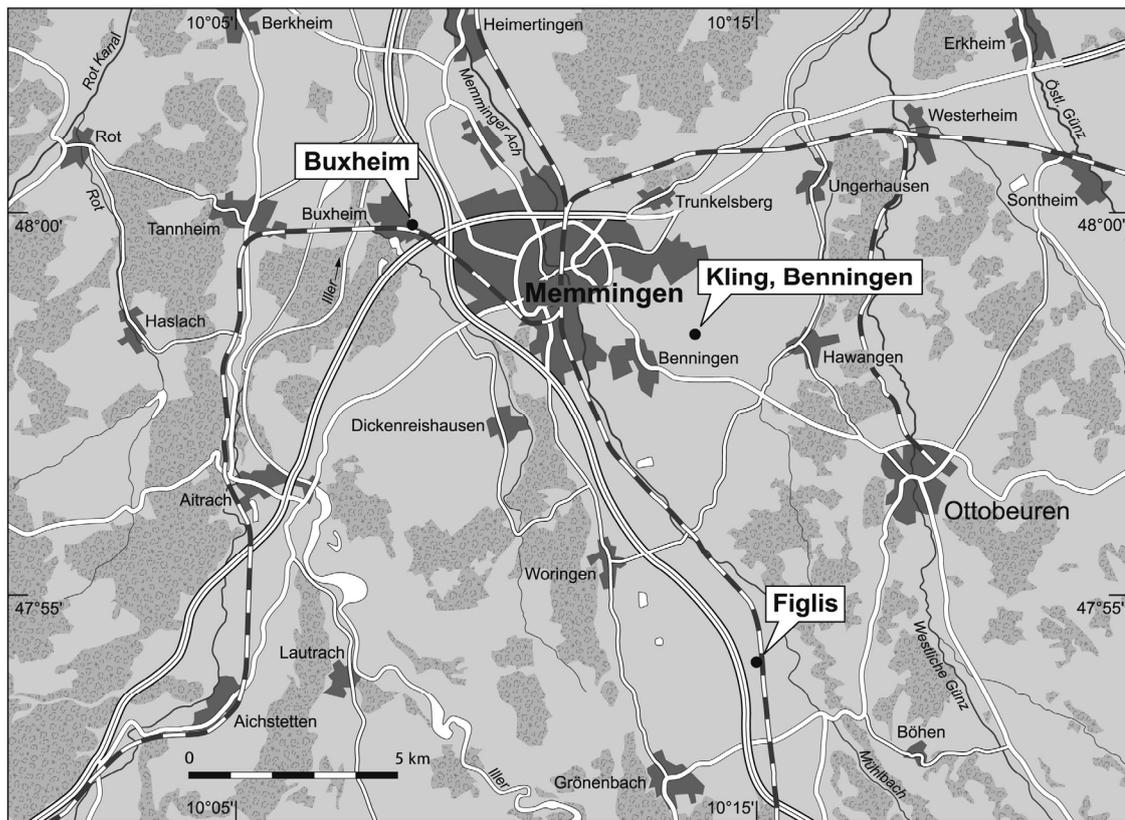


Abb. 7.3.1 Übersicht über die Lage der beprobten Standorte im Illertal (Kartographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

7.3.1 Kiesgrube Figlis

Blatt 8127 Grönenbach, R: 3593394, H: 5307509

Der Aufschluss Figlis liegt im Memminger Trockental zwischen den Orten Woringen und Grönenbach etwa fünf Kilometer nördlich der Endmoränen der Würmeiszeit. Während der letzten Vergletscherung schob sich der Illergletscher vom Kemptener Becken in Richtung des Memminger Tals und lagerte dort die Ziegelberger Endmoräne ab, die als Typlokalität für den Maximalstand der Würmvereisung gilt (ELLWANGER 1983, HABBE 1986).

In der Kiesgrube wurden Proben aus der morphostratigraphischen Einheit der Niederterrasse zur Lumineszenz-Datierung entnommen, die aus drei unterschiedlichen Profilwänden stammen. Die Probe FIG 1 wurde in 19 m Tiefe einer Sandlinse entnommen. Im unteren Teil des Profils stehen sandige Kieslagen, die zum Teil schräg geschichtet sind an, darüber ein sandiges Kiespaket. Die Probe FIG 2 stammt aus einer Sandlinse in 14 m Tiefe innerhalb eines sandigen Kiespakets und die Probe FIG 3 aus einer Mittelsandlage in neun Metern unter der Geländeoberkante. Das Liegende dieser

Lage bildet sandiger Kies, das Hangende sandig, schluffiger Kies. Im Abschluss der Ablagerung stehen steinige, sandige Kiese und verwittertes, schluffig-feinsandiges Sediment an.

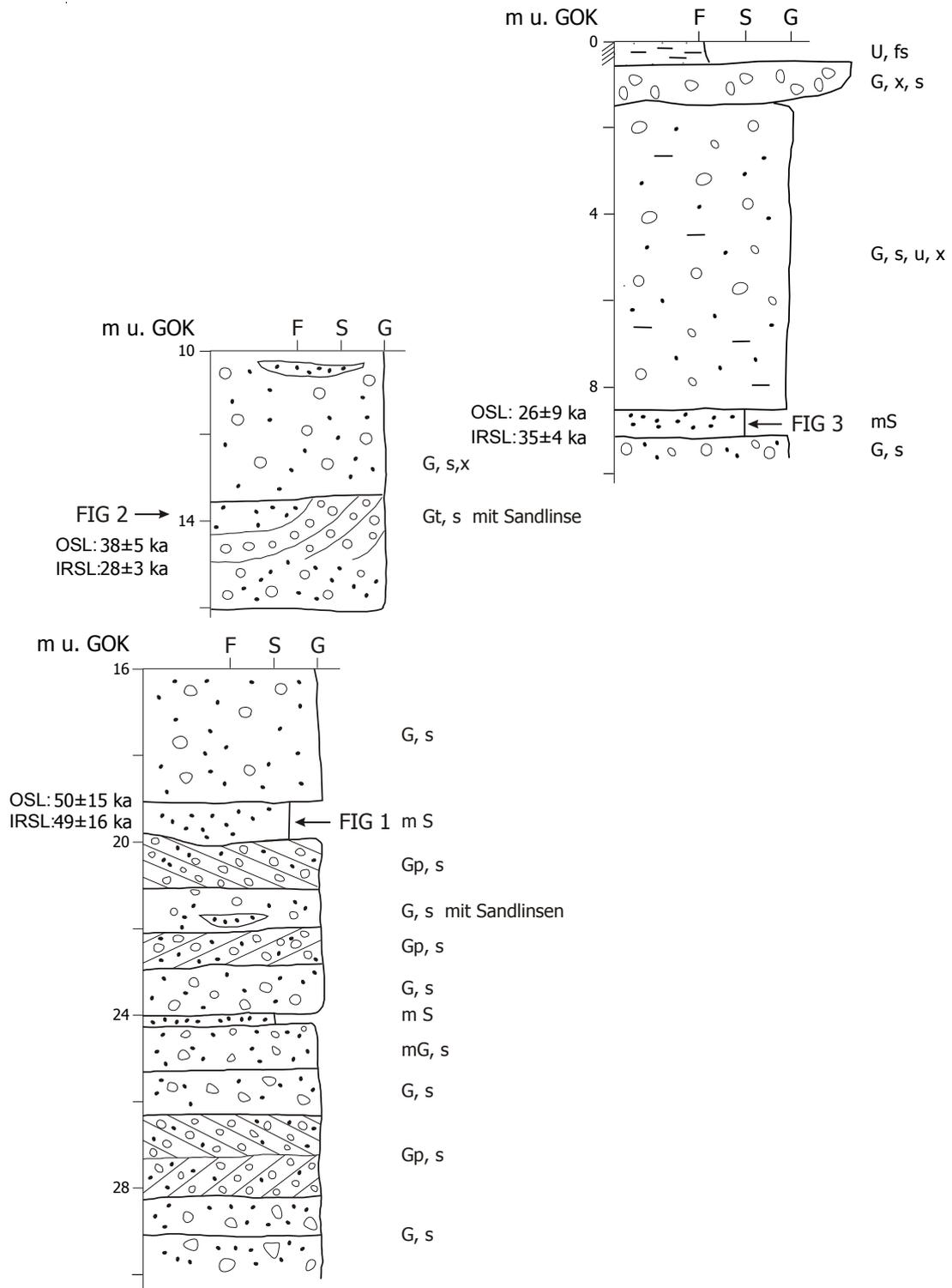


Abb. 7.3.2 Lithofaziesprofile des Aufschlusses Kiesgrube Figlis im Illertal (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Datierung der drei Proben ergibt OSL-Alter für die Quarzproben zwischen 26 ± 9 ka und 50 ± 15 ka. Die Feldspatproben zeigen IRSL-Alter zwischen 28 ± 3 ka und 49 ± 16 ka (vgl. Anhang C 2).

7.3.2 Kiesgrube Kling

Blatt 8027 Memmingen, R: 3591835, H: 5315269

Die Kiesgrube Kling liegt westlich von Memmingen in der Nähe der Ortschaft Benningen in einer Höhe von 632 m über NN. Morphostratigraphisch wird der Aufschluss der oberen Hochterrasse des Illergletschers, dem Hawangener Feld, zugeordnet.

Im unteren Teil des aufgeschlossenen Profils befinden sich ein sandiges Kiespaket sowie eine Sandlage, aus der die Probe KLI 1 zur Datierung entnommen wurde. Darüber folgen ein geringmächtiges Kiesband und ein schräggeschichtetes Kiespaket. Im Hangenden dieser Schicht steht Kiesschotter an, in den Sandlinsen und Verwitterungsschlotten eingeschaltet sind. Darüber lagert eine feinsandige, schluffige Deckschicht, die 50 cm tief verwittert ist.

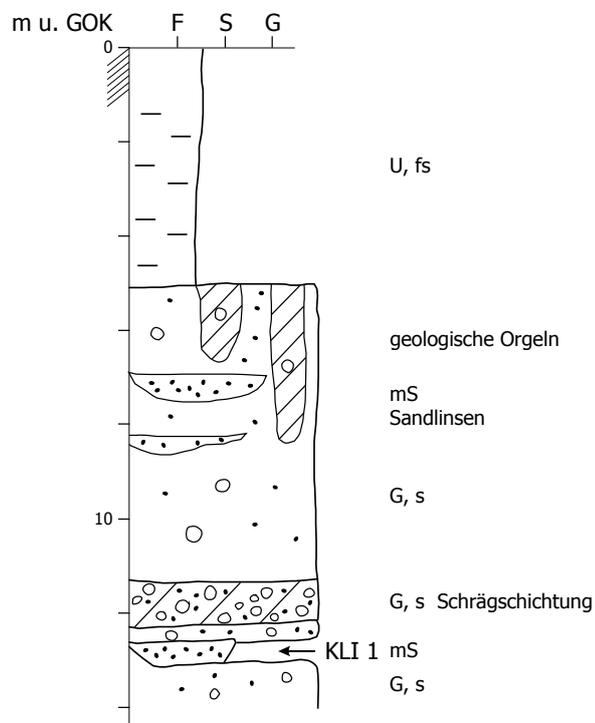


Abb. 7.3.3 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kling im Illertal. Zur Datierung wurde eine Probe in 13 m Tiefe unter der Geländeoberkante entnommen worden (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Mit der ED-Berechnung nach PREUSSER et al. (2007) konnte aufgrund der starken Streuung der Einzelergebnisse für die Quarz- und Feldspatproben KLI keine ED berechnet werden (vgl. Anhang C 2).

7.3.3 Baugrube Buxheim

Blatt 8026 Aitrach, R: 3585088, H: 5318000

Die Baugrube Buxheim liegt nördlich von Aitrach in 595 m über NN. Der Aufschluss wird der unteren Hochterrasse des Rheingletschers, dem Hitzenhofener Feld zugeordnet. Den unteren Teil des etwa drei Meter mächtigen Profils nimmt ein sandiges Kiespaket ein. Darüber folgt eine 50 cm mächtige Sandlage aus der die Proben BUX 1 und BUX 2 zur Datierung entnommen wurden. Das Hangende bildet sandiger schluffiger Kies, der geringmächtig verwittert ist.

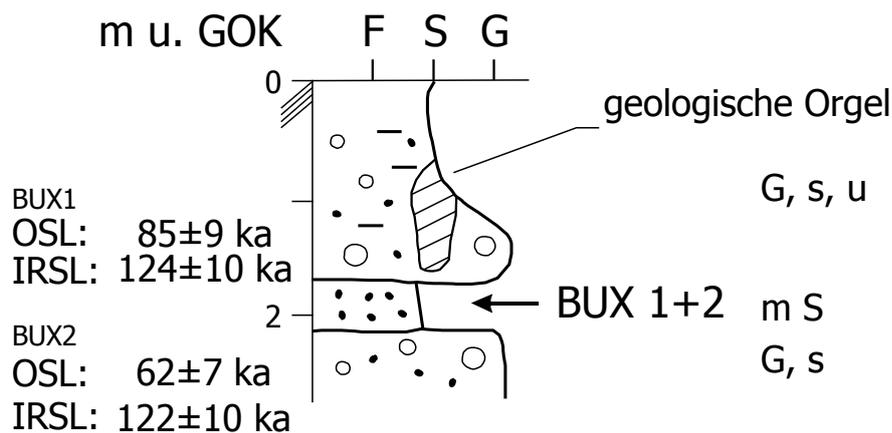


Abb. 7.3.4 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Grube Buxheim im Illertal. Zur Datierung wurden die Proben BUX 1 und BUX 2 aus einer Tiefe von zwei Metern entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Datierungsergebnisse zeigen OSL- und IRSL-Alter zwischen 62 ± 7 ka und 124 ± 10 ka (vgl. Anhang C 2).

7.4 Risstal und Kirchener Trockental

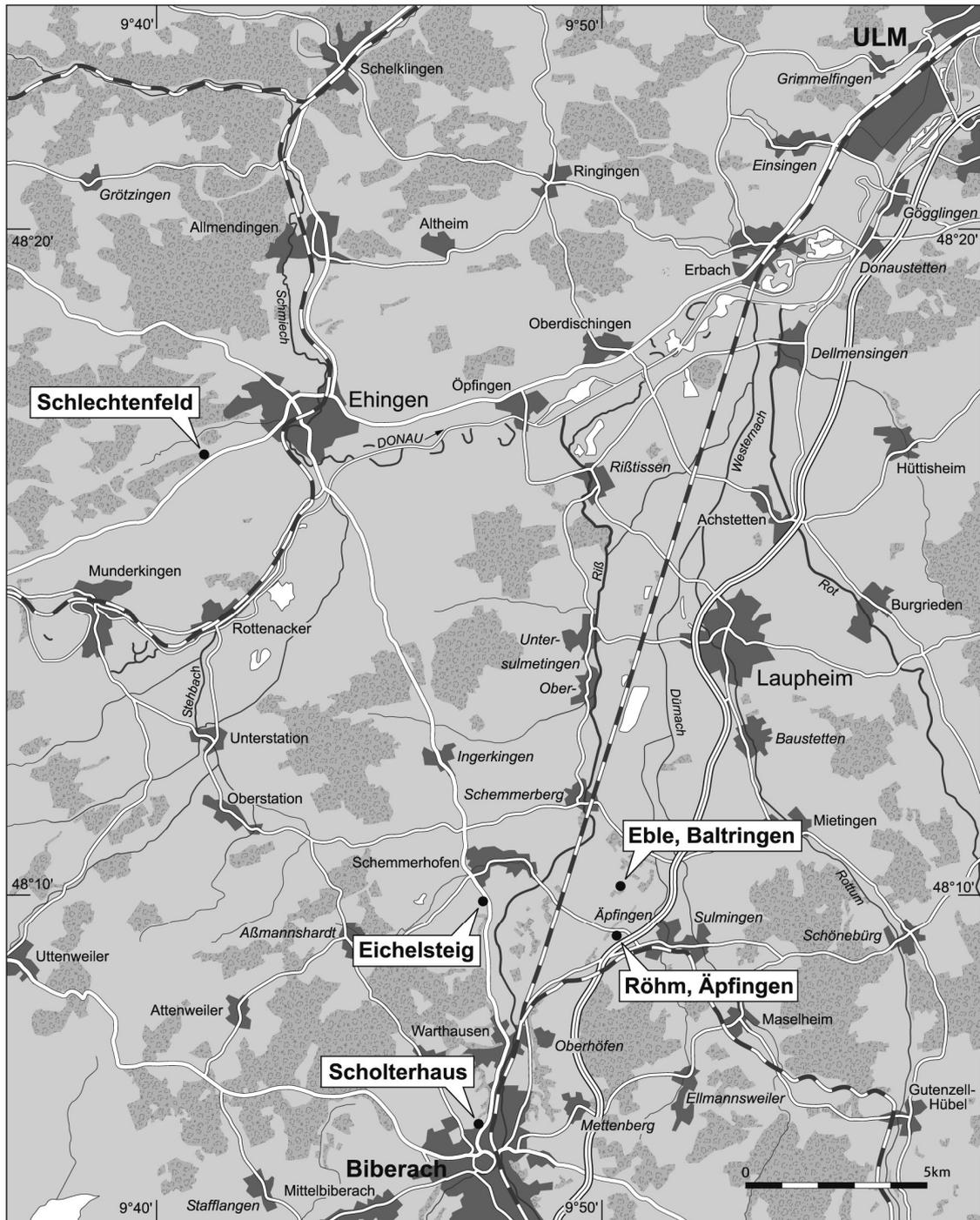


Abb. 7.4.1 Übersicht über die Lage der beprobten Standorte im Risstal (Kartographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

7.4.1 Kiesgrube Eble, Baltringen

Blatt 7825 Schwendi, R: 3562828, H: 5337211

Die Kiesgrube Eble grenzt an die Ortschaft Baltringen und liegt in einer Höhe von etwa 517 m über NN. Im Aufschluss wurden drei Proben zur Lumineszenzdatierung entnommen, die aus einer Tiefe zwischen 13 m und sechs Metern unter der Geländeoberkante stammen und morphostratigraphisch der Unteren Hochterrasse zugeordnet werden (Abb. 7.4.2).

Im Liegenden des Profils steht sandiger Kies an. Darüber wurde aus einer sandigen Schicht die Probe BAL 1 entnommen. Es folgen eine geringmächtige Kieslage und eine sandige Schicht, an die sich im Hangenden ein etwa sechs Meter mächtiges Kiespaket mit Sandlinsen anschließt, aus denen die Probe BAL 2 entnommen wurde. Die Probe BAL 3 stammt aus einer Sandlage, die von einem rötlich verwitterten, massigen, komponentengestützten Kiespaket und einer schluffigen Lage überdeckt wird.

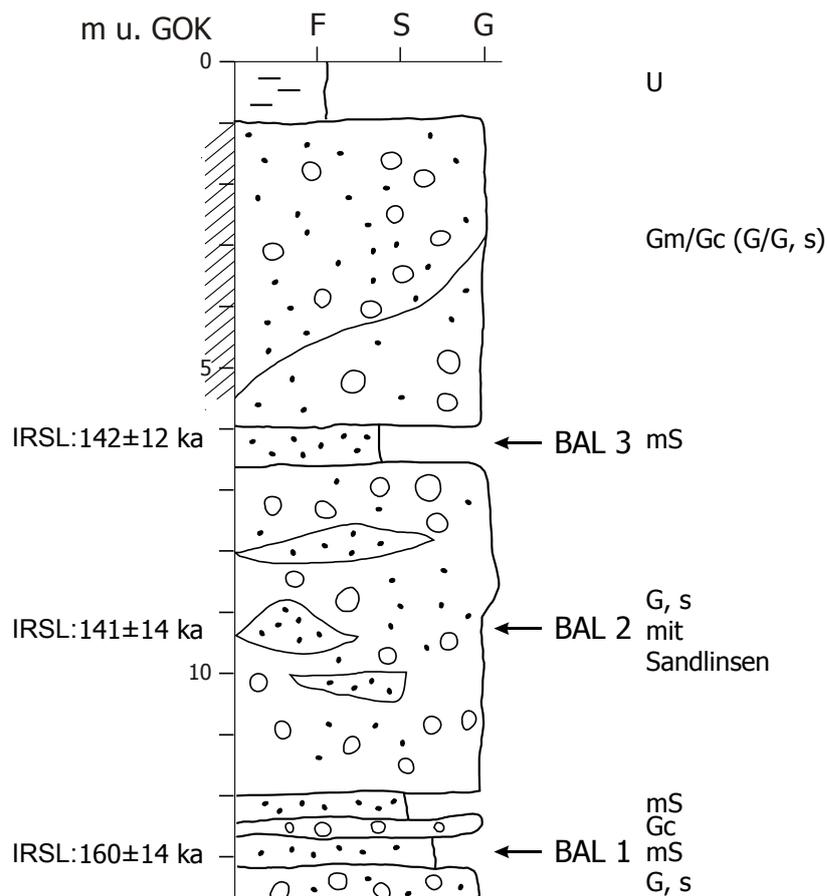


Abb. 7.4.2 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Eble, Baltringen. Zur Datierung wurden drei Proben aus 13 m, neun Metern und sechs Metern Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingschlögl, Universität für Bodenkultur, verändert).

Mit dem ‚dose recovery‘-Test wurde gezeigt, dass die Quarzproben nicht datierbar sind (vgl. Kap. 6.4.1). Die Feldspäte zeigen IRSL-Alter zwischen 141 ± 14 ka und 160 ± 14 ka (vgl. Anhang C 2)

7.4.2 Kiesgrube Röhlm

Blatt 7825 Schwendi, R: 3562721, H: 5335779

Der Aufschluss befindet sich einen Kilometer westlich des Aufschlusses Eble, Baltringen in der Nähe der Ortschaft Äpfingen in einer Höhe von 525 m über NN. Entsprechend den Ablagerungen in der Kiesgrube Eble werden auch in der Kiesgrube Röhlm Sedimente der morphostratigraphischen Einheit Untere Hochterrasse beprobt.

Den unteren Teil der etwa 22 m hoch aufgeschlossenen Wand der Kiesgrube bildet ein 14 m mächtiges Schotterpaket mit mehreren Sandlinsen. Drei dieser Sandlinsen wurden zur Datierung beprobt. Im Hangenden des Schotters befinden sich eine Sandlage und verwitterte kiesige Sande, die wiederum von einer schluffigen Deckschicht überlagert werden.

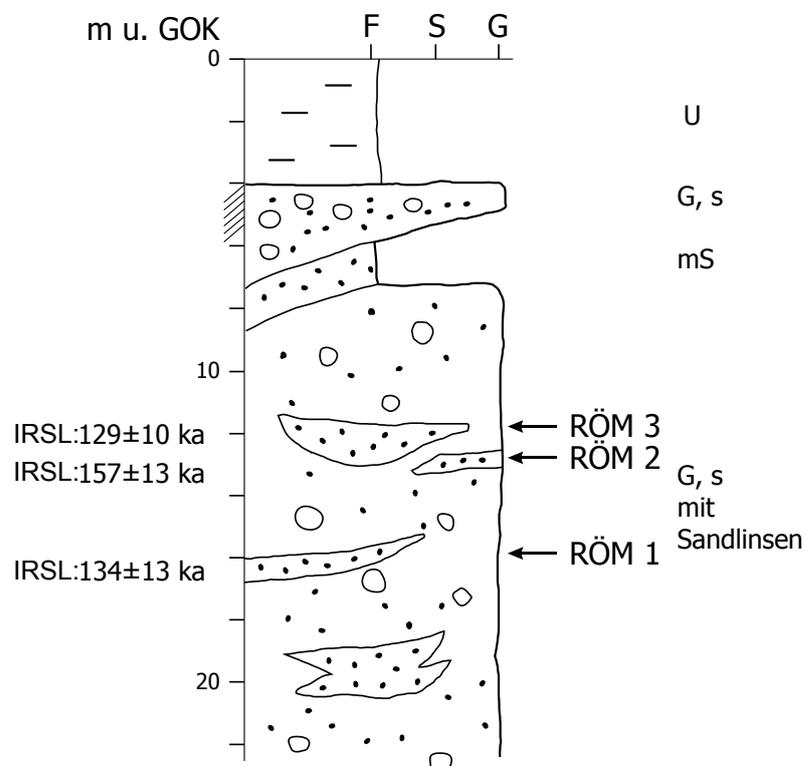


Abb. 7.4.3 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Röhlm. Zur Datierung wurden drei Proben aus 16, 13 und 11 m Tiefe entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

7.4.3 Kiesgrube Eichelsteig

Blatt 7824 Biberach Nord, R: 3559065, H: 5336815

In der Kiesgrube Eichelsteig ist die Obere Hochterrasse in einer Mächtigkeit von etwa 20 m aufgeschlossen (GRAUL 1968). Im Liegenden des Schotters steht Grundmoräne an, die aufgrund ihrer Verwitterungstiefe dem Älteren Riss zugeordnet wird (FRENZEL 1978). Petrographische Analysen lassen eine kristallin- und kalkreiche sowie dolomitarme Fazies der Schotterzusammensetzung, typisch für die Gerölle des Rheingletschers, erkennen (SCHREINER 1985). Der Kiesgrube wurden vier Proben zur Datierung entnommen, die aus drei unterschiedlichen Wänden des Aufschlusses stammen.

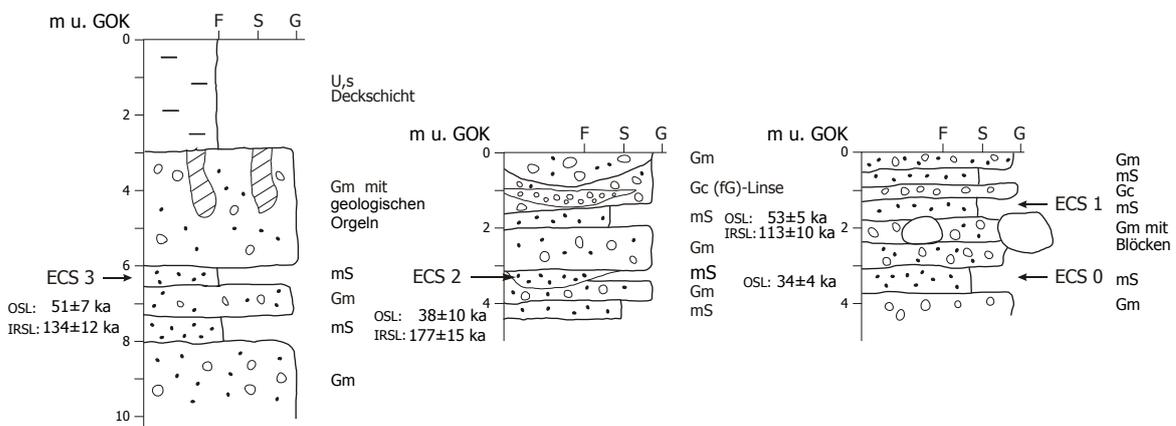


Abb. 7.4.4 Lithofaziesprofile des Aufschlusses Kiesgrube Eichelsteig. Zur Datierung wurden vier Proben aus unterschiedlichen Aufschlusswänden der Kiesgrube entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Probe ECS 1 wurde in sechs Metern Tiefe aus einer Sandlage entnommen. Darunter stehen Kies und Sandlagen in Wechsellagerung an, darüber massiger Kies und schluffige Decksedimente.

Probe ECS 2 stammt aus einer Sandlinse in 14 m Tiefe, die zwischen massigen Kiesen eingebettet ist. Darüber folgen eine Sandlage und ein komponentengestützter Kies in den eine Feinkieslinse eingeschaltet ist sowie massiger Kies.

Die Proben ECS 0 und ECS 1 wurden aus mittelsandigen Lagen in Tiefen von 13,5 m und 15,5 m aus einem Profil mit massigen Kiesen sowie einzelnen Blöcken und sandigen Lagen entnommen.

Die Ergebnisse der Datierung zeigen Quarz- und Feldspatalter zwischen 34 ± 4 ka und 177 ± 15 ka. Von der Feldspatprobe ECS 0 konnte aufgrund der starken Streuung der Einzelwerte keine ED auf Basis der Methode von PREUSSER et al. (2007) berechnet werden (vgl. Anhang C 2).

7.4.4 Kiesgrube Scholterhaus

Blatt 7824 Biberach Nord, R: 355892, H: 5330633

Die Kiesgrube Scholterhaus liegt im Norden Biberachs und stellt die Typuslokalität des Älteren und Mittleren Riss dar (SCHREINER 1989). Die aufgeschlossenen Schotter sind in einer Mächtigkeit von bis zu 60 m abgelagert. In die Terrassenschotter ist ein zweigeteiltes Grundmoränenband eingeschaltet (SCHREINER 1989). Interpretiert wird die Teilung der Grundmoräne als Folge von Gletscherschwankungen (Paulter Schwankung nach SCHÄDEL 1955).

Das Liegende des Aufschlusses bildet ein mindestens zehn Meter mächtiges, verkittetes, massiges Kiespaket mit verfestigten Sandlinsen. Es folgen Mittelsandlagen und massige Kiese in Wechsellagerung, aus denen die Probe SHS in 22 m Tiefe zur Datierung genommen wurde. Darüber ist ein etwa zwei Meter mächtiges Band matrixgestützten diamiktischen Materials abgelagert sowie massige Kiese in einer Mächtigkeit von etwa 16 m. Die gesamte Aufschlusswand zeichnet sich durch eine starke Verkittung des Sediments durch Carbonatzemente aus, was ihre steile Ausbildung erklärt. Aufgrund der starken Verkittung konnte nur eine Probe zur Datierung genommen werden. Sie stammt morphostratigraphisch aus der Oberen Hochterrasse unterhalb des unsortierten Materials.

7.4.5 Kiesgrube Schlechtenfeld im Kirchener Trockental

Blatt 7724 Ehingen, R: 3550683, H: 5349204

Der Aufschluss befindet sich in 510 m über NN im Kirchener Trockental westlich der Stadt Ehingen. Die Sedimente der Kiesgrube Schlechtenfeld sind Hochterrassenschotter, die im Zuge einer Flusslaufverlegung der Donau aus dem Kirchener Tal und dem Schmiech Tal in das heutige Donautal abgelagert wurden (BLOOS 1968). Die Ursachen der Laufverlagerung des Flusses und seine zeitliche Einordnung sind in der Vergangenheit vielfach diskutiert worden. Während WAGNER (1929) noch eine tektonische Kippung als Ursache für die Umlenkung der Donau sieht, nehmen GRAUL et al. (1951) eine risszeitliche Aufschotterung durch den Rheingletscher als Ursache der Flusslaufverlagerung an. Auch SCHAEFER (1967) ordnet die Flusslaufänderung stratigraphisch der Risseiszeit zu. SCHÄDEL (1955) vermutet einen alten Donauarm bei Vilsingen und behauptet, dass das heutige Donautal prä-risszeitlich nur vom Fluss Schmiech (Schmiecha) durchflossen wurde. Die Laufverlagerung während des Rissmaximalstandes (Mittelriss) führen SCHÄDEL (1955) und SCHÄDEL & WERNER (1965) auf eine Plombierung des Flussbettes und die damit verbundene Aufstauung durch Schotter des Rheingletschers zurück, was den Abfluss der Donau in das Schmiechtal zur Folge hatte.

Zur Lumineszenz-Datierung wurden drei Proben aus einem acht Meter tief aufgeschlossenen Profil entnommen (Abb. 7.4.6). Das Liegende bilden massiger Kiesschotter und eine massige Sandlage. Darüber folgt eine kiesig, sandige Schicht aus der die Probe SLF 1 in etwa fünf Metern Tiefe aus einer Sandlinse entnommen wurde sowie komponentengestützte und trogförmig schräggeschichtete Kiese, aus denen die Probe SLF 2 aus einer Sandlinse in ungefähr vier Metern Tiefe stammt. Darüber lagert eine etwa ein Meter mächtige sandig schluffige Rinnenfüllung, die in drei Metern Tiefe beprobt wurde (SLF 3). Das Hangende des Profils bilden matrix- und komponentengestützte diamiktische Ablagerungen, die durch eine verwitterte massige Schlufflage voneinander getrennt auftreten.

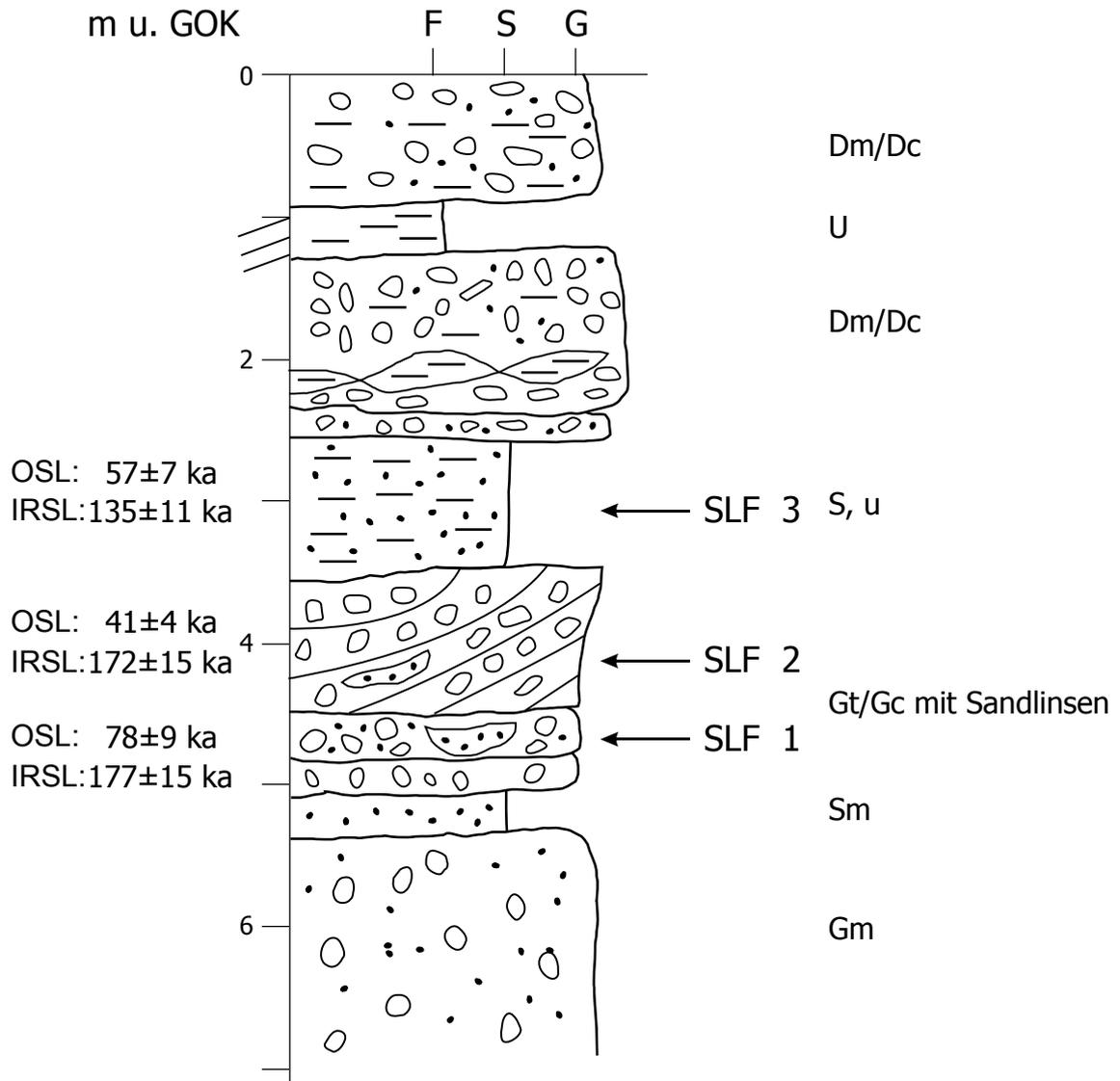


Abb. 7.4.6 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Schlechtenfeld. Zur Datierung wurden drei Proben aus drei bis fünf Metern Tiefe unter der Geländeoberkante entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Ergebnisse der Datierung zeigen voneinander abweichende Quarz- und Feldspatalter zwischen 41 ± 4 ka und 177 ± 15 ka (vgl. Anhang C 2).

7.5 Andelsbachrinne

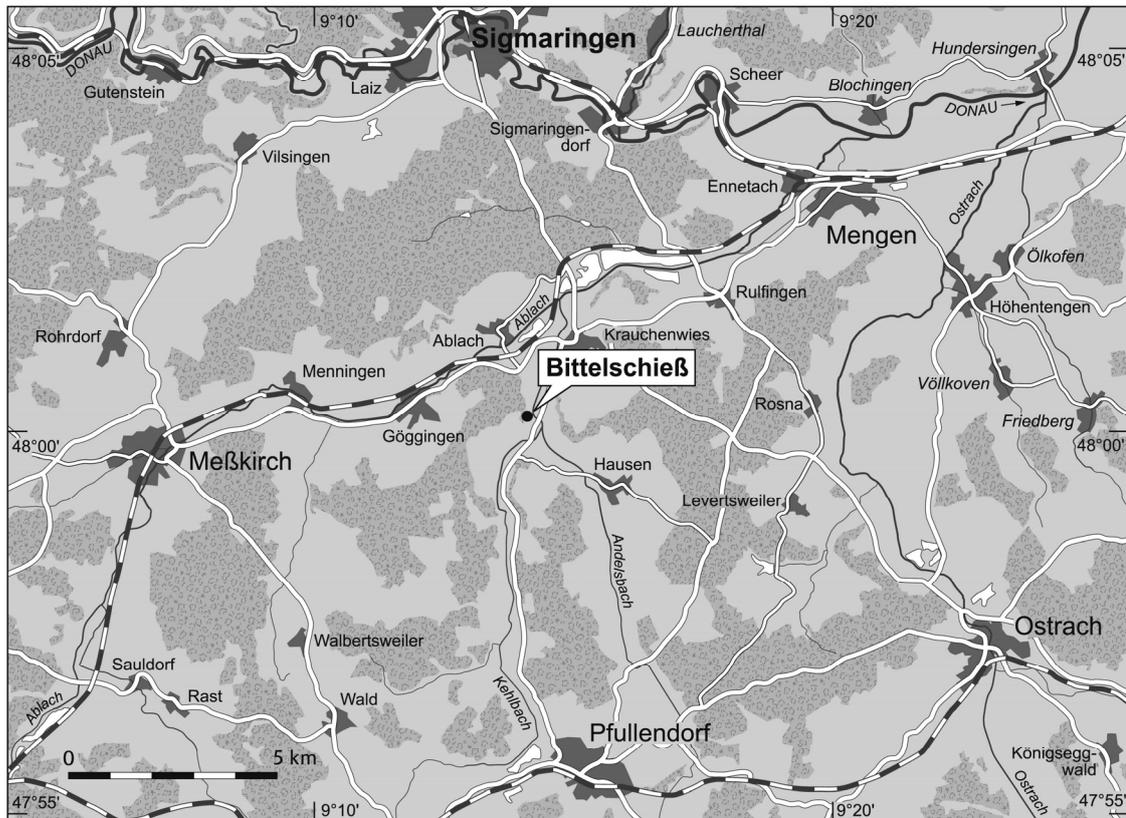


Abb. 7.5.1 Übersicht über die Lage des Standortes Bittelschieß in der Andelsbachrinne (Kartographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

Kiesgrube Bittelschieß

Blatt 8021 Pfullendorf, R: 3517500, H: 5318300

Die Kiesgrube Bittelschieß liegt im Andelsbachtal südlich der Ortschaft Krauchenwies. Ablagerungen die stratigraphisch der Risseiszeit zugeordnet werden, sind in der Kiesgrube vollständig und gut gegliedert aufgeschlossen (MÜLLER 2001). Der Ausgangspunkt für die Untersuchung in der Kiesgrube Bittelschieß ist eine Grundmoräne, die in der Andelsbachrinne zwischen Pfullendorf und Sigmaringendorf ansteht (SCHÄDEL & WERNER 1965, VILLINGER 1985, ELLWANGER 1990). Die Ablagerungen von Bittelschieß zeigen drei voneinander getrennte Schotterkörper. Der untere Schotter liegt unmittelbar über den Molassesedimenten. Seine Struktur besteht aus feinkörnigem Material sowie groben Kiesen und schließt mit feinsandigen bis tonigen Bänderschluffen und dünnen Diamiktbändern ab. ELLWANGER (1990) ordnet den unteren Schotterkörper dem Älteren Riss zu. Der mittlere Schotter zeigt eine

Korngrößenzunahme von unten nach oben und schließt mit einer Grundmoräne ab, die als Paulter Band beschrieben wird (vgl. SCHÄDEL 1955, SCHÄDEL & WERNER 1965). Der obere Schotter besteht aus Mittel- und Grobkiesen sowie Lockermaterial, Steinen und Blöcken und wird ebenfalls von Grundmoräne überdeckt (ELLWANGER 1990). ELLWANGER (1990) korreliert die Abfolge der Sedimente in der Andelsbachrinne mit der bei SCHREINER (1985, 1989) beschriebenen Sedimentabfolge im Risstal und bestimmt die in beiden Tälern auftretenden Grundmoränen als gleichaltrig. Das einseitige Vorkommen von Bändertonen in der Kiesgrube Bittelschieß sowie Blockmoräne im Risstal, wird mit der größeren Entfernung der Kiesgrube Bittelschieß von den Endmoränen bei Biberach erklärt (ELLWANGER 1990).

Aufgrund der guten Gliederung der Sedimente und seiner großen Bedeutung für die Quartärstratigraphie im Alpenvorland wurde der Aufschluss pollenanalytisch untersucht. MÜLLER (2001) zeigt, dass die Bändertone nicht durchweg pollenführend sind. An Stellen mit ausreichender Pollenführung dominieren Baumpollen; Gräser sowie Kräuter kommen nur untergeordnet vor. Als Baumpollen treten *Alnus*, *Abies* und *Picea* sehr häufig auf. Anteile von Eichenmischwald- und *Buxus*-Pollen, wie sie in Teilen der Ablagerung vorkommen, lassen auf milde Winter schließen. Darüber hinaus sind *Vitis*, *Carpinus* und *Fagus* sowie *Betula* und *Corylus* vertreten (MÜLLER 2001). Der bedeutendste Pollenfund ist *Pterocarya*, eine Baumart, die in Mitteleuropa seit dem Mittelpleistozän als ausgestorben gilt (LANG 1994). Diesem Pollenfund zufolge wurden die Bändertone von Bittelschieß zeitlich dem Holstein-Interglazial zugeordnet (MÜLLER 2001, ELLWANGER 1990). Andere Warmzeiten, wie beispielsweise das Eem, werden als Ablagerungszeitraum ausgeschlossen, weil keine der diese Warmzeiten beschreibenden Referenzprofile das Vorkommen von *Pterocarya* dokumentieren. Dennoch ist die palynologisch stratigraphische Einordnung der Sedimente kritisch zu betrachten. Die Sedimente weisen eine nur geringe Pollendichte sowie einen hohen Anteil an *Betula*-Pollen auf, was gegen ihre warmzeitliche Entwicklung spricht. Es kann daher nicht ausgeschlossen werden, dass die Bänderschluße umgelagert sind (MÜLLER 2001).

Neben der Lumineszenz-Datierung wurde dieser Aufschluss erneut von Dr. RUTH DRESCHER-SCHNEIDER palynologisch untersucht. Insgesamt wurden sechs Proben zur Pollenanalyse genommen. Die Proben P 5 und P 6 stammen aus einer Tiefe von 43,5 m beziehungsweise 44 m, was dem untersten Abschnitt des Diagramms von MÜLLER (2001) entspricht. Die Probe P 4 wurde in 44,5 m entnommen und Probe P 3 in 45,5 m, was dem obersten Teil des Profils von MÜLLER (2001) entspricht. Die Probe P 2 stammt

aus 46,5 m Tiefe. Insgesamt zeigte auch die neuerliche Pollenanalyse, dass die beprobten Sedimente sehr pollenarm sind. Die Probe P 1 beispielsweise, die aus einer Tiefe von etwa 47,5 m stammt, enthielt gar keine Pollen. Das gesamte Pollenspektrum zeigt ein regelmäßiges Vorkommen von *Pterocarya*, *Buxus*, *Taxus* und *Abies*, weniger regelmäßig kommen *Fagus* und *Carpinus* vor. Diese Artenkombination entspricht einer für das Holstein-Interglazial charakteristischen Verteilung. Geringe Anteile an Buchenpollen lassen wahrscheinlich auf einen kurzen Abschnitt des Interglazials zum Ende der *Abies*-Dominanz schließen, und damit würde das Profil dem oberen Teil der Samerberg 2-Bohrung entsprechen (GRÜGER 1983). Im Gegensatz zu MÜLLER (2001), der die Sequenz Bittelschieß als autochthone Ablagerung sieht, kann die erneute Analyse der Pollen dieser Zuordnung nicht folgen (Dr. Ruth Drescher-Schneider, pers. Mitteilung 2006). Zwar sprechen die gleichen Argumente, wie sie bereits ausführlich von MÜLLER (2001) erläutert wurden für die autochthone Ablagerung der Sedimente, dennoch lässt sich das regelmäßige Auftreten von *Juniperus* und der *Larix*-Fund nur schlecht mit warmzeitlichen Klimabedingungen sowie der deutlichen Entfernung des Aufschlusses vom Alpenrand, vereinbaren (Dr. Ruth Drescher-Schneider, pers. Mitteilung 2006). Darüber hinaus brachte die Analyse regelmäßige Funde präquartärer Formen von *Coniferae* sowie tertiäre Sporen, die typisch für kaltzeitliche Sedimente mit hohen Anteilen umgelagerten Materials sind (DRESCHER-SCHNEIDER 2000). Für die Sedimente in der Kiesgrube Bittelschieß bedeutet dies, dass eine autochthone Ablagerung der Sedimente zwar möglich ist, eine Umlagerung der schluffigen Sedimente aber nicht ausgeschlossen wird und damit die eindeutige Zuordnung der Bändertone zum Holstein-Interglazial nicht gegeben ist (Dr. Ruth Drescher-Schneider, pers. Mitteilung 2006).

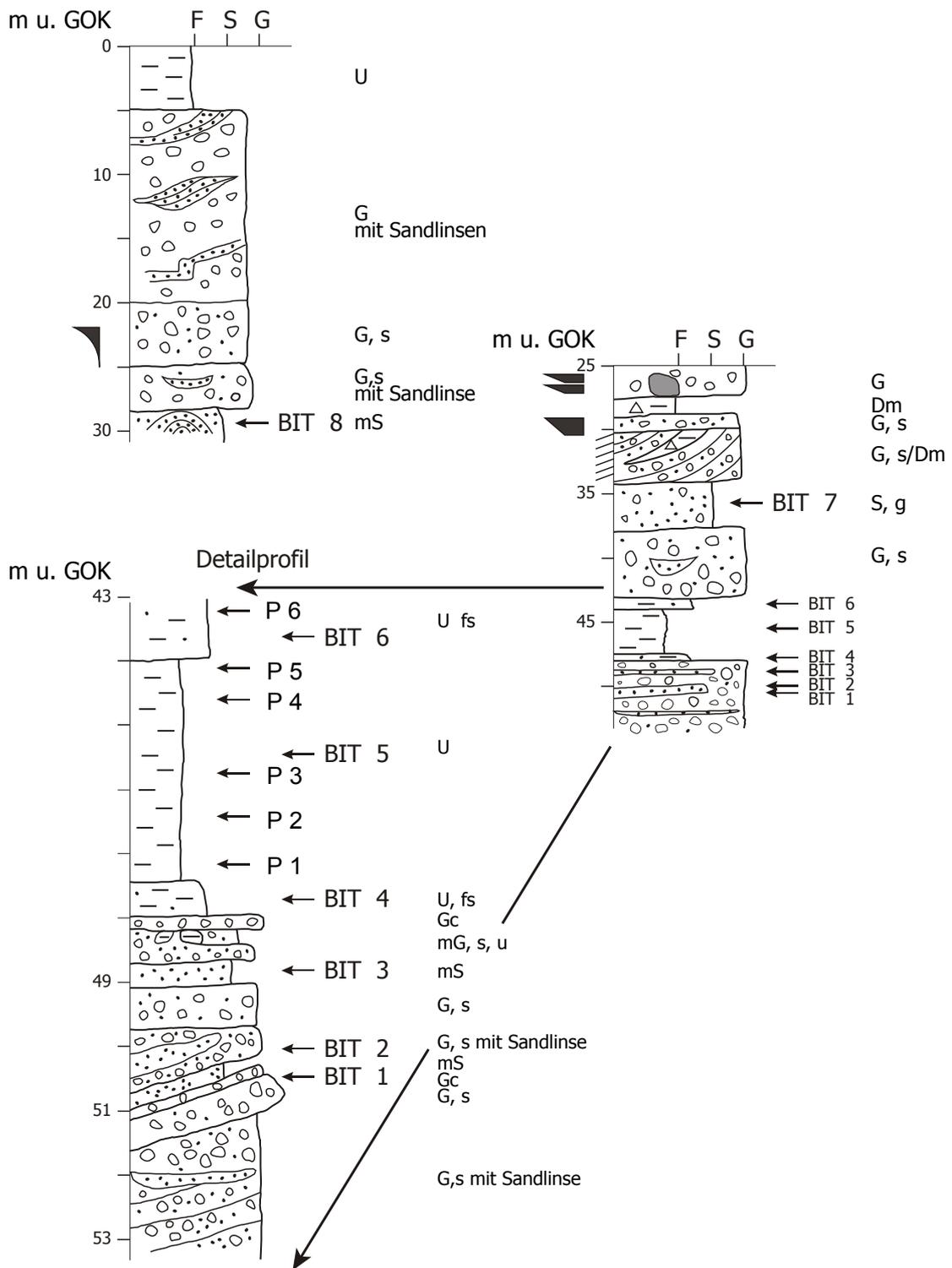


Abb. 7.5.2 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Bittelschieß in der Andelsbachrinne. Zur Datierung wurden acht Proben (BIT 1-8) aus zwei unterschiedlichen Aufschlusswänden der Kiesgrube zwischen 30 m und 50 m unter der Geländeunterkante entnommen. Die Proben zur Pollenanalyse (P 1-6) stammen aus den schluffigen Schichten zwischen 43 m und 46 m unter der Geländeoberkante. Aufgrund der komplexen Profilskizze wurden die Sedimentationsalter in einer eigenen Abbildung (Abb. 7.5.3) dargestellt (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

Die Proben zur OSL/IRSL-Datierung wurden zwei unterschiedlichen Profileinheiten entnommen. Das Liegende der unteren Einheit bilden mächtige sandige Kiesschotter, aus denen die Proben BIT 1, BIT 2 und BIT 3 zwischen 50,5 - 48,5 m Tiefe stammen. Darüber folgen schluffige Deckschichten, denen wiederum drei Proben zur Datierung entnommen wurden: Die Probe BIT 4 stammt aus einer Tiefe von 47,5 m, die Probe BIT 5 aus 45,5 m Tiefe und die Probe BIT 6 aus 43,5 m Tiefe. Diesen Deckschichten wurden auch die Proben zur Pollenanalyse durch Dr. Ruth Drescher-Schneider entnommen. Die Probe BIT 7 stammt aus einem kiesigen Sand in 35 m Tiefe. Diese Ablagerungen werden zeitlich dem Älteren Riss zugeordnet (ELLWANGER 1990). Die Probe BIT 8 wurde einer sandigen Schicht aus einer anderen Profileinheit in einer Tiefe von 30 m unter der Geländeoberkante genommen. In der Ablagerung ist eine Faltung angedeutet, die auf tektonische Aktivität hinweist.

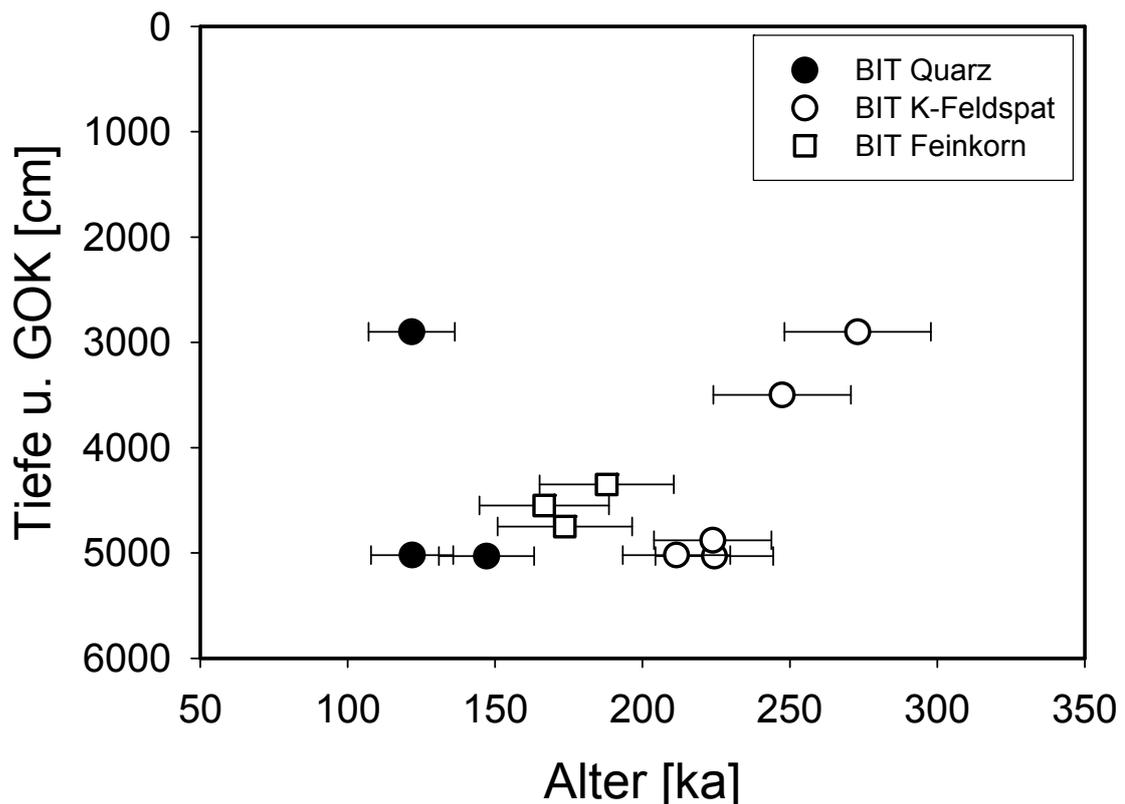


Abb. 7.5.3 Ergebnisse der OSL/IRSL-Datierung der Kiesgrube Bittelschieß.

Die Ergebnisse der OSL-Datierung zeigen Quarzalter zwischen 122 ± 15 ka und 147 ± 16 ka. Aufgrund der starken Streuung konnte von der Probe BIT 3 kein OSL-Alter bestimmt werden. Die Feinkornproben BIT 4-6 zeigen IRSL-Alter zwischen

167 ± 22 ka und 188 ± 23 ka. Die Feldspatergebnisse der Proben BIT 1-8 liegen zwischen 212 ± 18 ka und 273 ± 25 ka (vgl. Anhang C 2).

7.6 Mindeltal

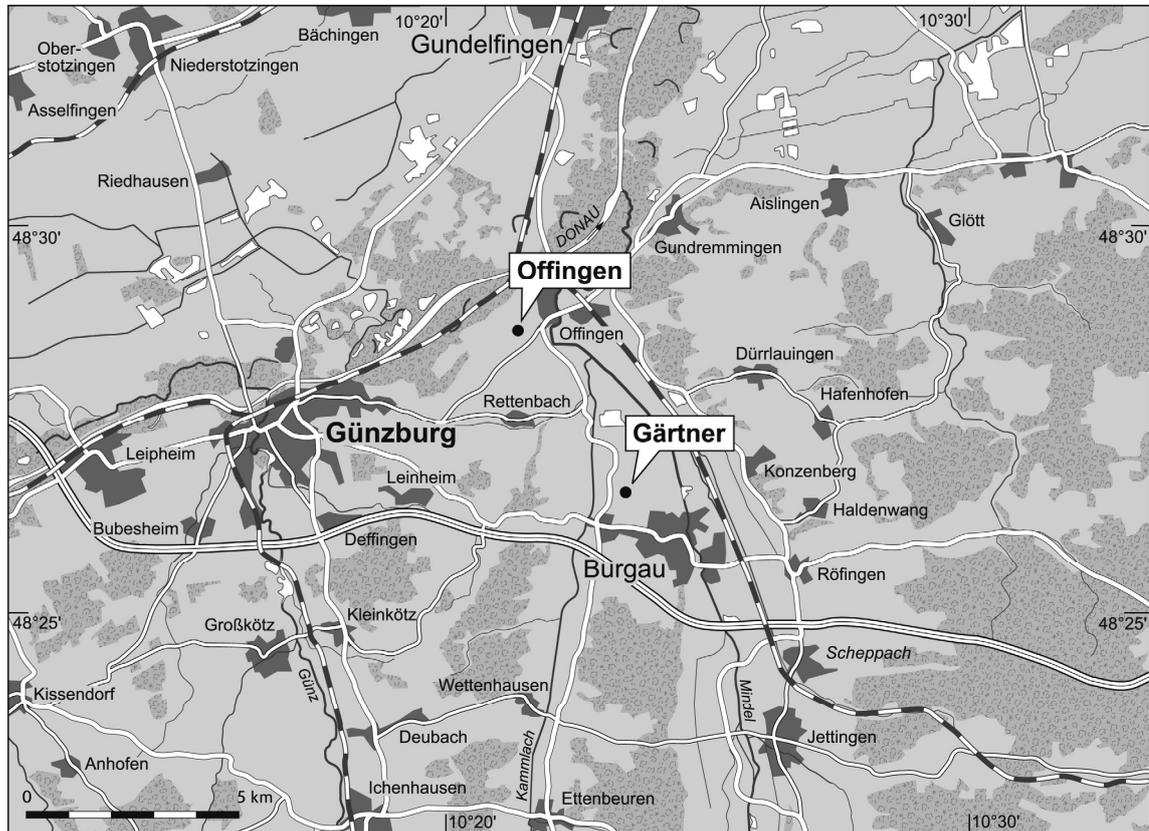


Abb. 7.6.1. Übersicht über die Lage der beprobten Standorte im Mindeltal (Kartographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

7.6.1 Kiesgrube Gärtnert

Blatt 7528 Burgau, R: 3602930, H: 5367908

Die Kiesgrube Gärtnert liegt im Mindeltal in der Nähe der Ortschaft Burgau in 468 m über NN. Die hier aufgeschlossenen Ablagerungen werden den Jüngeren Deckenschottern zugeordnet (LEGER 1972, RÖGNER 2002, BECKER-HAUMANN 2005).

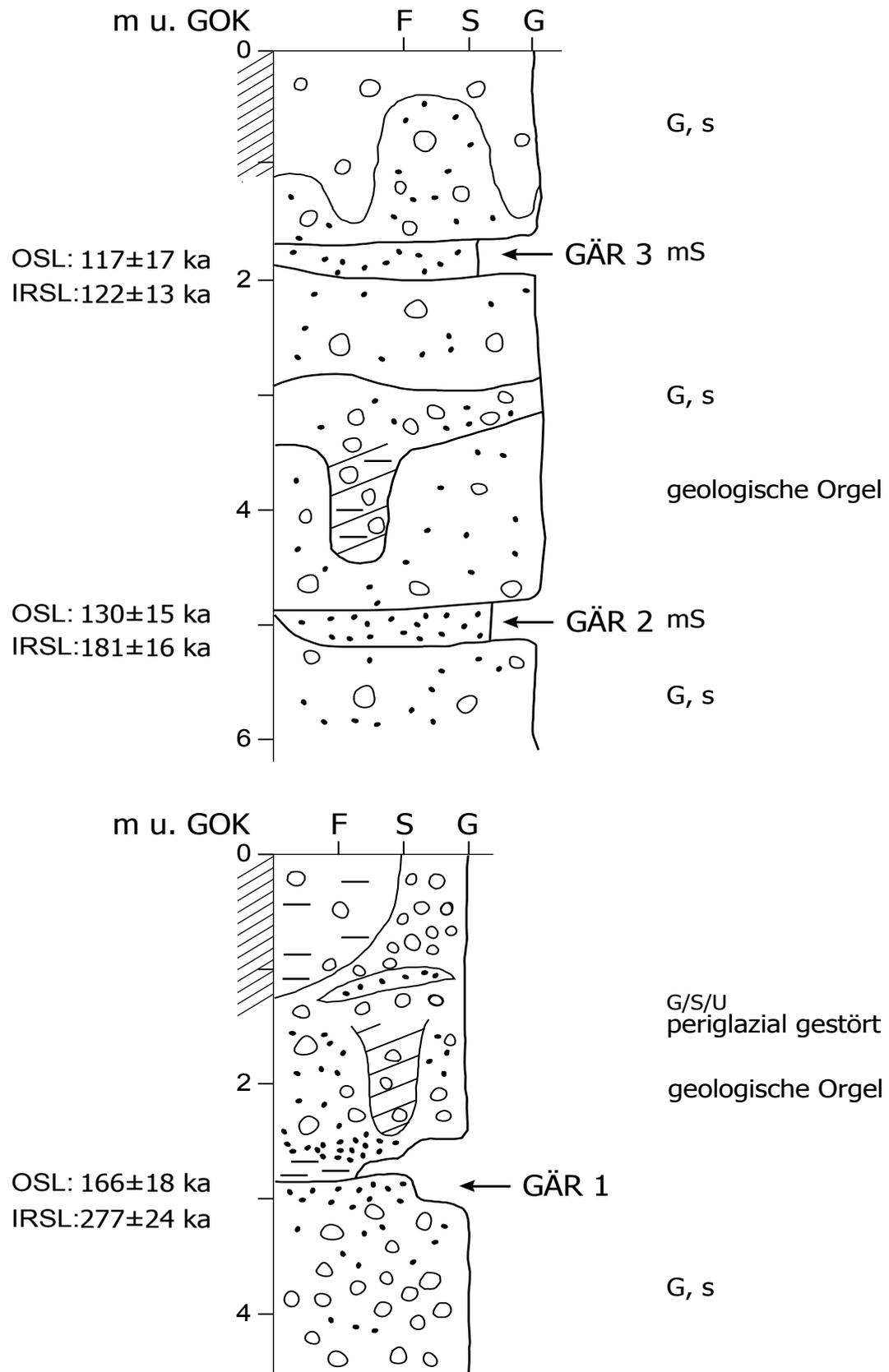


Abb. 7.6.2 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Kiesgrube Gärtner. Zur Datierung wurden drei Proben aus unterschiedlichen Aufschlusswänden der Kiesgrube entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur Wien, verändert).

In diesem Aufschluss wurden drei Proben aus zwei unterschiedlichen Aufschlusswänden entnommen. Die Probe GÄR 1 stammt aus dem oberen sandigen Teil eines Kiespaketes in drei Metern Tiefe. Im Hangenden steht ein periglazial gestörtes Kies-Sand-Schluffpaket mit Verwitterungsschlotten und Sandlinsen an.

Die darüberliegende Aufschlusswand zeigt im Liegenden ein sandiges Kiespaket, auf das eine Mittelsandlage folgt. Die Probe GÄR 2 wurde in fünf Metern Tiefe entnommen. Überdeckt wird die Sandlage von einem teilweise verwitterten Kiespaket. Im Hangenden folgt eine Mittelsandlage aus der die Probe GÄR 3 aus zwei Metern Tiefe stammt. Das Top der Sequenz bildet ein verwitterter Kies.

Die Ergebnisse der OSL/IRSL-Datierung ergeben Quarz- und Feldspataltern zwischen 117 ± 17 ka und 277 ± 24 ka (vgl. Anhang C 2).

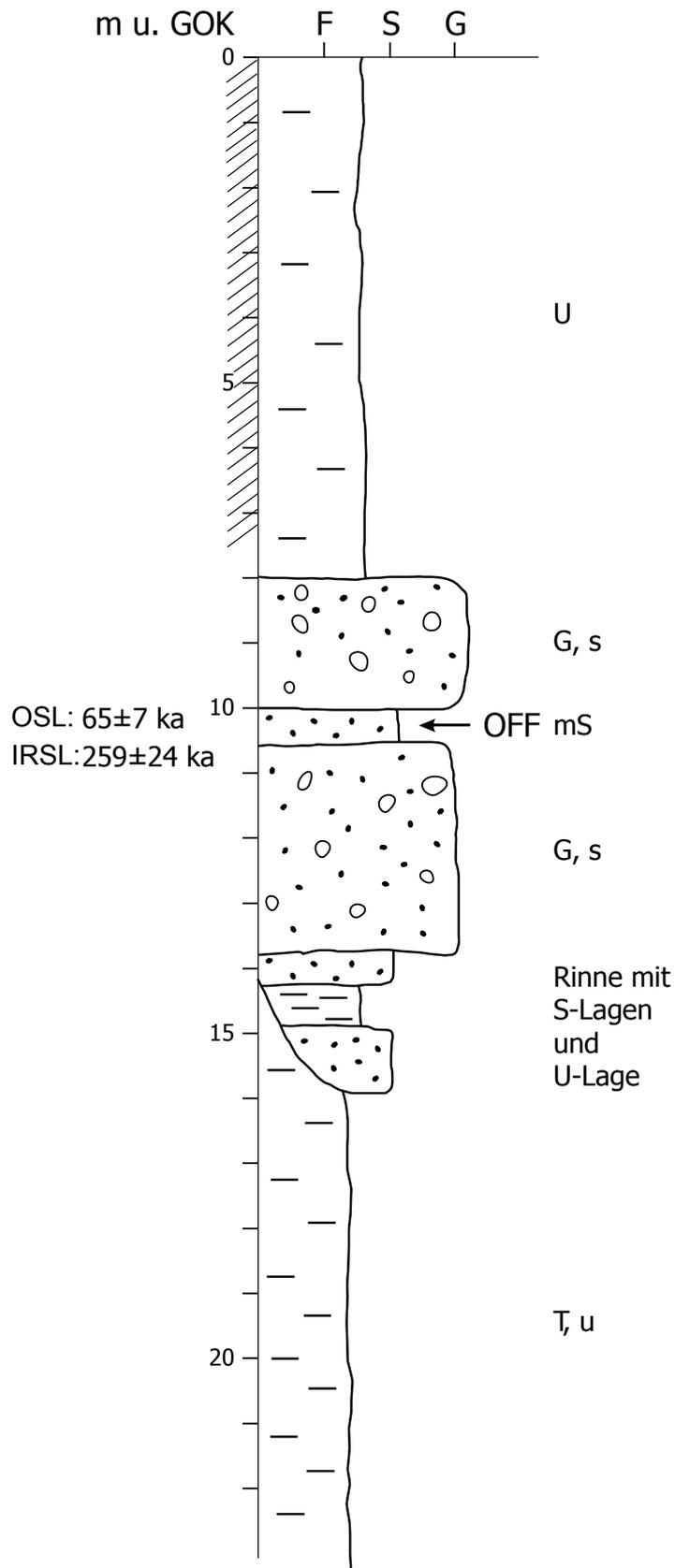
7.6.2 Tongrube Offingen

Blatt 7528 Burgau, R:3600460, H: 5371544

Die Tongrube Offingen liegt in der Nähe der Ortschaft Burgau, in einer Höhe von 461,5 m über NN. Morphostratigraphisch stellen die Sedimente dieser Tongrube Ablagerungen des Jüngeren Deckenschotters dar.

Das Liegende des mehr als 20 m tief aufgeschlossenen Profils bildet eine mindestens acht Meter mächtige schluffige Tonschicht in die eine Rinne mit sandigen, schluffigen Lagen eingeschnitten ist. Darüber liegen sandige Schichten und Kies-Sandpakete in Wechsellagerung. Die Korngrößen dieser Ablagerungen waren zu grob und damit zur Datierung nicht geeignet. Aus der Sandlage in zehn Metern Tiefe ist die Probe OFF zur Datierung entnommen worden. Den Abschluss des Profils bildet eine sandig schluffige Deckschicht, die teilweise verwittert ist.

Die Datierungsergebnisse zeigen voneinander abweichende OSL- und IRSL-Alter zwischen 66 ± 7 ka beziehungsweise 259 ± 24 ka (vgl. Anhang C 2).



7.6.3 Lithofaziesprofil des Aufschlusses Tongrube Offingen. Zur Datierung wurde eine Probe in ungefähr zehn Metern Tiefe unter der Geländeoberkante entnommen (Entwurf: Helene Pfalz-Schwingenschlögl, Universität für Bodenkultur, verändert).

8. Lumineszenzeigenschaften der Quarze und Kaliumfeldspäte im Untersuchungsgebiet: Diskussion der Datierungsergebnisse

Die in Kapitel 7 beschriebenen OSL- und IRSL-Ergebnisse werden bezüglich ihrer Lumineszenzeigenschaften diskutiert, bevor die Sedimentationsalter zur chronostratigraphischen Interpretation verwendet werden.

8.1 Vergleich der Quarz- und Kaliumfeldspatalter

Die Ergebnisse der Altersberechnung der Proben im Untersuchungsgebiet zeigen, dass die Proben aus dem Risstal und die Proben aus der Andelsbachrinne stark voneinander abweichende Quarz- und Feldspatalter aufweisen (vgl. Anhang C 2). Diese Eigenschaft trifft auch auf die Proben im Mindetal zu und ist ebenso bei den Proben in der Münchner Schotterebene zu beobachten. Proben, die der morphologischen Einheit der Niederterrasse entnommen wurden, wie die Proben in den Aufschlüssen Figlis, Glück, Vilser oder Sautorn, zeigen keine deutliche Diskrepanz zwischen Quarz- und Feldspataltern (vgl. Anhang C 2).

Die Ursachen einer Altersunterbestimmung der Quarze sind vielfältig: neben der unvollständigen Bleichung des Feldspatsignals, das zu einer relativen Altersüberbestimmung der Feldspäte gegenüber den Quarzproben führen kann, kommen auch eine Feldspatkontamination der Quarzproben oder das unterschiedliche Sättigungsverhalten der beiden Minerale als Ursache für die Altersdiskrepanz in Frage.

Experimente zum Sättigungsverhalten der Proben im Untersuchungsgebiet wurden in Kapitel 6.4.1 dargestellt; sie bestätigen eine Sättigung des Quarzsignals erst in einem Dosisbereich zwischen 400-450 Gy. Die mittlere Dosisleistung der Quarzproben im Untersuchungsgebiet liegt bei etwa 1,2 Gy/ka, was bedeutet, dass theoretisch Alter von bis zu 350.000 Jahren für die Quarze im Untersuchungsgebiet bestimmt werden könnten. Tatsächlich aber schwanken die berechneten Alter der Quarzproben bei den Hochterrassensedimenten zwischen 40.000 und 120.000 Jahren, bei den Ablagerungen der jüngeren Deckenschotter um 200.000 Jahre; damit ist eine Sättigung der Quarzproben auszuschließen.

Eine Kontamination der Quarzproben mit Feldspäten als weitere mögliche Ursache der Altersunterbestimmung wird ebenfalls ausgeschlossen, da die mögliche Kontamination durch IRSL-Stimulation der Quarzproben eindeutig festgestellt werden kann (vgl. Kap.

5.6.3). Lediglich die Proben im Aufschluss RÖM zeigten ein deutliches IRSL-Signal der Quarzproben. Die Feldspatanteile in den Proben RÖM 1-3 konnten auch nach wiederholter chemischer Behandlung mit Flusssäure nicht völlig entfernt werden. Infolgedessen wurden die Quarz-Proben des Aufschlusses RÖM zur Datierung nicht verwendet. Um auszuschließen, dass die Ursache der Altersdiskrepanz in der Mineralzusammensetzung liegt wurden die Quarzproben zusätzlich mittels Kathodenlumineszenz (KL) untersucht. Die folgende Abbildung 8.1.1 zeigt KL-Aufnahmen ausgewählter Proben aus dem Untersuchungsgebiet. Neben vielen dunklen, nicht leuchtenden Quarzkörnern enthalten die Proben vergleichsweise wenige leuchtende Quarzkörner. Vereinzelt, wie in den Aufnahmen der Proben BAL 2 und RÖM 1 (oben links, unten links), treten Plagioklase und K-Feldspäte in den Proben auf. Insgesamt zeigen die Quarzproben jedoch keinen auffälligen Befund, der eine Erklärung für die Altersunterbestimmung liefern könnte.

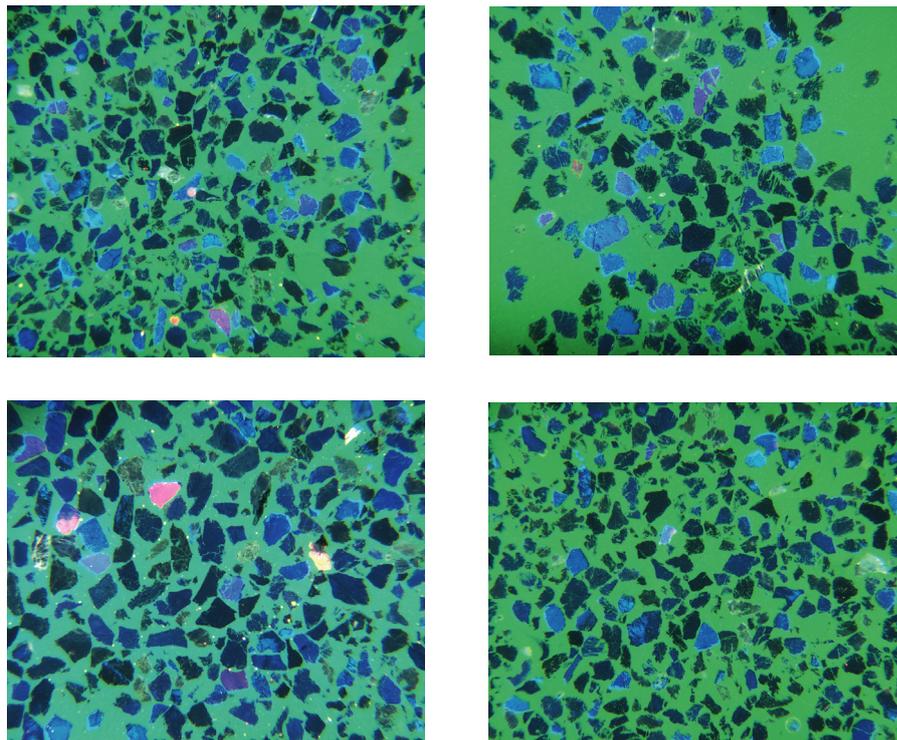


Abb. 8.1.1 KL-Aufnahmen der Quarzproben BAL (oben links), SLF (oben rechts), RÖM (unten links) und ECS (unten rechts). Alle Proben zeichnen sich durch ein schwaches Lumineszenzsignal aus, zu erkennen an der Überzahl dunkler, nicht leuchtender Quarzminerale im Vergleich zu den hellblau leuchtenden Quarzmineralen. Bei der Probe RÖM treten Anteile von Plagioklas und Orthoklas im Präparat auf, die auch durch wiederholtes Ätzen mit Flusssäure (HF 40 %) nicht völlig entfernt werden konnten.

Um die Ursache der relativen Altersunterbestimmung der Quarze zu finden, wurde das Lumineszenzsignal der Quarze in seine einzelnen Signalkomponenten aufgelöst. Wie bereits in Kapitel 5.6.1 beschrieben, setzt sich das OSL-Signal der Quarze aus mindestens drei Komponenten zusammen, die auf unterschiedlich schnell rekombinierende Elektronenfallen zurückgeführt werden. Diese ungleich schnell bleichbaren Fallen werden von SMITH & RHODES (1994) als ‚fast‘, ‚medium‘ und ‚slow component‘ bezeichnet. Zur korrekten Äquivalenzdosis (ED)-Bestimmung mit dem SAR-Protokoll nach MURRAY & WINTLE (2000) ist es erforderlich, dass die ‚fast component‘ des OSL-Signals einer Probe isoliert wird (WINTLE & MURRAY 2006). Dies geschieht dadurch, dass nur das Lumineszenzsignal, das in der ersten Sekunde der optischen Stimulation emittiert, zur ED-Bestimmung verwendet wird (vgl. Kap. 6.3). Zwar zeigt ein Großteil aller bisher untersuchten Quarzproben auch ‚medium‘ und ‚slow components‘, im Regelfall dominiert jedoch die ‚fast component‘ das OSL-Signal einer Quarzprobe (KUHNS 2000, SINGARAYER & BAILEY 2003).

Die Proben im Untersuchungsgebiet wurden mit der von BULUR (1996) entwickelten ‚linear modulated-OSL‘ (LM-OSL) untersucht. Mit dieser Methode können die unterschiedlich schnell bleichbaren Signalkomponenten einer Probe aufgelöst werden. Anders als bei der in Kapitel 5.6.3 beschriebenen konventionellen OSL/IRSL-Datierung, bei denen die optische Stimulation kontinuierlich bei beispielsweise 90 % Diodenenergie verläuft und die daher auch als ‚continuous wave-OSL‘ (CW-OSL) bezeichnet wird, startet bei der LM-OSL die optische Stimulation mit 0 % Stimulationsenergie und wird über die Gesamtdauer der Stimulation bis zu einem vorgegebenen Endwert hochgefahren (BULUR et al. 2000). Diese Technik erlaubt es, das Lumineszenzsignal einer Probe als eine Serie von Peaks darzustellen (BØTTER-JENSEN et al. 1999). Jede Spitze entspricht einer Komponente des OSL-Signals und alle Komponenten bleichen unterschiedlich schnell (JAIN et al. 2003). Durch das lineare Ansteigen der Stimulationsenergie entleeren sich bei niedriger Stimulationsenergie zunächst die schnell bleichbaren Fallen und bei hoher Energie die schwer bleichbaren Fallen.

Von einer Unterbestimmung der Quarz-OSL-Alter wird in der Literatur nur vereinzelt berichtet, die Ursache kann aber immer durch die Analyse der Signalkomponenten mittels LM-OSL ermittelt werden. So beobachten CHOI et al. (2003) stratigraphisch inkonsistente OSL-Alter mariner Terrassen in Korea und führen diese auf eine

‚ultra fast component‘ des Lumineszenzsignals und eine hohe ‚recuperation‘ (vgl. Kap. 5.6.3) zurück. Durch das Isolieren der ‚fast component‘ können CHOI et al. (2003) konsistente OSL-Alter bestimmen. Ebenso beschreiben TSUKAMOTO et al. (2003) eine Altersunterbestimmung von vulkanischem Quarz in Japan. Die Auflösung des OSL-Signals in die einzelnen Signalkomponenten zeigt, dass die ‚fast component‘ von einer ‚medium component‘ und mehreren ‚slow components‘ überlagert wird und dass alle Signalkomponenten von ‚recuperation‘ betroffen sind.

Bei der Anwendung der LM-OSL auf die Proben im Untersuchungsgebiet wurden die natürlichen Quarzproben für 3600 s bei 125°C stimuliert und dabei die Stimulationsenergie von 0 % auf 90 % erhöht. Das emittierte natürliche OSL-Signal (Aufzeichnung alle 4 s) wurde durch einen Hoya U340-Filter aufgezeichnet. Die Abbildung 8.1.2 stellt eine repräsentative LM-OSL-Kurve einer Quarzprobe aus dem Untersuchungsgebiet dar, die einer australischen Quarzprobe gegenübergestellt wurde.

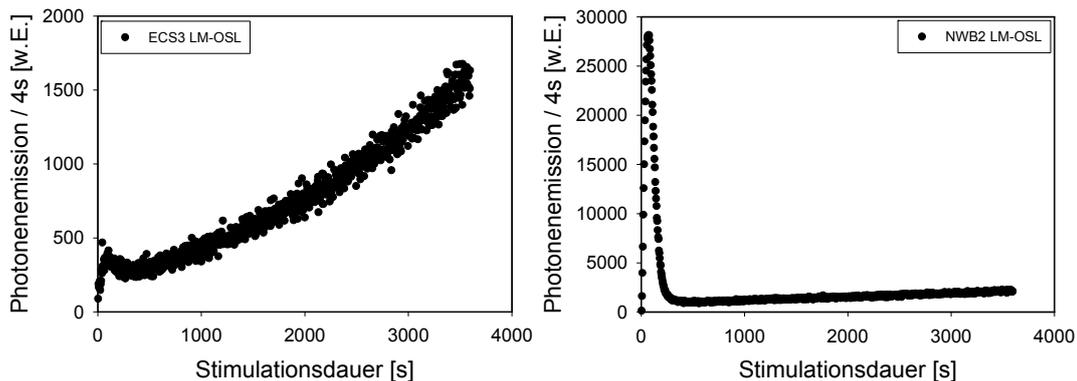


Abb. 8.1.2 LM-OSL-Kurven der Quarzproben ECS3 und NWB2 (australischer Quarz). Das emittierte LM-OSL Signal wurde bei einer Stimulationsdauer von 3600 s und ansteigender Diodenenergie von 0 % auf 90 % aufgezeichnet. Beide Proben unterscheiden sich zum einem in ihrer Lumineszenzsensitivität, die als Photonemission dargestellt ist, sowie im Kurvenverlauf. Während die Probe ECS3 ‚medium component‘- und ‚slow component‘-dominiert erscheint, hat die Probe NWB2 eine dominierende schnell bleichtbare Signalkomponente (‚fast component‘).

In weiterführenden Analysen wurden die einzelnen Signalkomponenten des LM-OSL-Signals nach der Methode von CHOI et al. (2006) extrahiert. Dabei wurde deutlich, dass bei den Quarzproben im Untersuchungsgebiet keine ‚fast component‘ ausgebildet ist. Während sich das Lumineszenzsignal der Proben im Illertal und der Andelsbachrinne durch eine ‚medium component‘ sowie das Auftreten von vier ‚slow components‘

auszeichnet, haben die Proben des Aufschlusses Sautorn an der Isarmündung neben einer ‚medium component‘ nur drei ‚slow components‘ (Abb. 8.1.3).

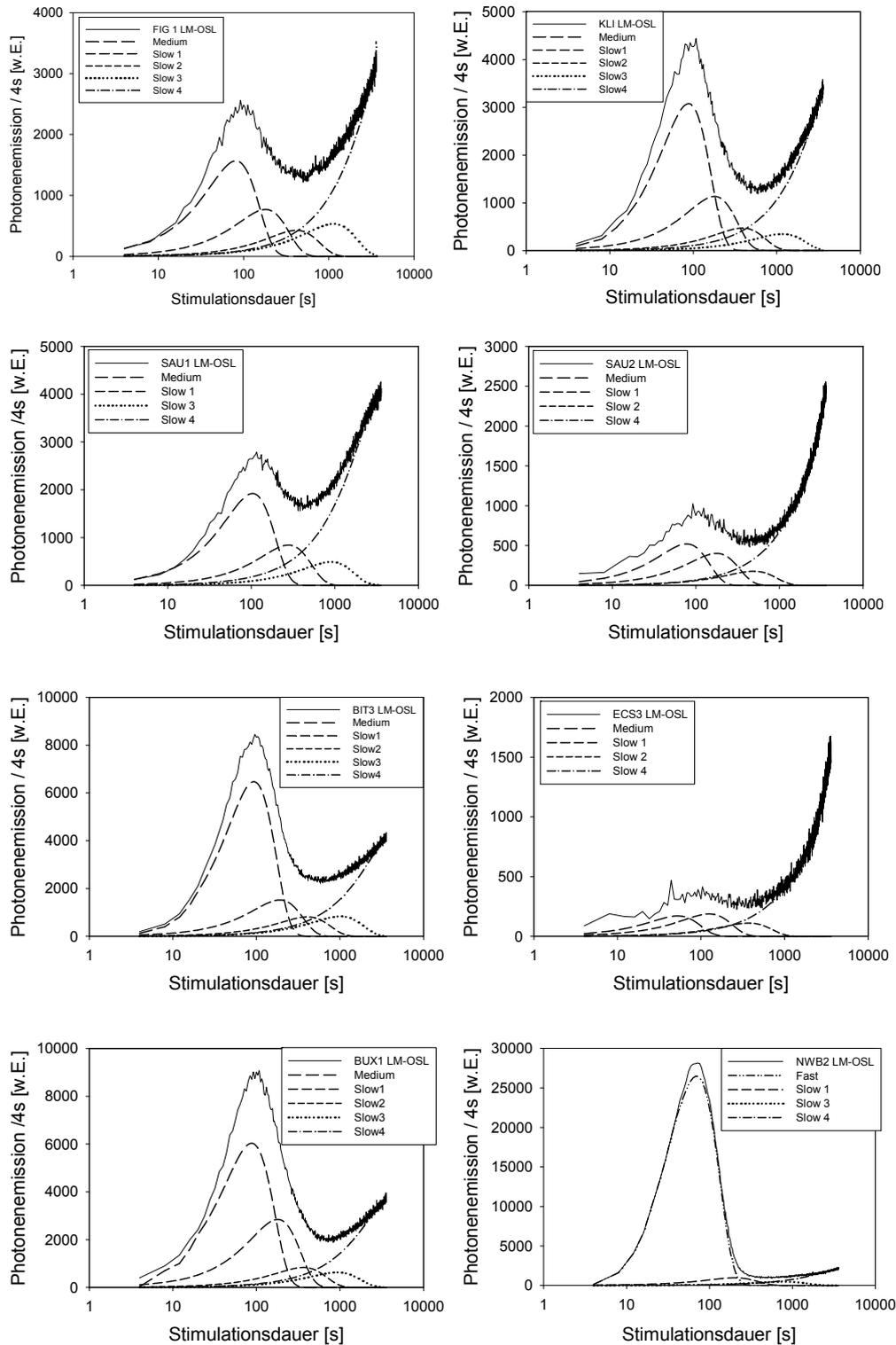


Abb. 8.1.3 Auflösung der Signalkomponenten des Lumineszenzsignals verschiedener Proben aus dem Untersuchungsgebiet mit LM-OSL. Die Auflösung erfolgte nach der in CHOI et al. (2006) beschriebenen Anleitung. Neben den Proben aus dem Untersuchungsgebiet ist die australische Quarzprobe NWB2 zum Vergleich dargestellt.

Das Lumineszenzsignal der Quarzproben im Untersuchungsgebiet ist der Auflösung der LM-OSL-Kurven zufolge von einer ‚medium component‘ und mehreren ‚slow components‘ dominiert. Im Gegensatz zu den bei TSUKAMOTO et al. (2003) und CHOI et al. (2003) beschriebenen Problemen wird die Ursache der Altersunterbestimmung der Quarze nicht durch eine hohe ‚recuperation‘ begründet, sondern dadurch, dass das emittierte Lumineszenzsignal der Quarzproben keine ‚fast component‘, hat. Die ED-Bestimmung mit dem in dieser Untersuchung verwendeten SAR-Protokoll (MURRAY & WINTLE 2000), das zur korrekten Datierung die Isolierung der ‚fast component‘ voraussetzt, kann damit für die Quarzproben im Untersuchungsgebiet keine zuverlässigen Ergebnisse liefern.

Das Problem der Altersunterbestimmung der Quarze wurde zunächst nicht erkannt, weil applizierte Labordosen im ‚dose recovery‘-Test reproduziert werden konnten. Dieser Test dient der Prüfung der Anwendbarkeit des SAR-Protokolls und eine reproduzierte Labordosis gilt als Bestätigung, dass das verwendete SAR-Protokoll geeignet ist, die ED der spezifischen Probe zu bestimmen. Im Unterschied zum ‚dose recovery‘-Test wird die ED einer Probe aber am natürlichen Lumineszenzsignal bestimmt. Bei den Proben im Untersuchungsgebiet zeigte sich, dass durch die applizierte Laborbestrahlung andere Elektronenfallen im Kristallgitter der Quarze belegt werden als durch die natürliche radioaktive Strahlung während des Ablagerungszeitraums des Sediments. Dies führte zwar zur korrekten ED-Bestimmung einer applizierten Labordosis im ‚dose recovery‘-Test, aber zu einer Unterbestimmung der Äquivalenzdosis der Quarzproben und letztlich zur Unterbestimmung des Sedimentationsalters.

Aus diesen Gründen werden alle Quarzalter als nicht geeignet angesehen, einen Beitrag zur chronostratigraphischen Gliederung der Sedimente des Alpenvorlandes zu leisten. Übereinstimmende Quarz- und Feldspatalter zeigen vor allem die jüngeren Proben. Daher ist zu vermuten, dass die Altersunterbestimmung mit der thermischen Stabilität der Elektronenfallen einhergeht (Singarayer & Bailey 2003), die zeitabhängig ist und für wärmzeitliche Proben noch gegeben zu sein scheint, für alle älteren Ablagerungen aber nicht mehr. Dieser Vermutung konnte im Rahmen der Untersuchung aber nicht nachgegangen werden.

8.2 Rückstellung des Lumineszenzsignals

Eine unvollständige Bleichung des Lumineszenzsignals vor der letzten Ablagerung führt zur Überbestimmung des Sedimentationsalters. Die Rückstellung des Lumineszenzsignals der Proben im Arbeitsgebiet wurde zunächst an den Aufschlüssen Glück und Figlis untersucht, da beide Kiesgruben relativ dicht beprobt wurden, so dass mehrere Proben einer stratigraphischen Einheit zugeordnet und die Lumineszenzalter miteinander verglichen werden konnten. In einigen Kiesgruben wurden hingegen nur einzelne Proben genommen, deren Datierungsergebnisse sich nicht mit über- oder unterlagernden Proben vergleichen lassen. Eine Aussage bezüglich der Rückstellung des Lumineszenzsignals dieser Proben ist daher nur schwer zu treffen.

Nach den Erkenntnissen bezüglich der Lumineszenzeigenschaften der Quarze im Untersuchungsgebiet (Kap. 8.1) stützt sich die Diskussion bezüglich der Rückstellung des Lumineszenzsignals nur noch auf die Feldspatsergebnisse.

Zunächst wurde versucht, mittels der Verteilung der einzelnen Äquivalenzdosen (ED), eine Aussage bezüglich der Rückstellung des Lumineszenzsignals zu treffen (vgl. Anhang B). Wie bereits in Kapitel 6.5.2.2 beschrieben wurde, gilt eine positiv schiefe Verteilung als Indikator für die unvollständige Bleichung einer Probe. Die ED-Verteilungen in den Histogrammen der Feldspatproben zeichnen sich aber mehrheitlich durch eine breite Streuung der Einzelwerte und nicht durch eine positiv schiefe Verteilung aus. Die im Histogramm dargestellte Normalverteilung der Proben wurde durch die Analyse der ED-Werte in einem Statistikprogramm (SPSS, Version 11) zusätzlich bestätigt (Kap.6.6.1). Lediglich die Feldspatproben SAU 1, FIG 1 und SHS sind nicht normalverteilt. Die Abbildung 8.2.1 zeigt die Verteilung der ED-Werte der Feldspatproben GLK 3, GLK 4 und GLK 5 im Histogramm. Nach der Analyse im Programm SPSS stellen sich die drei Proben durch eine Normalverteilung der Einzelwerte dar, was zunächst als vollständige Bleichung der Sedimente vor der Ablagerung interpretiert wurde. Die berechneten IRSL-Alter der Proben sind stratigraphisch inkonsistent, was gegen eine vollständige Bleichung spricht (Abb. 7.1.3). Damit zeigen die Ergebnisse dieser drei Proben, dass die ED-Verteilung im Histogramm keine eindeutige Aussage bezüglich der Bleichung des Lumineszenzsignals der Proben im Untersuchungsgebiet erlaubt (vgl. FUCHS et al. 2007). Neben den Proben GLK 3-5 gehören auch die Feinkornproben GLK 1 und GLK 2 zum Aufschluss Glück. Beide Proben wurden von der Diskussion bezüglich der

Detektion der unvollständigen Bleichung anhand der ED-Verteilung ausgeklammert, weil bei Feinkornproben aufgrund der großen Anzahl der Körner auf einem Aliquot (ca. 5000 Körner) keine Aussage über den Grad der Bleichung einer Probe möglich ist (vgl. Kap 6.5.2.2). Die große Anzahl der Mineralkörner sowie das daraus resultierende nivellierte Lumineszenzsignal führen dazu, dass eine nennenswerte Streuung der einzelnen ED-Werte kaum festzustellen ist und einen Vergleich der ED's der einzelnen Aliquots einer Probe unmöglich macht.

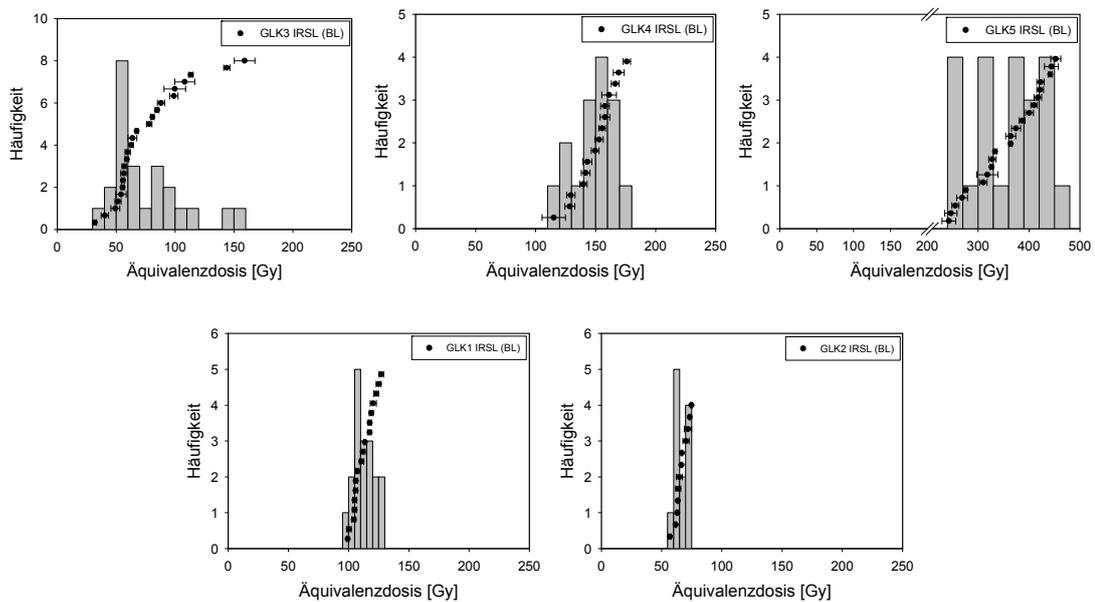


Abb. 8.2.1 ED-Verteilungen der Feldspatproben GLK 3 (41 % Standardabweichung (relative standard deviation, RSD)), GLK 4 (11 % RSD) und GLK 5 (19 % RSD) sowie der Feinkornproben GLK 1 (7 % RSD) und GLK 2 (8 % RSD) aus dem Aufschluss Glück in der Münchner Schotterebene. Gemäß statistischer Analyse (SPSS, Version 11) sind alle Proben normalverteilt, so dass allein aufgrund ihrer ED-Verteilung nicht auf eine unvollständige Bleichung geschlossen wurde. Die stratigraphisch inkonsistente Altersabfolge impliziert, dass die Proben GLK 4 und GLK 5 unvollständig gebleicht sind.

Die Ergebnisse der Proben des Aufschlusses Figlis, die morphostratigraphisch der Schüttung der Niederterrasse im Illertal zugeordnet werden, zeigen ebenfalls wie wenig aussagekräftig Histogramme sein können (Abb. 8.2.2.). Mit Ausnahme der nicht normalverteilten Feldspatprobe FIG 1 sind alle Proben des Aufschlusses gemäß statistischer Analyse in SPSS normalverteilt.

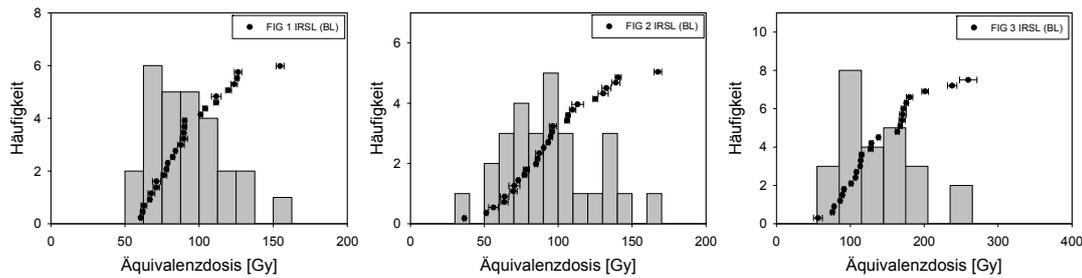


Abb. 8.2.2 ED-Verteilungen der Feldspatproben des Aufschlusses Figlis. Mit Ausnahme der Probe FIG 1 sind alle Proben normalverteilt.

Der Vergleich der ED-Verteilungen mit den berechneten IRSL-Altern zeigte, dass die Lumineszenzalter (arithmetisches Mittel) im Aufschluss Figlis eine stratigraphisch inkonsistente Lagerung aufweisen und damit aber die unvollständige Bleichung der Sedimente andeuten. Damit zeigen auch die Proben des Aufschlusses Figlis, dass eine eindeutige Aussage bezüglich der Bleichung des Lumineszenzsignals anhand der Form der ED-Verteilung der einzelnen Proben nicht getroffen werden kann. Dies beschreiben auch FUCHS et al. (2007), die in Experimenten eine unvollständige Bleichung der Sedimente simulieren und zeigen, dass sich die ED-Verteilungen dieser nachgewiesen unvollständig gebleichten Proben nicht als positiv schiefe Verteilungen sondern als Normalverteilungen darstellen.

Die Ursache für die im Histogramm nicht eindeutig zu erkennende positiv schiefe Verteilung einer unvollständig gebleichten Probe sehen LI (1994), OLLEY et al. (1999) und WALLINGA (2002b) im Grad der unvollständigen Bleichung. Auch DULLER (1994) unterscheidet Proben, die aus einer Mischung gut gebleichter und schlecht gebleichter Körner bestehen sowie Proben, deren Mineralkörner gleichmäßig partiell gebleicht sind. Eine schiefe Verteilung im Histogramm ist danach nur zu erkennen, wenn der Großteil der unvollständig gebleichten Probe aus Mineralkörnern besteht, die gut gebleicht sind (WALLINGA 2002a).

Vergleicht man die Proben der Aufschlüsse Glück und Figlis mit den bei DULLER (1994) beschriebenen Bleichungstypen, scheint es sich aufgrund der Verteilung der ED-Werte im Histogramm um Proben zu handeln, deren Mineralkörner entweder gar nicht gebleicht oder aber gleichmäßig partiell gebleicht sind. Eine Mischung größtenteils gut und teils schlecht gebleichter Teilproben ist den Histogrammen (Anhang B) nicht zu

entnehmen und erklärt damit auch die Normalverteilung der ED-Werte der Proben aus den Aufschlüssen Figlis und Glück.

Um die Dauer der Rückstellung des Lumineszenzsignals der Proben im Arbeitsgebiet genauer zu untersuchen, wurden Belichtungsexperimente an ausgewählten Proben durchgeführt. Die Experimente zeigten, dass die Rückstellung des Lumineszenzsignals der Feldspatminerale nach etwa einer Stunde erreicht wurde (Abb. 6.4.9). Sogar unter Verwendung eines Schott GG400-Filters vor der Stimulationsquelle, zur Simulation von Flachwasserbedingungen wie es dem fluvialen Transport in einer Schmelzwasserrinne entspricht, erfolgte die Signalarückstellung innerhalb einer Stunde. Daraus wurde geschlossen, dass die beprobten Sedimente bei einer ausreichend langer Transportdauer vollständig gebleicht sind. Im Belichtungsexperiment konnte jedoch die Trübe des Wassers, die entscheidend für die vollständige Rückstellung des Lumineszenzsignals sein kann, nicht berücksichtigt werden. Es ist aber davon auszugehen, dass sich die bis zur vollständigen Bleichung benötigte Dauer des Sedimenttransportes mit zunehmender Trübe des Wassers verlängert.

Einige Proben im Untersuchungsgebiet wurden Aufschlüssen entnommen, deren Sedimente in nur geringer Entfernung zu den Endmoränen abgelagert wurden. Für diese Proben konnte eine unvollständige Bleichung des Lumineszenzsignals nicht ausgeschlossen werden; so wurde neben der Berechnung der Äquivalenzdosis (ED) mit dem arithmetischen Mittel zusätzlich die Methode nach PREUSSER et al. (2007), die zur Berechnung eines Mittelwertes unvollständig gebleichter Proben entwickelt wurde, angewendet (vgl. Kap. 6.6.4). Bei der arithmetischen Mittelwertberechnung werden alle Einzelwerte einer Verteilung zur Kalkulation herangezogen und somit ist die Überbestimmung der ED einer unvollständig gebleichten Probe sehr wahrscheinlich. Die Abbildung 8.2.3 stellt die Ergebnisse der Altersberechnung der Feldspatproben der Aufschlüsse Glück und Figlis unter Verwendung beider Berechnungsmethoden vergleichend vor. Dabei zeigte sich, dass die Berechnung mit der Methode nach PREUSSER et al. (2007) nicht immer zur Berechnung einer geringeren ED führte. Niedrigere ED-Werte zeigen die Feldspatproben GLK 3, FIG 2 und FIG 3. Mit den auf Basis des arithmetischen Mittels berechneten Sedimentationsaltern übereinstimmende Ergebnisse zeigen die Feldspatproben GLK 4, GLK 5 und FIG 1 (Abb. 8.2.3).

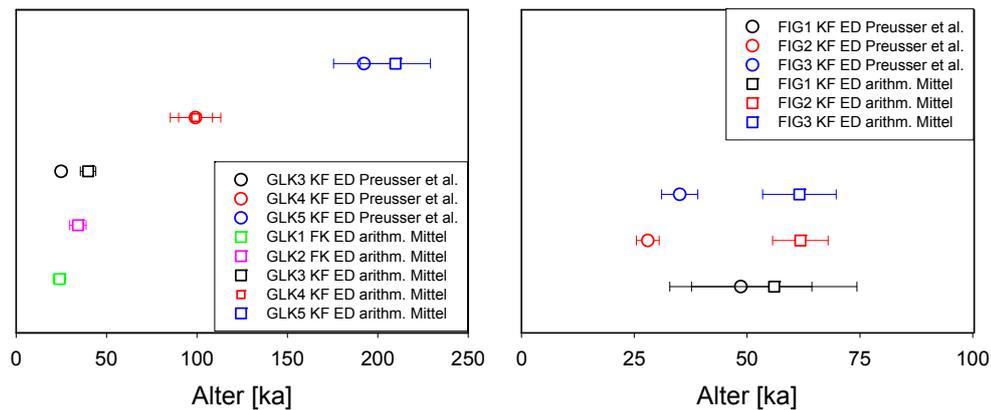


Abb. 8.2.3 IRSL-Alter der Proben Glück (links) und Figlis (rechts) berechnet mit Äquivalenzdosen auf Basis des arithmetischen Mittels und der Methode nach PREUSSER et al. (2007). Voneinander abweichende Alter zeigen die Feldspatproben GLK 3, FIG 2 und FIG 3. Übereinstimmende Ergebnisse zeigen die die Feldspatproben GLK 4, GLK 5 und FIG 1.

Die Übereinstimmung der nach den beiden Methoden berechneten Sedimentationsalter ist im Fall der Proben aus dem Arbeitsgebiet nicht als Kriterium einer vollständigen Bleichung des Sediments anzusehen. Die Übereinstimmung des Alters bei diesen Proben kommt vielmehr dadurch zustande, dass die Proben aufgrund der gleichmäßig unvollständigen Bleichung nur gering streuen, so dass keine niedrige ED extrahiert werden konnte. Als Beispiel dienen wiederum die Proben GKL 4 und GLK 5, die die Schüttung der Niederterrasse im Würm-Hochglazial repräsentieren. Die Proben zeigen übereinstimmende Alter, berechnet mit dem arithmetischen Mittel und der Methode nach PREUSSER et al. (2007), die aber in inkonsistenter Lagerung zueinander stehen. Mit der Methode nach PREUSSER et al. (2007) konnte keine niedrige ED aus der Verteilung extrahiert werden, weshalb bei diesen Proben davon ausgegangen werden muss, dass die Rückstellung des Lumineszenzsignals gleichmäßig unvollständig ist. Diejenigen Proben mit unterschiedlichem Alter, berechnet nach den beiden oben genannten Methoden, zeigen eine vergleichsweise heterogene Bleichung, stehen aber immer noch in inkonsistenter Lagerung zueinander. Damit wurde gezeigt, dass die Signalarückstellung noch nicht vollständig verlaufen ist; so sind die Feldspatproben FIG 2 und FIG 3 im Vergleich zu den anderen Proben der Aufschlüsse zwar Ausdruck einer vollständigeren, aber letztendlich immer noch partiellen Bleichung. Die Proben aus den Aufschlüssen Glück und Figlis sind damit zu wenig gebleicht, als das niedrige

ED-Werte extrahiert werden könnten, womit der Nachteil aller ED-Kalkulationsmethoden, die zur Berechnung unvollständig gebleichter Proben entwickelt wurden, deutlich wird. Die Anwendung dieser Methoden ist nur geeignet, wenn das beprobte, unvollständig gebleichte Sediment aus einer Mischung gut und schlecht gebleichter Körner besteht.

Die Proben aus den Aufschlüssen Figlis und Glück haben gemeinsam, dass sie sehr proximal abgelagert wurden. Die Datierungsergebnisse implizieren, dass diese Transportstrecke nicht ausreichte, das Lumineszenzsignal zurückzustellen. Neben der Dauer des Sedimenttransportes ist auch das Ablagerungsmilieu entscheidend für die Signalarückstellung. Beim Transport in einer Abflussrinne hängt der Grad der Bleichung des Sediments stark von seiner Position in der Rinne ab. Sediment, das im oberen Teil der Rinne transportiert und abgelagert wurde, ist wahrscheinlich vollständiger gebleicht als Sediment, das am Rinnenboden lagert. Die Abbildung 8.2.4 zeigt die Lage der Kiesgrube Glück in Position zum würmzeitlichen Isar-Loisach Gletscher.

Die Entfernung der Kiesgrube Glück zu den Endmoränen nördlich des Starnberger Sees beträgt etwa fünf Kilometer (Abb. 8.2.4). Nach den Datierungsergebnisse (Abb. 8.2.3) ist diese Transportstrecke nicht ausreichend lang, um das Lumineszenzsignal der Proben zu bleichen. Das gleiche gilt für die Proben in der Kiesgrube Figlis, deren Sedimente ebenfalls etwa fünf Kilometer von den Endmoränen entfernt abgelagert wurden (Abb. 4.3). Die Proben im Risstal, in der Andelsbachrinne und im Mindeltal hingegen wurden in größerer Entfernung zum ehemaligen Gletscherrand abgelagert. So liegen die Kiesgruben Römer und Eble (Baltringen) etwa 15 km nördlich der Endmoränen im Risstal, die Kiesgrube Schlechtenfeld im Donautal liegt nördlich dieser beiden Aufschlüsse und damit noch weiter von den Endmoränen entfernt (Abb. 4.3.1). Die Sedimente in der Kiesgrube Eichelsteig wurden etwa acht Kilometer nördlich der Endmoränen im Risstal abgelagert und die Sedimente in der Kiesgrube Gärtner und der Tongrube Offingen im Mindeltal befinden sich etwa 15 km vom ehemaligen Gletscherrand entfernt. Die Baugrube Buxheim liegt etwa zehn Kilometer von den Endmoränen im Illertal entfernt (Abb 4.3.1). Die längere Transportstrecke im Vergleich zu den Niederterrassenablagerungen im Illertal und der Münchner Schotterebene sollte daher das Bleichverhalten jener Proben positiv beeinflusst haben. Nur die Kiesgrube Scholterhaus liegt mit nur einem Kilometer Entfernung in unmittelbarer Nähe zur

Endmoräne und ist damit am wahrscheinlichsten von unvollständiger Bleichung betroffen.

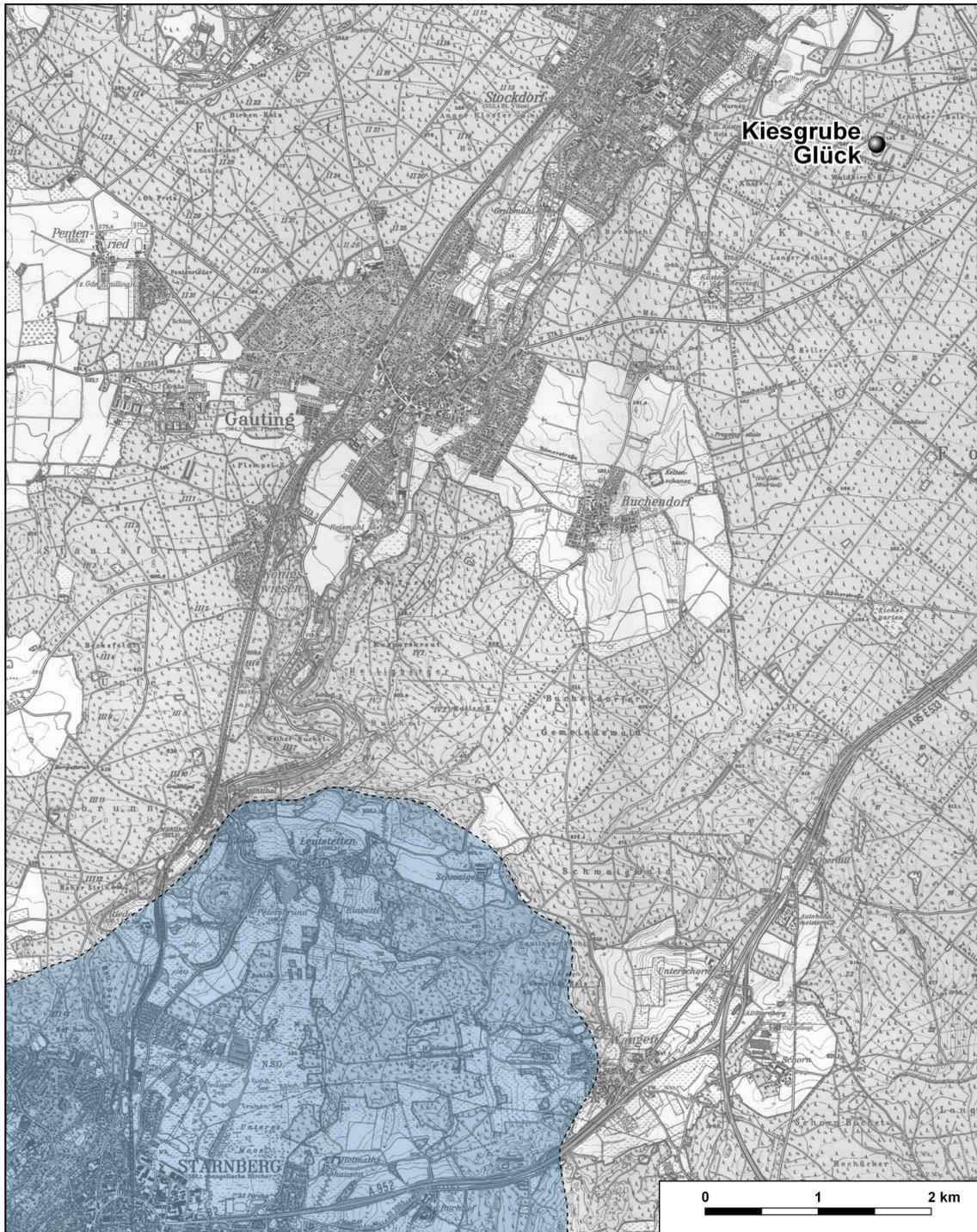


Abb. 8.2.4 Lage der Kiesgrube Glück in Relation zum würmzeitlichen Isar-Loisachgletscher. Die Position des Gletschers wurde anhand der Endmoränenwälle rekonstruiert. (Karthographie: Udo Beha, Geographisches Institut, Universität zu Köln).

Die als Folge des längeren Sedimenttransportes zu erwartende vollständige Bleichung der Sedimente wird durch stratigraphisch konsistente Datierungsergebnisse in den Kiesgruben Römer, Eble (Baltringen), Schlechtenfeld, Buxheim, Gärtner sowie den Aufschlüssen in Unterföhring bestätigt (Anhang C 2). Von den Kiesgruben Eichelsteig, Scholterhaus und Offingen wurden aufgrund der Aufschlusssituation nur Einzelproben beziehungsweise Proben aus unterschiedlichen Profilwänden entnommen. Ein Altersvergleich mit über- oder unterlagernden Proben ist daher nicht möglich.

Auch die Proben SAU 1 und SAU 2 aus dem Bereich der Isarmündung zeigen eine stratigraphisch konsistente Altersabfolge. Während jedoch die Probe SAU 2 ein IRSL-Alter von etwa 25 ka hat, liegt das Alter der Probe SAU 1 bei etwa 300 ka. Dieses Alter ist im Sinne einer Zuordnung der Sedimente zur Niederterrasse überbestimmt. Die Ursache der Überbestimmung wird auch aufgrund des langen Sedimenttransportes nicht in der unvollständigen Bleichung gesehen, sondern scheint materialbedingt, denn in der Kiesgrube steht umgelagertes Molasse-Material an, das optisch von den Sedimenten der Isarschüttung kaum zu unterscheiden ist.

Eine stratigraphisch konsistente Altersabfolge zeigen auch die Proben BIT 1-6 in der Kiesgrube Bittelschieß in der Andelsbachrinne und implizieren die vollständige Bleichung der Sedimente (Abb. 7.5.2, Anhang C 2). Das Alter der Probe BIT 7 hingegen ist deutlich höher als die Alter der darunter liegenden Proben BIT 1-6. Bei der Probe BIT 7 wird eine unvollständige Bleichung des Sediments nicht zuletzt deswegen vermutet, weil die Probe einem Schotterpaket entnommen wurde, das unmittelbar unter einer Grundmoräne liegt. Es ist also anzunehmen, dass das Sediment nur entsprechend kurz transportiert wurde. Auch die Probe BIT 8 zeigt ein höheres Alter als jene der darunter liegenden Proben. Bei dieser Probe wird aber nicht unbedingt eine unvollständige Bleichung des Sediments als Ursache des höheren Alters gesehen, sondern eine Umlagerung vermutet. Im Profil war eine Faltung des Sediments zu erkennen, die auf tektonische Bewegung zurückgeführt wird. Damit entstammt die Probe BIT 8 wahrscheinlich älteren Sedimenten, die umgelagert wurden.

8.3 Der Einfluss von ‚anomalous fading‘

Für die Sedimente im Untersuchungsgebiet wurden ‚fading‘-Experimente mit zwei unterschiedlichen Methoden durchgeführt. Die ‚fading‘-Experimente, die für drei Proben aus der Münchner Schotterebene, dem Risstal und dem Mindeltal mittels

„dose recovery“-Test durchgeführt wurden, haben gezeigt, dass eine applizierte Labordosis auch nach sechsmonatiger Lagerung innerhalb eines Fehlers von 10 % reproduziert werden konnte (Abb. 6.4.10). Dieses Ergebnis zeigt, dass keine Unterbestimmung des IRSL-Alters durch einen Verlust des Lumineszenzsignals der untersuchten Proben vorliegt und impliziert damit, dass die untersuchten Feldspatproben nicht von „anomalous fading“ betroffen sind.

In einem zweiten „fading“-Experiment, das nach der in Kapitel 6.4.4 beschriebenen Methode nach AUCLAIR et al. (2003) durchgeführt wurde, bestätigen sich die Ergebnisse des „dose recovery fading“-Tests allerdings nicht. In diesem Experiment wurden für alle untersuchten Proben „fading“-Raten mit einem g-Value von 4-6 % pro Dekade (Kap. 6.4.4) bestimmt und damit ein deutlicher Signalverlust der Proben aufgezeigt (Tabelle 6.4.2). Die ermittelten „fading“-Raten wurden zur Alterskorrektur der Proben nach der Methode von HUNTLEY & LAMOTHE (2001) verwendet. Wie bereits in Kapitel 6.4.4 beschrieben, ist diese Korrekturmethode aber bevorzugt nur auf Proben anzuwenden, deren Wachstumsverhalten linear ist (vgl. Kap. 5.6.3). Ein lineares Wachstum zeigen im Untersuchungsgebiet nur die Feldspatproben VIS und OFF, alle anderen Proben zeichnen sich durch exponentielle Wachstumskurven aus. Für die Alterskorrektur der von „anomalous fading“ betroffenen Proben würde dies bedeuten, dass ein „fading“-korrigiertes Alter immer noch unterbestimmt sein könnte (BUYLAERT et al. 2007).

Ein Problem der „fading“-Korrektur des Alters der Proben stellt die unvollständige Bleichung der Sedimente dar. Die „fading“-Korrektur einer unvollständig gebleichten Probe, deren Äquivalenzdosis (ED) überbestimmt ist, führt zu einer Überbestimmung des korrigierten Alters. Gute Beispiele dafür sind die Feldspatproben GLK 4 und GLK 5. Wie bereits in Kapitel 8.2 beschrieben, sind beide Proben zu schlecht gebleicht, als dass eine stratigraphisch konsistente ED berechnet werden konnte. Zwar wurden mit der ED-Berechnung nach PREUSSER et al. (2007) die niedrigsten ED-Werte aus der Dosisverteilung extrahiert, um eine ED zu bestimmen; da der im Untersuchungsgebiet dominierende Bleichtyp sich als gleichmäßig unvollständige Bleichung zeigt, ist davon auszugehen, dass die ermittelten ED-Werte immer noch überbestimmt. Eine „fading“-Korrektur dieser unvollständig gebleichten Proben würde zu einer weiteren Überbestimmung des IRSL-Alters führen.

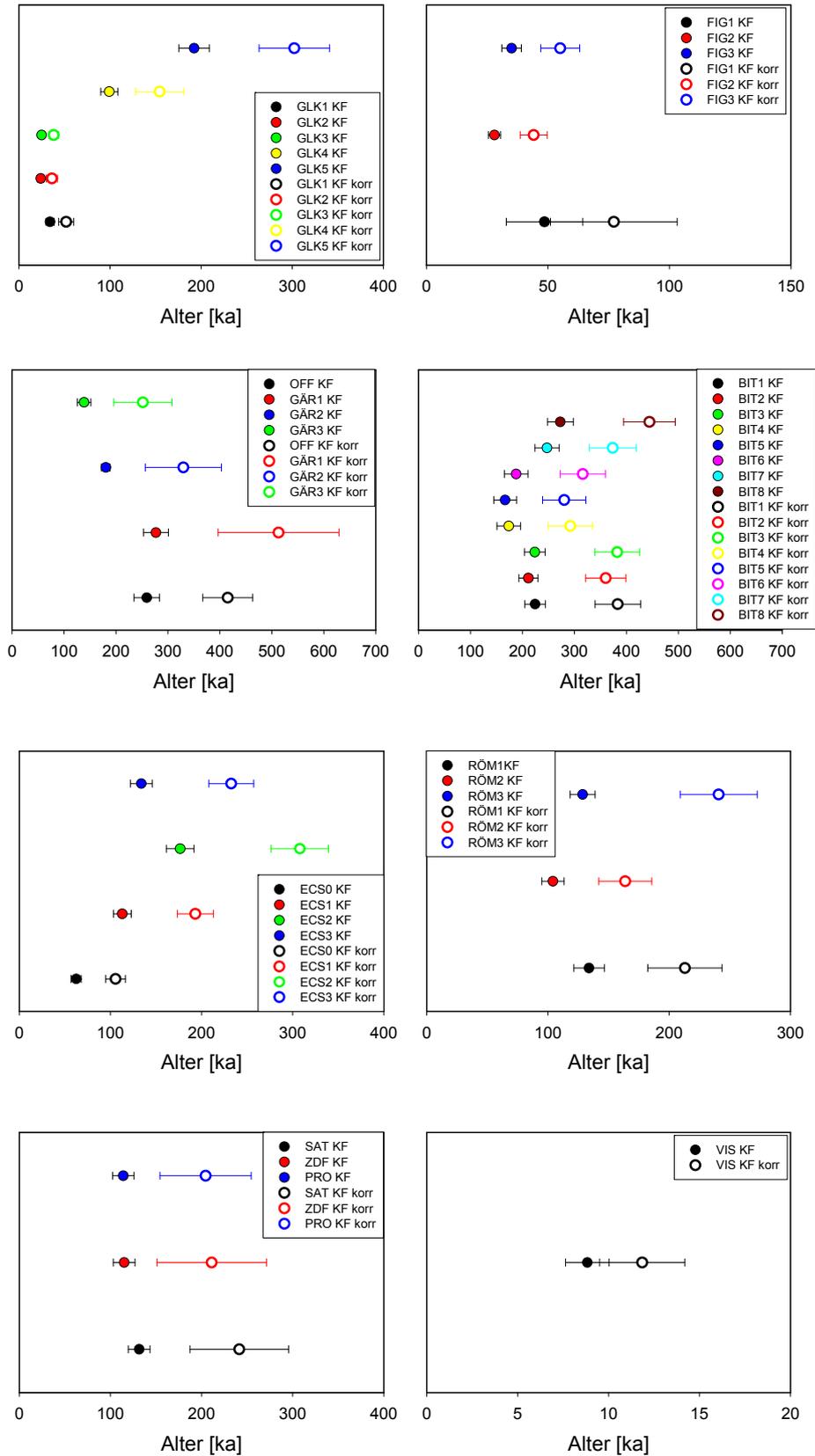


Abb. 8.3.1 Vergleich von unkorrigierten und ‚fading‘-korrigierten IRSL-Altern. Für Grobkornproben erfolgte die Berechnung des Alters mit ED-Werten auf Basis der Methode nach PREUSSER et al. (2007) (DRT+15 %). Die Altersberechnung der Feinkornproben erfolgte auf Basis der ED-Kalkulation mit dem arithmetischen Mittel.

Gelingt es also nicht, eine niedrige ED aus der Verteilung einer unvollständig gebleichten Probe zu extrahieren, die eine vollständig gebleichte Teilprobe repräsentiert, wird ein ‚fading‘-korrigiertes Alter, wie bei den Proben GLK 4 und GLK 5 sowie bei den Proben des Aufschlusses Figlis immer überbestimmt sein (Abb. 8.3.1).

Während die unvollständig gebleichten Proben GLK 4 und GLK 5 vor der ‚fading‘-Korrektur bereits überbestimmt waren, sind sie es nach der Korrektur umso mehr. Die Proben GLK 1, GLK 2 und GLK 3 hingegen, die morphostratigraphisch einer Akkumulation vor der Schüttung der Niederterrasse zugeordnet werden, zeigen ‚fading‘-unkorrigierte Alter zwischen 24 ± 3 ka und 34 ± 5 ka. Die Alter dieser Sedimente, die der Hochterrasse im Würmtal zugeordnet werden, sind sehr jung. Eine ‚fading‘-Korrektur der Feldspatalter ergibt ein Ergebnis von 30-60 ka.

Auch für die Proben des Aufschlusses Figlis konnten aufgrund von unvollständiger Bleichung keine stratigraphisch konsistenten Alter bestimmt werden. Nach der ‚fading‘-Korrektur sind die IRSL-Alter umso stärker überbestimmt. Eine andere Probe, deren erwartetes Alter aufgrund der stratigraphischen Zuordnung zeitlich relativ gut eingrenzbar war, ist die Probe VIS, die aus einem Sediment stammt, das einer spätglazialen oder aber holozänen Schüttung der Niederterrasse zugeordnet wird. Ein unkorrigiertes Feldspatalter der Probe VIS liegt bei 8 ± 1 ka, was eher eine holozäne Ablagerung des Sediments als eine spätglaziale Ablagerung impliziert. Das ‚fading‘-korrigierte Alter hingegen liegt bei 12 ± 2 ka und würde sich damit konsistent mit der stratigraphischen Zuordnung des Sediments zum Spätglazial zeigen. Eine ‚fading‘-Korrektur der Probe SAU 2 hingegen, die der Schüttung der Niederterrasse im Hochglazial zugeordnet wird, würde die Ablagerung des Sediments ins Mittelwürm stellen, was auch nicht unwahrscheinlich wäre.

Aufgrund der gegensätzlichen Ergebnisse der beiden durchgeführten ‚fading‘-Experimente kann im Rahmen dieser Untersuchung keine eindeutige Aussage für oder wider eines Signalverlustes durch ‚anomalous fading‘ getroffen werden. Während die Experimente auf Basis des ‚dose recovery‘-Tests gegen einen Einfluss von ‚anomalous fading‘ sprechen, implizieren die Experimente nach AUCLAIR et al. (2003) einen Signalverlust der Feldspäte im Untersuchungsgebiet. Zur morphostratigraphischen Zusammenfassung der Datierungsergebnisse werden daher neben den IRSL-Altern auch ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter angegeben.

9. Morphostratigraphische Einordnung der Datierungsergebnisse

Die Altersberechnung der im Rahmen dieser Untersuchung datierten glazifluvialen Sedimente ist mit großen Unsicherheiten behaftet. In Kapitel 8.1 wurde gezeigt, dass die berechneten OSL-Alter der Quarzproben aufgrund ihrer Lumineszenzeigenschaften zur chronostratigraphischen Gliederung nicht geeignet sind. Daher stützt sich die Diskussion der Datierungsergebnisse allein auf die berechneten Feldspatalter. Infolge des im Untersuchungsgebiet verbreiteten Bleichtyps der gleichmäßigen unvollständigen Bleichung des Lumineszenzsignals kann jedoch nicht völlig ausgeschlossen werden, dass die berechneten IRSL-Alter überbestimmt sind (vgl. Kap 8.2). Zudem konnte nicht zweifelsfrei geklärt werden, ob ‚anomalous fading‘ einen Einfluss auf die Altersbestimmung der Sedimente hat. Daher werden in diesem Kapitel neben den IRSL-Altern auch die ‚fading‘-korrigierten IRSL-Alter zur chronostratigraphischen Einordnung der Datierungsergebnisse angegeben.

9.1 Morphostratigraphische Einheit der Niederterrasse

Im Illertal, in der Münchner Schotterebene und an der Isarmündung wurden Niederterrassenablagerungen in den Aufschlüssen Figlis, Glück, Aubing, Lochhausen, Sautorn, Freiham und Vilser beprobt (JERZ 1987, UNGER 1995, FELDMANN 1991a, HABBE 1986). Die Untersuchung des Bleichverhaltens ergab, dass alle Proben im Illertal und der Münchner Schotterebene, die eine Schüttung der Niederterrasse während der letzten Vergletscherung repräsentieren, unvollständig gebleicht sind. Demzufolge zeigen die Proben mehrheitlich überbestimmte IRSL-Alter, die zwischen 28 ± 3 ka und 192 ± 17 ka beziehungsweise zwischen 44 ± 6 ka und 270 ± 35 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter) liegen. Lediglich eine Probe, die im Bereich der Isarmündung (Probe SAU 2) entnommen wurde, impliziert mit einem IRSL-Alter von 26 ± 2 ka beziehungsweise 37 ± 6 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter) eine vollständige Bleichung des Lumineszenzsignals vor der letzten Ablagerung. Obwohl palynologische Untersuchungen im Alpenvorland mehrere Kältephasen während der letzten Eiszeit belegen und daher angenommen wurde, dass neben der Schüttung der Niederterrasse im letzten Hochglazial weitere Terrassen akkumuliert wurden, wird eine mögliche Ablagerung der altersüberbestimmten Sedimente aus dem Illertal (Proben FIG1-3) und der Münchner Schotterebene (Proben GLK 4-5, AUB, LOC) im Mittelwürm oder im Frühwürm aufgrund stratigraphisch inkonsistenter Alter ausgeschlossen (vgl. Kap. 8.2).

Die Schüttung der Niederterrasse wird daher anhand der Probe SAU 2 in den Zeitraum von 26 ± 2 ka beziehungsweise um 37 ± 6 ka (,fading'-korrigiertes IRSL-Alter) eingeordnet (Abb. 9.1).

Darüber hinaus wurden in der Münchner Schotterebene im Aufschluss Vilser spätglaziale Niederterrassensedimente und im Aufschluss Freiham eine Deckschicht der Niederterrasse beprobt (Abb. 7.1.6, 7.1.10). Das Alter der Niederterrasse (Probe VIS) weist auf eine Akkumulation um 8 ± 1 ka oder aber um 12 ± 2 ka (,fading'-korrigiertes IRSL-Alter) hin, was entweder für die holozäne oder aber die spätglaziale Ablagerung spricht. Die Datierung der Lössdeckschicht der Niederterrasse (Probe FRI) ergab ein IRSL-Alter von 20 ± 3 ka beziehungsweise 29 ± 5 ka (,fading'-korrigiertes IRSL-Alter), wobei zu berücksichtigen ist, dass sowohl das IRSL-Alter als auch das ,fading'-korrigierte IRSL-Alter aufgrund von ,thermal transfer' um bis zu 5 % überbestimmt sind (Abb. 9.1).



Abb. 9.1 IRSL-Alter (a) und ,fading'-korrigierte IRSL-Alter (b) der Niederterrassenablagerungen der Münchner Schotterebene und an der Isarmündung. Spätglaziale Niederterrasse (dunkelgrau), Deckschicht der Niederterrasse (schwarz), Niederterrasse (hellgrau).

9.2 Morphostratigraphische Einheit der Hochterrasse im Isartal und im Würmtal

In der Münchner Schotterebene wurden in den Aufschlüssen Unterföhring drei Proben (SAT, ZDF und PRO) datiert, die morphostratigraphisch Hochterrassenablagerungen im Isartal darstellen (Abb. 7.1.7 - 7.1.9). Die IRSL-Alter der Proben deuten eine Akkumulation der Sedimente zwischen 114 ± 12 ka und 132 ± 12 ka an. ,Fading'-korrigierte IRSL-Alter implizieren hingegen eine Ablagerung zwischen 170 ± 43 ka und 240 ± 60 ka.

Sedimente aus dem Würmtal (Proben GLK 1-3), die nach JERZ (1987) ebenfalls als Hochterrassenschotter erachtet werden (Abb. 7.1.2), zeigen konsistente IRSL-Alter zwischen 21 ± 2 ka und 34 ± 5 ka sowie ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter zwischen 32 ± 4 ka und 52 ± 8 ka (Abb. 9.2). Anhand der Datierungsergebnisse implizieren diese Alter eine Ablagerung der Sedimente in der letzten Eiszeit anstelle der von JERZ (1987) angenommenen Akkumulation während der Risseiszeit.

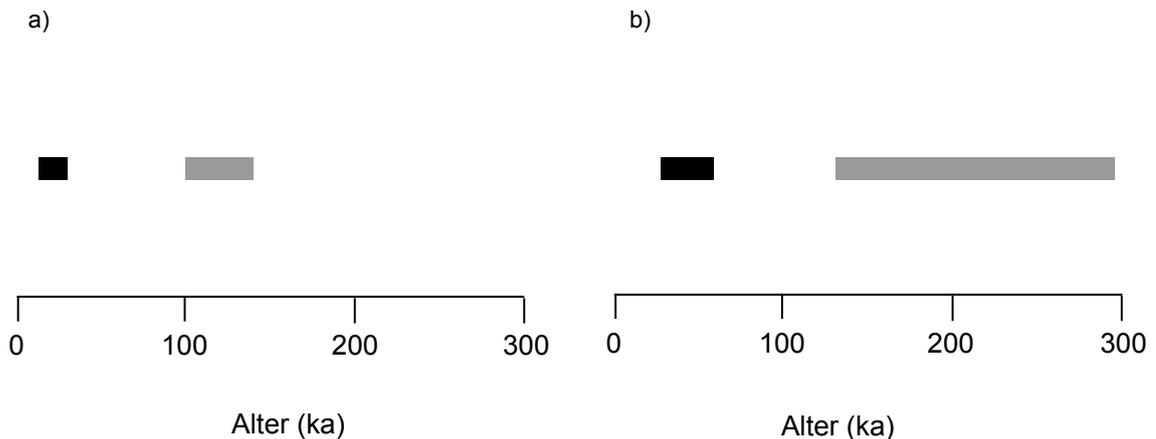


Abb. 9.2 IRSL-Alter (a) und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter (b) der Hochterrassenablagerungen im Würmtal (schwarz) und im Isartal (grau).

9.3 Morphostratigraphische Einheit der Unteren Hochterrasse

9.3.1 Risstal

Ablagerungen, die der Unteren Hochterrasse im Risstal zugeordnet werden, wurden in den Kiesgruben Röhm (Proben RÖM 1-3) und Eble (Proben BAL 1-3) untersucht. Diese Sedimente zeigen IRSL-Alter zwischen 129 ± 10 ka und 160 ± 14 ka sowie ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter zwischen 203 ± 29 ka und 253 ± 35 ka (Abb. 9.3).

9.3.2 Illertal

Die Datierung der Unteren Hochterrasse im Illertal aus der Grube Buxheim zeigt IRSL-Alter von 121 ± 10 ka beziehungsweise ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter von 197 ± 25 ka für die Proben BUX 1-2 (Abb. 9.3). Diese Alter korrelieren zeitlich mit den Datierungsergebnissen der Sedimente der Unteren Hochterrasse im Risstal.

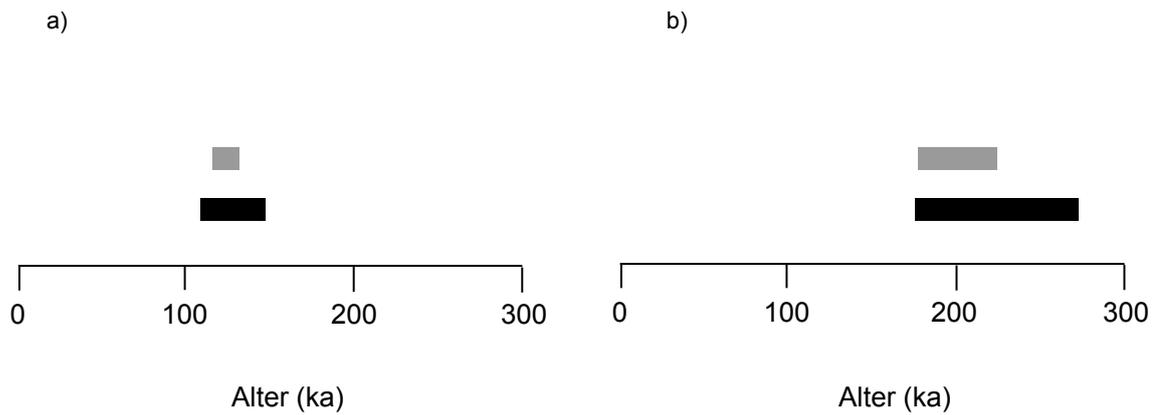


Abb. 9.3 IRSL-Alter (a) und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter (b) der Sedimente der Unteren Hochterrassen im Risstal (schwarz) und im Illertal (grau).

9.4 Morphostratigraphische Einheit der Oberen Hochterrasse im Risstal

Ablagerungen der Oberen Hochterrasse wurden im Risstal an den Standorten Kiesgrube Eichelsteig (Proben ECS 1-3) und Kiesgrube Scholterhaus (Probe SHS) datiert. Die Ergebnisse implizieren eine fluviale Akkumulation zwischen 113 ± 10 ka und 177 ± 15 ka, beziehungsweise zwischen 166 ± 17 ka und 308 ± 32 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter). Die stark streuenden IRSL-Alter sind auf die Probenahme an unterschiedlichen Profilwänden der Kiesgrube Eichelsteig zurückzuführen. Da es in einem ‚braided river‘-Abflusssystem immer wieder zu Verlagerungen der Abflussrinnen, verbunden mit Erosion und Akkumulation einzelner Rinnen, kommen kann, ist nicht auszuschließen, dass Rinnen, die während einer Akkumulation verfüllt wurden, zu einem späteren Zeitpunkt erodiert und anschließend wieder verfüllt wurden. Insofern müssen die Alter der Proben nicht zwingend in konsistenter Abfolge zueinander stehen.

Werden die Einzelergebnisse in der Kiesgrube Eichelsteig genauer betrachtet, zeigen die Proben ECS 1 und ECS 3 IRSL-Alter zwischen 113 ± 10 ka und 134 ± 12 ka sowie ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter zwischen 166 ± 17 ka und 233 ± 25 ka (Abb. 9.4). Diese Ergebnisse korrelieren mit den Altern, die für Ablagerungen der Unteren Hochterrasse im Risstal und im Illertal berechnet wurden (vgl. Abb. 9.3). Das IRSL-Alter der Probe ECS 2, das bei 177 ± 15 ka beziehungsweise bei 308 ± 32 ka (‚fading‘-korrigiertes IRSL-Alter) liegt, weist hingegen auf eine fluviale Akkumulation hin, die zeitlich vor der Schüttung der Unteren Hochterrasse stattgefunden hat. Das Alter der Probe ECS 2 wird durch die Datierung der Probe SHS aus der Grube Scholterhaus

gestützt, die ein IRSL-Alter von 173 ± 15 ka beziehungsweise 300 ± 30 ka (,fading'-korrigiertes IRSL-Alter) hat (Abb. 9.4). Damit implizieren die Datierungsergebnisse eine Ablagerung der oberen Hochterrasse im Risstal um 175 ± 15 ka (IRSL-Alter) oder aber um 300 ± 30 ka (,fading'-korrigierte IRSL-Alter).

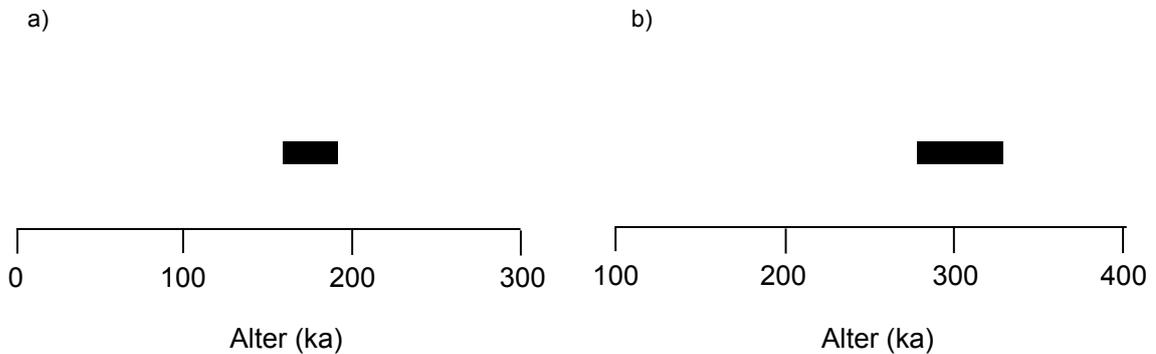


Abb. 9.4 IRSL-Alter (a) und ,fading'-korrigierte IRSL-Alter (b) der Oberen Hochterrasse im Risstal.

9.5 Morphostratigraphische Einheit der Hochterrasse im Kirchener Trockental

Im Kirchener Trockental wurden Hochterrassensedimente beprobt, die während einer Umlenkung des Flusslaufs der Donau abgelagert wurden. Die Datierungsergebnisse (Proben SLF 1-3) deuten auf eine Ablagerung der Sedimente zwischen 135 ± 11 ka und 177 ± 15 ka beziehungsweise zwischen 202 ± 26 ka und 281 ± 38 ka (,fading'-korrigierte IRSL-Alter) hin (Abb. 9.5) und implizieren damit eine Akkumulation, die zeitlich mit der Ablagerung der unteren und der oberen Hochterrasse im Risstal stattgefunden hat.

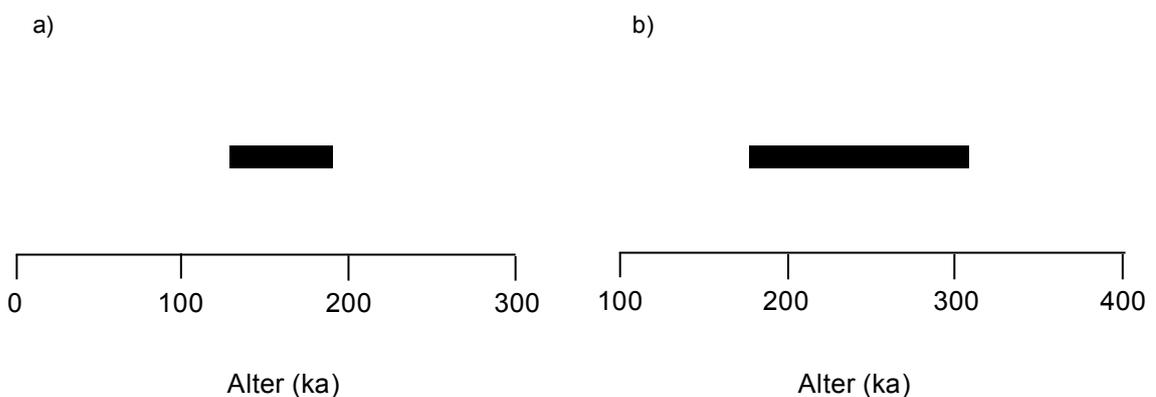


Abb. 9.5 IRSL-Alter (a) und ,fading'-korrigierte IRSL-Alter (b) der Hochterrasse im Kirchental.

9.6 Morphostratigraphische Einheit der Bänderschluße im Andelsbachtal

Über den Älteren Schottern lagern Bänderschluße, die nach ELLWANGER (1990) dem Holstein-Interglazial (MIS 11) zugeordnet werden. Diese Sedimente zeigen konsistente IRSL-Alter zwischen 167 ± 22 ka und 188 ± 23 ka beziehungsweise ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter zwischen 280 ± 42 ka und 316 ± 44 ka (Abb. 9.6). Daher lassen sich die Ergebnisse zeitlich mit der Akkumulation der Oberen Hochterrasse im Ristal verbinden, die erst in der auf das Holstein-Interglazial folgenden Kaltzeit abgelagert wurde. Die Datierungsergebnisse der Bänderschluße deuten folglich eine Umlagerung der als holsteinzeitliche Bildung eingestuften Sedimente an. Gestützt werden die IRSL-Ergebnisse durch palynologische Untersuchungen in der Kiesgrube Bittelschieß, die die Bänderschluße nicht zweifelsfrei als autochthone Bildung einstufen konnten. Eine Umlagerung der Sedimente ist damit wahrscheinlich.

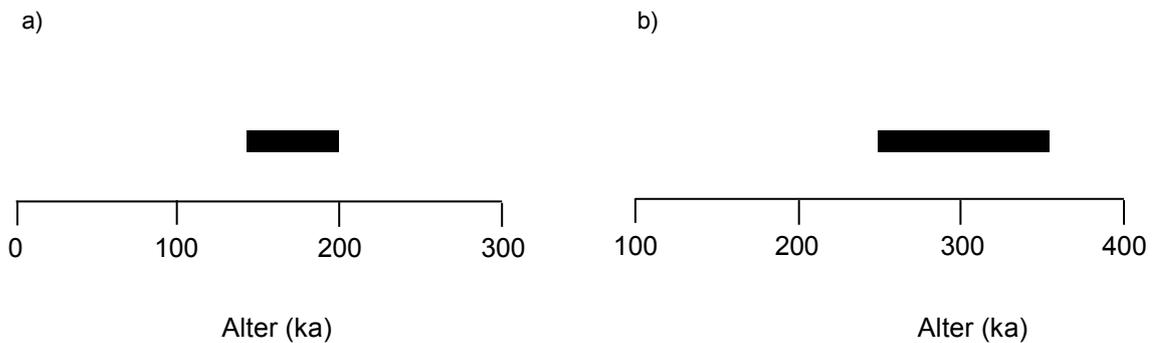


Abb. 9.6 IRSL-Alter (a) und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter (b) der Bänderschluße in der Andelsbachrinne.

9.7 Morphostratigraphische Einheit des Älteren Schotters im Andelsbachtal

In der Andelsbachrinne wurden glazifluviale Schotter untersucht, die älter als die Sedimente der Oberen Hochterrasse sind. Die Datierungsergebnisse implizieren eine Akkumulation des Schotters zwischen 200 ± 18 ka und 224 ± 20 ka oder aber zwischen 341 ± 40 ka und 383 ± 45 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter) (Abb. 9.7).

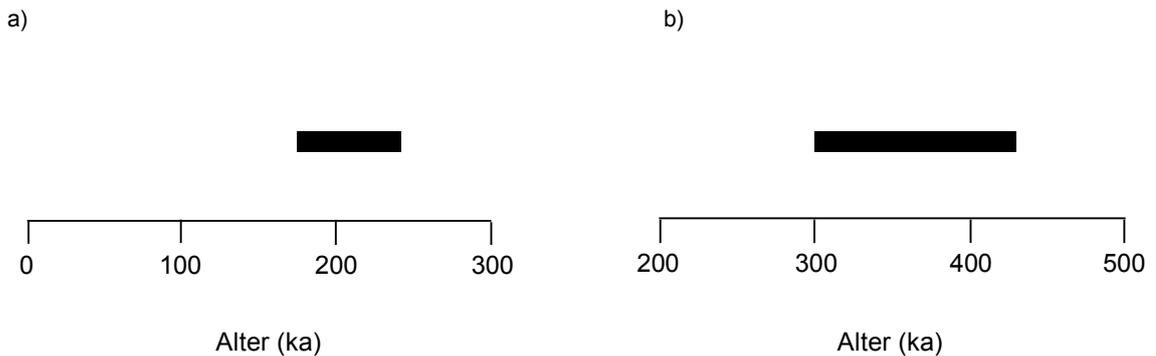


Abb. 9.7 IRSL-Alter (a) und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter (b) des Älteren Schotters in der Andelsbachrinne.

9.8 Morphostratigraphische Einheit des Jüngeren Deckenschotters im Mindeltal

Ablagerungen des Jüngeren Deckenschotters wurden im Mindeltal beprobt. Die IRSL-Datierung zeigt Ergebnisse zwischen 122 ± 13 ka und 277 ± 24 ka beziehungsweise ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter zwischen 251 ± 30 ka und 513 ± 61 ka (Abb. 9.8). Die Proben wurden an unterschiedlichen Standorten entnommen, wobei in der Kiesgrube Offingen die Probe OFF und in der Kiesgrube Gärtner drei Proben (GÄR 1-3) aus zwei unterschiedlichen Profilwänden genommen wurden. Für die Proben OFF und GÄR 1 wurden übereinstimmende IRSL-Alter zwischen 259 ± 24 ka und 277 ± 24 ka beziehungsweise zwischen 415 ± 48 und 513 ± 61 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter) bestimmt (Abb. 9.8).

Die IRSL-Alter der Proben GÄR 2 und GÄR 3 sind mit 150 ± 30 ka beziehungsweise 270 ± 40 ka (‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter) deutlich jünger als die Probe GÄR 1. Dies ist nicht widersprüchlich, da sie einer anderen Profilwand entstammen und im Zuge von Rinnenverlagerung und Erosion im ‚braided river‘-System wahrscheinlich während einer späteren Akkumulation abgelagert wurden. Damit implizieren die Datierungsergebnisse der beiden Kiesgruben im Mindeltal zwei zeitlich voneinander zu trennende fluviale Akkumulationen. Die jüngere korreliert mit dem Zeitraum der Ablagerung der Unteren Hochterrasse im Risstal wohingegen die zweite Akkumulation deutlich älter ist.

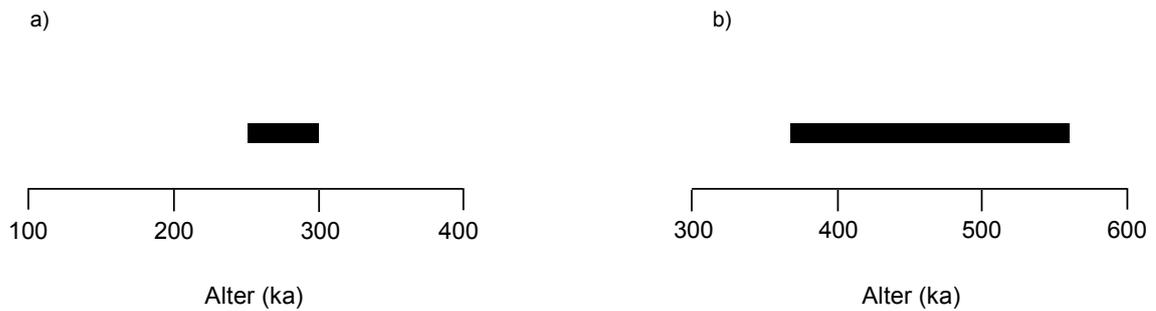


Abb. 9.8 IRSL-Alter (a) und ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter (b) des Jüngeren Deckenschotter im Mindeltal.

9.9 Zusammenfassende Einordnung

Auch wenn die vorgestellten Lumineszenzalter aufgrund von ‚anomalous fading‘ und unvollständiger Bleichung nur relativ unsicher als IRSL-Alter beziehungsweise ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter angegeben wurden, zeigen sie doch zeitlich voneinander zu trennende fluviale Akkumulationen im Alpenvorland auf.

So deuten die Datierungsergebnisse der Proben in der Münchner Schotterebene (GLK 1-3), die von JERZ (1987) als Hochterrassensedimente betrachtet werden auf eine fluviale Ablagerung zusätzlich zur Schüttung der Niederterrasse im Würm hin. Die Datierungsergebnisse der Bänderschluße im Aufschluss Bittelschieß, deren zeitliche Einordnung bislang nicht eindeutig geklärt war, implizieren eine Umlagerung der Sedimente anstelle einer von ELLWANGER (1990) angenommenen autochthonen holsteinzeitlichen Ablagerung (MIS 11). Ebenso konnten anhand der Datierungsergebnisse zumindest im Rheingletschergebiet die Ablagerungen der Unteren und Oberen Hochterrasse sowie des Älteren Schotter zeitlich voneinander unterschieden werden. Die Ablagerung der Hochterrasse in der Münchner Schotterebene kann zeitgleich zur Ablagerung der Unteren Hochterrassen im Risstal und im Illertal angenommen werden. Die IRSL-Alter der Sedimente, die den Jüngeren Deckenschottern im Mindeltal zugeordnet werden, belegen neben einer fluvialen Akkumulation, die mit der Schüttung der Unteren Hochterrassen im Risstal und im Illertal sowie der Hochterrasse im Isartal korreliert, eine weitere, frühere Akkumulation. Die nachfolgende Abbildung 9.9 fasst die Datierungsergebnisse tabellarisch zusammen und Abbildung 9.10 stellt die Ergebnisse graphisch dar.

Morphostratigraphische Einheit	IRSL-Alter	MIS (SPECMAP)	'fading'-korrigiertes IRSL-Alter	MIS (SPECMAP)
spätglaziale Niederterrasse (Isartal)	8±1 ka	1	12±2 ka	1
Deckschicht d. Niederterrasse (Würmtal)	20±3 ka	2	29±5 ka	2
Niederterrasse (Isartal)	26±2 ka	2	37±6 ka	3
Hochterrasse (Würmtal)	21±2 ka - 34±5 ka	2-3	32±4 ka - 52 ±8 ka	3
Hochterrasse (Isartal)	114±12 ka - 132±12 ka	5e-6	170±43 ka - 240±60 ka	6-7
untere Hochterrasse (Risstal)	129±10 ka - 160±14 ka	6	203±29 ka - 253±53 ka	7-8
untere Hochterrasse (Illertal)	121±10 ka	5e-6	197±25 ka	6-7
obere Hochterrasse (Risstal)	175±15 ka	6	304 ±32 ka	8
Hochterrasse (Kirchenertal)	135±11 ka - 177±15 ka	6	202±26 ka - 281±38 ka	7-8
Bänderschluße (Andelsbachtal)	167±22 ka - 188±20 ka	6-7	280±42 ka - 361±44 ka	8-9
Älterer Schotter (Andelsbachtal)	200±18 ka - 224±20 ka	6-7	341±41 - 383±45 ka	9-10
jüngerer Deckenschotter (Mindertal)	260±24 ka - 277±24 ka	8	415±48 ka - 513±61 ka	10-12

Abb. 9.9 Zusammenfassung der Datierungsergebnisse. Neben den IRSL-Altern wurden 'fading'-korrigierte IRSL-Alter der beprobten morphologischen Einheiten angegeben.

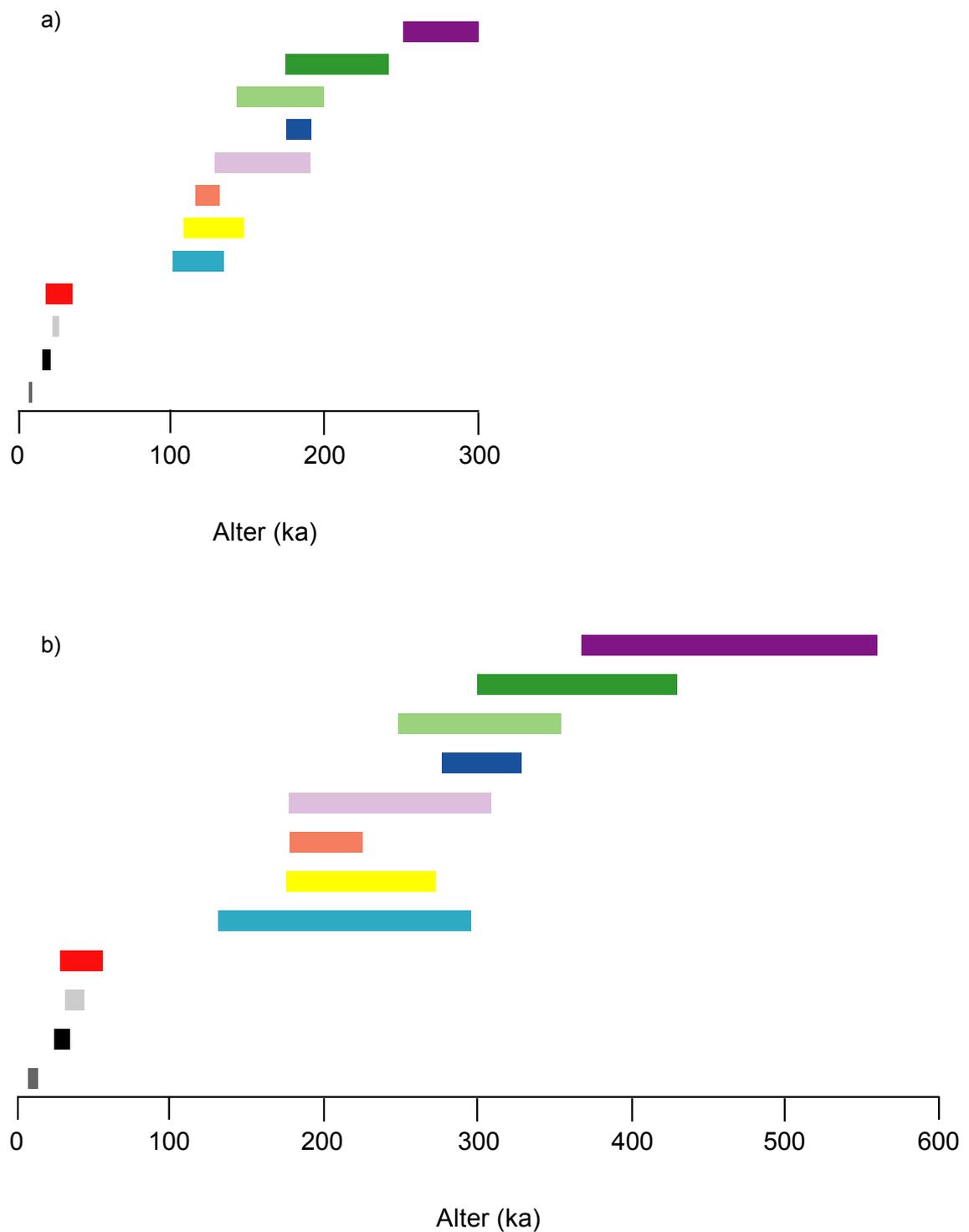


Abb. 9.10 Graphische Darstellung der Alter der glazifluvialen Ablagerungen auf Basis der IRSL-Datierung. a) IRSL-Alter. b) ‚fading‘-korrigierte IRSL-Alter. Die unterschiedlichen Farben stehen für die unterschiedlichen morphostratigraphischen Ablagerungen. Spätglaziale Niederterrasse im Isartal (dunkelgrau), Deckschicht der Niederterrasse im Würmtal (schwarz), Niederterrasse im Isartal (hellgrau), Hochterrasse im Würmtal (rot), Hochterrasse im Isartal (türkis), Untere Hochterrasse im Risstal (gelb), Untere Hochterrasse im Illertal (orange), Hochterrasse im Kirchenertal (fliederfarben), Obere Hochterrasse im Risstal (blau), Bänderschuffe im Andelsbachtal (hellgrün), Älterer Schotter im Andelsbachtal (grün), Jüngerer Deckenschotter im Mindeltal (violett).

10. Zusammenfassung und Ausblick

Das nördliche Alpenvorland ist eine der klassischen Regionen der Pleistozänforschung. PENCK & BRÜCKNER entwickelten Anfang des 20. Jahrhunderts in der Region um Memmingen das System der Glazialen Serie. Darauf aufbauend wird das Alter der eiszeitlichen Ablagerungen im Alpenvorland bis heute mit Sauerstoffisotopenstadien tentativ korreliert. Neue Datierungsmethoden ermöglichen inzwischen die direkte Altersbestimmung der glazigenen Sedimente. Daher ist das Ziel der vorliegenden Studie die Erstellung einer eigenständigen Chronologie der jungquartären glazialen Ablagerungen mittels Lumineszenz-Datierung.

Im Untersuchungsgebiet zeugen Moränen und die mit ihnen verknüpften Terrassenablagerungen von der Präsenz der Gletscher im Alpenvorland. Anhand des Alters der Terrassen wird auf den Zeitraum der Gletschervorstöße aus den Alpen in das Vorland geschlossen. Seit Beginn der Pleistozänforschung wurden zahlreiche Untersuchungen zum Alter der Schmelzwassersedimente im Alpenvorland durchgeführt. Würmzeitliche Ablagerungen können mittels Radiokohlenstoffdatierungen zeitlich eingeordnet werden. Daneben wurde das Alter der Terrassensedimente anhand von TL-Datierungen der über den Terrassen liegenden Deckschichten bestimmt. Eine Datierung quartärer Schotterkörper des Alpenvorlandes im Rahmen einer systematischen Untersuchung wurde bislang aber noch nicht durchgeführt. In dieser Studie wurden vorwiegend Terrassenablagerungen sedimentologisch gut untersuchter Aufschlüsse beprobt. Ein Grossteil der beprobten Sedimente stammt aus Typuslokalitäten, wie beispielsweise das Risstal oder das Würmtal in der Münchner Schotterebene.

Ein Terrassenkörper besteht hauptsächlich aus Kies unterschiedlicher Korngröße. Zur Lumineszenz-Datierung kann aber nur Sediment schluffiger bis mittelsandiger Korngröße verwendet werden, weshalb Terrassenkörper nur dort beprobt werden können, wo Sandlinsen oder Sandlagen, die auf langsamere Abflussverhältnisse hindeuten, in die Kiese eingebettet sind. Aus diesem Grund wurde mangels geeigneten Sediments in einigen Kiesgruben nur eine Probe zur Datierung genommen, was eine sichere Aussage über das Alter einer Akkumulation erschwert. Bei gegebener Aufschlusssituation wurde eine stratigraphische Einheit in unterschiedlichen Tiefen beprobt, um die berechneten Sedimentationsalter miteinander vergleichen zu können. Eine stratigraphisch konsistente Abfolge von Lumineszenzaltern impliziert dabei ein

schlüssiges Datierungsergebnis. Zur Validierung dieser Ergebnisse wurde die Quarz- und Feldspatfraktion der beprobten Sedimente parallel untersucht um durch die vergleichende Datierung zweier unterschiedlicher Minerale derselben Probe eine zusätzliche Sicherheit zu gewährleisten.

Die Datierung der Proben erfolgte mit dem SAR-Protokoll für Quarz von MURRAY & WINTLE (2000). Für die Datierung der Feldspäte wurde das SAR-Protokoll von WALLINGA et al. (2000a) und seine Weiterentwicklungen nach PREUSSER (2003) sowie BLAIR et al. (2005) verwendet. Da glazifluviatile Sedimente von einer unvollständigen Bleichung des Lumineszenzsignals vor der Ablagerung betroffen sein können, wurde zur Berechnung der Äquivalenzdosis (ED) die Methode nach PREUSSER et al. (2007) angewendet. Anders als bei der Mittelwertberechnung mit dem arithmetischen Mittel, werden bei dieser Methode nicht alle Einzelwerte berücksichtigt, sondern nur niedrige ED-Werte, von denen erwartet wird, dass sie vollständig gebleichte Teilproben repräsentieren. Auf diese Weise wird versucht, einer Altersüberbestimmung infolge unvollständiger Bleichung entgegenzuwirken. Die Anwendung der Methode nach PREUSSER et al. (2007) auf die Proben im Untersuchungsgebiet zeigte, dass sie nur für unvollständig gebleichte Proben geeignet ist, die aus einer Mischung vollständig gebleichter Mineralkörner sowie unvollständig gebleichter Körner besteht. Dies gilt ebenso für alle anderen ED-Kalkulationsmethoden, die darauf abzielen, niedrige Einzelwerte einer Verteilung zu extrahieren (vgl. OLLEY et al. 1998, GALBRAITH et al. (1999) oder FUCHS & LANG (2001). Für die unvollständig gebleichten Sedimente im Untersuchungsgebiet, die sich mehrheitlich durch eine gleichmäßig unvollständige Bleichung auszeichnen, konnte mit der Methode nach PREUSSER et al. (2007) daher keine ED, die vollständig gebleichte Teilproben repräsentiert, berechnet werden.

Von der Altersüberbestimmung infolge unvollständiger Bleichung waren vor allem die Proben der Niederterrassenablagerungen aus den Kiesgruben Glück und Figlis betroffen, deren Sedimente proximal, mit einer Transportstrecke von etwa fünf Kilometern nur unweit der Endmoränen des Isar-Loisach- und des Illergletschers im letzten Hochglazial, abgelagert wurden. Es zeigte sich, dass die zunehmende Länge der Transportstrecke eine positive Wirkung auf den Grad der Bleichung der Sedimente hatte, so dass aufgrund einer stratigraphisch konsistenten Altersabfolge in den Kiesgruben im Risttal, im Mindeltal, im Isartal, in der Andelsbachrinne und an der Isarmündung eine vollständige Bleichung der Sedimente angenommen wurde. Daraus wurde geschlossen, dass zur Rückstellung des Lumineszenzsignals ein

Sedimenttransport von mindestens fünf Kilometern Länge erforderlich ist, wobei diese Angabe vor allem von der Trübe des Wassers abhängt. Für diejenigen Proben im Untersuchungsgebiet, die als Einzelproben im Aufschluss entnommen wurden, konnte keine gesicherte Aussage bezüglich der Rückstellung des Lumineszenzsignals anhand über- und unterlagernder Proben getroffen werden. Bei einer Transportstrecke über fünf Kilometer wird für diese Proben aber eine vollständige Bleichung der Sedimente erwartet.

Bei der Berechnung der Sedimentationsalter wurde eine Diskrepanz zwischen Quarz- und Feldspataltern deutlich, die vor allem Proben betraf, die morphostratigraphisch als Hochterrassenablagerungen oder Jüngerer Deckenschotter eingestuft werden. In Experimenten wurde nachgewiesen, dass die relative Altersunterbestimmung der Quarze auf eine nicht vorhandene schnell bleichbare Signalkomponente („fast component“) des Lumineszenzsignals zurückzuführen ist. Untersuchungen zeigten, dass alle beprobten Quarze im Untersuchungsgebiet diese Lumineszenzeigenschaft besitzen. Die Altersdiskrepanz zwischen Quarz- und Feldspataltern wird im Gegensatz zu den Proben, die Hochterrassenablagerungen und Jüngeren Deckenschotter entnommen wurden, bei den Niederterrassensedimenten aber nicht deutlich. Als Ursache dafür wird eine thermische Stabilität der Elektronenfallen angenommen, die zeitabhängig ist und bei jüngeren Proben noch gegeben ist, bei älteren Proben jedoch nicht mehr und daher zur Altersunterbestimmung führt (Singarayer & Bailey 2003). Im Rahmen der vorliegenden Untersuchung war es nicht möglich, die Lumineszenzeigenschaften der Quarzminerale weitergehend zu untersuchen. Die Diskussion der Datierungsergebnisse beschränkt sich daher auf die Feldspatproben.

Bei der IRSL-Datierung muss eine mögliche Altersunterbestimmung der Feldspäte, hervorgerufen durch „anomalous fading“, in Betracht gezogen werden. Der Einfluss von „anomalous fading“ auf die Proben im Untersuchungsgebiet wurde mit zwei unterschiedlichen Experimenten untersucht. Während das „fading“-Experiment unter Anwendung von „dose recovery“-Tests einen Signalverlust von „anomalous fading“ ausschloss, wurde in „fading“-Tests nach der Methode von AUCLAIR et al. (2003) ein deutlicher Signalverlust aufgezeichnet. Aufgrund dieser gegensätzlichen Ergebnisse konnte der Einfluss von „anomalous fading“ nicht eindeutig nachgewiesen werden. Daher wurden zur Interpretation der Datierungsergebnisse neben den IRSL-Altern auch die „fading“-korrigierten IRSL-Alter angegeben.

Die berechneten Sedimentationsalter können somit nur als grobe zeitliche Einschätzung der morphostratigraphischen Zuordnung der Sedimente gesehen werden. Die Lumineszenzeigenschaften der Proben und die daraus resultierenden Datierungsergebnisse gelten als zu unsicher, als dass sie zur Erstellung einer eigenständigen Chronologie der glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland verwendet werden könnten. Dennoch weisen die Datierungsergebnisse auf zeitlich voneinander zu unterscheidende fluviatile Akkumulationen hin. So implizieren die Lumineszenzalter neben einer spät- sowie hochglazialen Ablagerung in der Münchner Schotterebene eine weitere Terrassenschüttung seit dem letzten Interglazial. Die Ablagerung der Unteren Hochterrasse im Illertal und im Risstal sowie die Ablagerung der Hochterrasse im Isartal sind parallel verlaufen, wobei die Datierungsergebnisse gegenüber der Schüttung der Oberen Hochterrasse auf eine spätere Akkumulation hinweisen. Ebenso sind die Ablagerungen des Älteren Schotters und des Jüngeren Deckenschotters zeitlich sowohl voneinander zu trennen, als auch von den Ablagerungen der Hochterrassensedimente.

Auch wenn die Datierung der glazifluvialen Sedimente im Alpenvorland weniger zur chronologischen Gliederung der Ablagerungen beitragen konnte, wurden aufgrund der methodischen Untersuchung dennoch neue Erkenntnisse gewonnen.

Die Untersuchungen zeigten, dass die Quarze des Arbeitsgebietes zur chronostratigraphischen Interpretation nicht verwendet werden können. Dadurch wurde deutlich, dass der ‚dose recovery‘-Test, der bislang als einziges Experiment verwendet wurde, um zu beurteilen ob ein Messprotokoll zur Datierung geeignet ist, kritischer betrachtet werden muss. Die Datierung der Quarze hat gezeigt, dass der Test zumindest für diese Proben nicht geeignet war, mit der Reproduktion einer applizierten Labordosis die Lumineszenzeigenschaften der natürlichen Quarzproben nachzustellen. Für die untersuchten Quarzproben kann dies auf die Ausbildung der einzelnen Signalkomponenten im Quarz-OSL-Signal zurückgeführt werden. Grundsätzlich sollten zum ‚dose recovery‘-Test immer auch ‚linear modulated‘- (LM) OSL-Messungen durchgeführt werden, um eine bessere Einschätzung bezüglich der Verteilung der Elektronenfallen im Kristallgitter der Quarze zu erhalten.

Vor allem in methodischer Hinsicht haben die vielfältigen experimentellen Untersuchungen neue Erkenntnisse zum Lumineszenzverhalten der Proben im Alpenvorland ergeben. Zwar konnte das ursprüngliche Ziel der Arbeit, eine

eigenständige Chronologie der jungquartären Ablagerungen im Alpenvorland aufzustellen, nicht erreicht werden, doch kann die vorliegende Untersuchung aus methodischer Sicht bei der Bearbeitung ähnlicher Fragestellungen sicherlich hilfreich sein.

11. Kurzzusammenfassung

Das nördliche Alpenvorland ist aufgrund seiner geographischen Lage im Übergangsbereich zwischen ozeanisch und kontinental geprägtem Klima von besonderem Interesse für die Paläoklimaforschung. Mit den Arbeiten von PENCK & BRÜCKNER (1901/1909) wurde für das Alpenvorland ein stratigraphisches Konzept vorgelegt, das ein Gerüst für die regionale Vergletscherungsgeschichte in Mitteleuropa darstellt und eine wichtige Grundlage für die Paläoklimaforschung bildet. Darauf aufbauend wird das Alter der eiszeitlichen Ablagerungen bis heute mit Sauerstoffisotopenstadien tentativ korreliert. Neue Datierungsmethoden ermöglichen inzwischen die direkte Altersbestimmung der glazigenen Sedimente. Daher ist das Ziel der vorliegenden Untersuchung die Erstellung einer eigenständigen Chronologie der jungquartären Ablagerungen.

Die systematische Datierung von glazifluvialen Terrassenablagerungen im bayerischen Alpenvorland mittels Lumineszenz wurde bislang noch nicht durchgeführt. Durch die vergleichende Altersbestimmung der untersuchten Mineralfraktionen Quarz und Kaliumfeldspat soll eine interne Kontrolle der Messergebnisse ermöglicht werden. Die Datierung erfolgte unter Verwendung der SAR-Protokolle von MURRAY & WINTLE (2000) für Quarz und WALLINGA et al. (2000a) sowie deren Weiterentwicklungen nach PREUSSER (2003b) und BLAIR et al. (2005) für Kaliumfeldspäte.

Glazifluviale Sedimente können von unvollständiger Bleichung betroffen sein. Daher wurde zur Berechnung der Äquivalenzdosis (ED) die Methode nach PREUSSER et al. (2007) angewendet. Die Anwendung dieser Methode auf die Proben im Untersuchungsgebiet zeigte, dass sie nur für unvollständig gebleichte Proben geeignet ist, die aus einer Mischung vollständig gebleichter Teilproben sowie unvollständig gebleichter Teilproben besteht. Für die unvollständig gebleichten Sedimente im Untersuchungsgebiet, die sich mehrheitlich durch eine gleichmäßig unvollständige Bleichung auszeichnen, konnte mit der Methode nach PREUSSER et al. (2007) keine ED, die vollständig gebleichte Teilproben repräsentiert, berechnet werden.

Von der Altersüberbestimmung infolge unvollständiger Bleichung waren vor allem die Proben der Niederterrassenablagerungen aus den Kiesgruben Glück und Figlis betroffen deren Sedimente proximal, mit einer Transportstrecke von etwa fünf Kilometern nur unweit der Endmoränen des Isar-Loisach- und des Illergletschers im letzten Hochglazial, abgelagert wurden. Es zeigte sich aber, beispielsweise bei den Proben aus

dem Ristal und dem Mindeltal, dass die zunehmende Länge der Transportstrecke eine positive Auswirkung auf den Grad der Bleichung der Sedimente hat. Daraus wurde abgeleitet, dass zur vollständigen Rückstellung des Lumineszenzsignals ein Sedimenttransport von mindestens fünf Kilometern Länge erforderlich ist.

Bei der Berechnung der Sedimentationsalter wurde eine Diskrepanz zwischen Quarz- und Feldspataltern beobachtet. In Experimenten wurde nachgewiesen, dass die relative Altersunterbestimmung der Quarze auf eine nicht vorhandene, schnell bleichbare Signalkomponente („fast component“) des Lumineszenzsignals zurückzuführen ist. Die Datierungsergebnisse der Quarzminerale wurden als ungeeignet angesehen und zur chronostratigraphischen Interpretation nicht verwendet. Die Diskussion der Datierungsergebnisse beschränkte sich daher auf die Feldspatproben.

Bei der IRSL-Datierung muss ein möglicher Signalverlust der Feldspäte, hervorgerufen durch „anomalous fading“, in Betracht gezogen werden. Der Einfluss von „anomalous fading“ auf die Proben im Untersuchungsgebiet wurde mit zwei unterschiedlichen Experimenten untersucht, konnte aber aufgrund widersprüchlicher Ergebnisse nicht eindeutig nachgewiesen werden. Daher wurden zur Interpretation der Datierungsergebnisse neben den IRSL-Altern auch die „fading“-korrigierten IRSL-Alter angegeben.

Die Lumineszenzeigenschaften der Proben sind zu unsicher als dass die daraus resultierenden Datierungsergebnisse zur Erstellung einer eigenständigen Chronologie der glazifluvialen Ablagerungen im Alpenvorland verwendet werden könnten. Die berechneten Sedimentationsalter können somit nur als zeitliche Einschätzung der morphostratigraphischen Zuordnung der Sedimente gesehen werden. Dennoch weisen die Datierungsergebnisse auf zeitlich voneinander zu unterscheidende fluviatile Akkumulationen hin.

Zwar konnte das ursprüngliche Ziel der Arbeit, eine eigenständige Chronologie der jungquartären Ablagerungen im Alpenvorland aufzustellen, nicht erreicht werden, die vielfältigen experimentellen Untersuchungen haben aber zu neuen Erkenntnissen zum Lumineszenzverhalten der Proben im Alpenvorland geführt.

12. Abstract

The northern Alpine Foreland is of major interest for paleoclimatic research due to its location within the transition from oceanic to continental climate. PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) developed the original stratigraphical concept, which provided a framework for the regional glacial history of Central Europe and a base for paleoclimatic research. The age of glacial deposits has previously been correlated with Marine Isotope Stages (MIS), but improved dating methods allow the estimation of sediment ages directly. The aim of the present study therefore was to develop an independent chronology for Upper Quaternary deposits.

A systematic investigation of terrace gravel in the northern Alpine Foreland by optical dating has not been done before, and a comparative study of quartz and potassium feldspar minerals was applied to gain internal control of the dating results. For quartz minerals the SAR-Protocol of MURRAY & WINTLE (2000) was used, while potassium feldspars were dated using the SAR-Protocol of WALLINGA et al. (2000a), together with adjustments by PREUSSER (2003b) and BLAIR et al. (2005).

To identify partial bleaching of glaciofluvial sediments, the technique of PREUSSER et al. (2007) was applied for equivalent dose (ED) calculation. In order to distinguish completely bleached ED-values from partially bleached distributions using the method of PREUSSER et al. (2007), samples must consist of a mixture of well bleached and partially bleached sediment. Results showed that this method was not applicable to the samples in this study area, as the incompletely reset samples were affected by a uniform partial bleaching of the mineral grain, which means that all grains were reset to the same amount without being completely bleached. Therefore it was not possible to calculate an ED-value that was representative of a fully bleached sample.

Proglacial samples from the sites of Glück and Figlis in the river Würm valley and the river Iller valley were particularly affected by age overestimation due to incomplete bleaching. These samples were deposited 'less' than five kilometres in front of the terminal moraines of the last glacial maximum. Samples from the Riss and Mindel river valleys, that were deposited 'more' than five kilometres in front of the terminal moraines appeared to be completely bleached. Consequently, it was concluded, that fluvial transport of at least five kilometres is required to zero the luminescence signal.

When calculating depositional ages, quartz and feldspar minerals showed a clear discrepancy which was due to an undeveloped 'fast component' in the luminescence

signal. Quartz results were therefore excluded from the chronostratigraphic discussion, and so the interpretation was based only on IRSL-ages derived from the potassium feldspar fraction. When investigating feldspars it is important to take into account the influence of ‘anomalous fading’, and samples from this study were investigated using two different techniques, which resulted in opposing results. It was not possible therefore to evaluate clearly any effect from ‘anomalous fading’. For this reason both IRSL-ages, and ‘fading corrected’ IRSL-ages were considered for the interpretation.

Due to the luminescence properties of these particular samples, dating results were considered too unreliable to develop an independent chronology for the Upper Quaternary deposits and may only provide a rough estimation. Despite this, the sediment ages calculated for different lithological units reveal different fluvial accumulation events which can be temporally distinguished.

Even though the aim of developing an independent chronology for the glacial deposits in the northern Alpine Foreland was not achieved, various experimental investigations have lead to important new findings regarding the luminescence properties of samples taken from the Alpine Foreland.

Literatur

- ADAMIEC, G. & AITKEN, M. (1998): Dose rate conversion factors: update. - *Ancient TL*, **16** (2): 37-50.
- AG BODEN (1994): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. - Hannover. 391 S.
- AITKEN, M.J. (1985): *Thermoluminescence dating*. - London. 395 S.
- AITKEN, M.J. (1998): *An Introduction to optical dating*. - Oxford, University Press. 267 S.
- ARMITAGE, S.J. & BAILEY, R.M. (2005): The measured dependence of laboratory beta dose rates on sample grain size. - *Radiation Measurements*, **39**: 123-127.
- AUCLAIR, M., LAMOTHE, M. & HUOT, S. (2003): Measurement of anomalous fading for feldspar IRSL using SAR. - *Radiation Measurements*, **37**: 487-492.
- BAILEY, R.M. (2000): The interpretation of quartz optically stimulated luminescence equivalent dose versus time plots. - *Radiation Measurements*, **32**: 129-140.
- BAILEY, R.M. (2003): Paper I: The use of measurement-time dependent single-aliquot equivalent-dose estimates from quartz in the identification of incomplete signal resetting. - *Radiation Measurements*, **37**: 673-683.
- BAILEY, R.M. & ARNOLD, L.J. (2006): Statistical modelling of single grain quartz D_e distributions and an assessment of procedures for estimating burial dose.- *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2475-2502.
- BAILEY, R.M., SMITH, B.W. & RHODES, E.J. (1997): Partial bleaching and the decay from characteristics of Quartz OSL. - *Radiation Measurements*, **27**: 123-136.

- 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.
- BALLARINI, M., WALLINGA, J., MURRAY, A.S., VAN HETEREN, S., OOST, A.P., BOS, A.J.J. & VAN EIJK, C.W.E. (2003): Optical dating of young coastal dunes on a decadal time scale. - *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1011-1017.
- 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.
- BECKER-HAUMANN, R. (1995): Zur Korrelation der Aindlinger Terrassentreppe mit der Mindel-Lech-Platte. - *Geologica Bavarica*, **99**: 165-178.
- BECKER-HAUMANN, R. (2002): Ein neues Konzept für das drittletzte Glazial (Mindel-Glazial) im bayerischen Alpenvorland. - *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, **30**: 173-190.
- BECKER-HAUMANN, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung fluviatiler Terrassenkörper. Die prä-risszeitliche Chronologie und Paläogeographie des Illergletschergebietes, Bayerisches Alpenvorland. - Stuttgart. 332 S.
- BECKER-HAUMANN, R. & FRECHEN, M. (1997): Vergleichende Lumineszenz-Datierungen mit IRSL und TL am Deckschichtenprofil Bobingen/Lechtal. - *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **25**: 617-633.
- BECKER-HAUMANN, R., AKTAS, A. & BRUNNACKER, K. (2001): Erläuterungen zur Geologischen Übersichtskarte des Mindel-Lech-Gebiets 1:100.000. - *Geologica Bavarica*, **106**: 109-228.

- BIBUS, E. & KÖSEL, M. (1996): Paläopedologische Klimazeugen zur Untergliederung des Rißeiszeiten-Komplexes im Rheingletschergebiet. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **46**: 65-90.
- BLAIR, M.W., YUKIHARA, E.G. & MCKEEVER, S.W.S. (2005): Experiences with single-aliquot OSL procedures using coarse-grain feldspars. - *Radiation Measurements*, **39**: 361-374.
- Bloos, G. (1968): Die risszeitlichen Donauschotter und die Frage des Schmiechdurchbruchs bei ehingen a.d. Donau.-Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver. N.F. **50**: 149-167.
- BØTTER-JENSEN, L. & DULLER, G.A.T. (1992): A new system for measuring optically stimulated luminescence from quartz samples. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **20**: 549-553.
- BØTTER-JENSEN, L., MCKEEVER, S.W.S. & WINTLE, A.G. (2003): *Optically Stimulated Luminescence Dosimetry*. - Amsterdam. 355 S.
- BØTTER-JENSEN, L., DULLER, G.A.T., MURRAY, A.S. & BANERJEE, D. (1999): Blue light emitting diodes for optical stimulation of quartz in retrospective dosimetry and dating. - *Radiation Protection Dosimetry*, **84**: 335-340.
- BUCH, M.W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösse im Raum Regensburg. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **40**: 63-84.
- Brunnacker, K. (1956): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:25.000 , Blatt Nr. 7142 Strasskirchen. - München.
- Brunnacker, K. (1964): Geologische Karte von Bayern 1:25.000, Blatt Nr. L. 7736, Ismaning mit Erläuterungen. - München.
- 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 linear modulation technique. - *Radiation Measurements*, **32**: 407-411.
- BUYLAERT, J.P., VANDENBERGHE, D., MURRAY, A.S., HUOT, S., DE CORTE, F. & VANDEN HAUTE, P. (2007): Luminescence dating of old (>70 ka) Chinese loess: A comparison of single-aliquot OSL and IRSL techniques. - *Quaternary Geochronology*, **2**: 9-14.
- CHOI, J.H., DULLER, G.A.T. & WINTLE, A.G. (2006): Analysis of quartz LM-OSL curves. - *Ancient TL*, **24**: 9-20.
- CHOI, J.H., MURRAY, A.S., CHEONG, C.S., HONG, D.G. & CHANG, H.W. (2003): The resolution of stratigraphic inconsistency in the luminescence ages of marine terrace sediments from Korea. - *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1201-1206.
- CLARKE, M. L. (1996): IRSL dating of sands: bleaching characteristics at deposition inferred from the use of single aliquots. - *Radiation Measurements*, **26**: 611-620.
- COLLS A.E.L. (1999): Optical dating of fluvial sediments from the Loire Valley, France. - Master of Science thesis (unveröffentlicht). - Oxford University.
- COLLS, A.E.L., STOKES, S., BLUM, M.D. & STRAFFIN, E. (2001): Age limits on the Quaternary evolution of the upper Loire River. - *Quaternary Science Reviews*, **20**: 743-750.
- DANIELS, F., BOYD, C.A. & SAUNDERS, D.F. (1953): Thermoluminescence as a Research Tool. - *Science*, **117**: 343-349.
- Deutsche Stratigraphische Kommission (DSK) (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002.

- DITLEFSEN, C. (1992): Bleaching of K-feldspars in turbid water suspensions: a comparison of photo- and thermoluminescence signals. - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 33-38.
- DRESCHER-SCHNEIDER, R. (2000): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im Riss/Würm-Interglazial und im Früh- und Mittelwürm in der Umgebung von Mondsee. Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen. In: HUSEN VAN, D. (Hrsg.): Klimaentwicklung im Riss/Würm-Interglazial (Eem) und Frühwürm (Sauerstoffisotopenstufe 6-3) in den Ostalpen. - *Mitteilungen der Kommission für Quartärforschung, Österreichische Akademie der Wissenschaften*, **12**: 39-92, Wien.
- DOPPLER, G. (1989): Zur Stratigraphie der nördlichen Vorlandsmolasse in Bayerisch Schwaben. - *Geologica Bavarica*, **94**: 83-133.
- DULLER, G.A.T. (1991): Equivalent dose determination using single aliquots. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **18**: 371-378.
- DULLER, G.A.T. (1992): Comparison of equivalent doses determined by thermoluminescence and infrared stimulated luminescence for dune sands in New Zealand. - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 39-43.
- DULLER, G.A.T. (1994): Luminescence dating of sediments using single aliquots: new procedures. - *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)*, **13**: 149-156.
- DULLER, G.A.T. (1995): Luminescence dating using single aliquots: methods and applications. - *Radiation Measurements*, **24**: 217-226.
- DULLER, G.A.T. (1996): Recent developments in luminescence dating of quaternary sediments. - *Progress in Physical Geography*, **20**: 127-145.

- DULLER, G.A.T., BØTTER-JENSEN, L. & MURRAY, A.S. (2000): Optical dating of single sand-sized grains of quartz: sources of variability. - *Radiation Measurements*, **32**: 453-457.
- EBERL, B. (1930): Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorland. - Augsburg. 427 S.
- ELLWANGER, D. (1983): Der Rückzug des würmeiszeitlichen Iller-Vorlandgletschers. - *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins*, N.F., **65**: 291-306, Stuttgart.
- ELLWANGER, D. (1990): Würmzeitliche Drumlinformungen bei Markelfingen (Westlicher Bodensee, Baden-Württemberg). - *Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver.*, N.F., **72**: 411-434.
- ELLWANGER, D., BIBUS, E., BLUDAU, W., KÖSEL, M. & MERKT, J. (1995): XI. Baden-Württemberg. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. Berlin, Stuttgart: 255-295.
- FEHRENTZ, M. & RADTKE, U. (2001): Luminescence dating of Pleistocene outwash sediments of the Senne area (Eastern Münsterland, Germany). - *Quaternary Science Reviews*. **20**: 725-729.
- FELDMANN, L. (1989): Der würmeiszeitliche Isar-Loisachgletscher. - *GeoArchaeoRhein*, **2**: 103-120.
- FELDMANN, L. (1991a): Neue Untersuchungen zur "Fluvioglazialen Serie" im Bereich der Münchner Schotterebene. - *Freiburger Geographische Hefte*, **33**: 107-119.
- FELDMANN, L. (1991b): Die Entwicklung der Münchner Schotterebenen seit der Rißeiszeit. - *Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München*, **76**: 23-38.

- FELDMANN, L., GEISSERT, F., SCHIRMER, U. & SCHIRMER, W. (1991): Die jüngste Niederterrasse der Isar nördlich München. - Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, **1991** (3): 127-144.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2001): Lumineszenzalter von Quartärablagerungen im Donautal und im Tertiärhügelland bei Ingolstadt (Bayern). - Geologica Bavarica, **106**: 259-271.
- FIEBIG, M. & PREUSSER, F. (2003): Das Alter fluvialer Ablagerungen aus der Region Ingolstadt (Bayern) und ihre Bedeutung für die Eiszeitenchronologie des Alpenvorlandes. - Zeitschrift für Geomorphologie N.F., **47**: 449-467.
- FINK, J. (1966): Die Paläogeographie der Donau. - In: LIEPOLT, R.: Limnologie der Donau, Liefg. **2**. Stuttgart: 1-50.
- FRENZEL, B. (1978): Das Problem der Riss/Würm-Warmzeit im deutschen Alpenvorland. - Führer zur Exkursion-Tagung IGCP-Projekt 73/1/24 'Quaternary Glaciations Northern Hemisphere': 103-114.
- FUCHS, M. & LANG, A. (2001): OSL dating of coarse-grain fluvial quartz using single-aliquot protocols on sediments from NE Peloponnes, Greece. - Quaternary Science Reviews, **20**: 783-787.
- 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. & BÜRKERTE, A. (2007): Chronostratigraphy of a sediment record from the Hajar mountain range in the north Oman: Implications for optical dating of insufficiently bleached sediments. - Quaternary Geochronology, **2**: 202-207.

- FULLER, I.C., WINTLE, A.G. & DULLER, G.A.T. (1994): Test of partial bleach methodology as applied to infrared stimulated luminescence of an alluvial sediment from the Danube. - *Quaternary Science Reviews*, **13**: 539-543.
- 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 1, Experimental design and statistical models. - *Archaeometry*, **41**: 339-364.
- GEYH, M. A. (2005): *Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung*. - Darmstadt. 224 S.
- GODFREY-SMITH, D.I., HUNTLEY, D.J., CHEN, W.H. (1988): Optical Dating studies of quartz and feldspar sediment extracts. - *Quaternary Science Reviews* **7**: 373-380.
- GÖTZE, J. (2000): Cathodoluminescence microscopy and spectroscopy in applied mineralogy. - *Freiberger Forschungshefte*, **C 485**.
- GRAUL, H. (1951): Die rißzeitliche Donau-Verlagerung bei Unter Marchtal. - *Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F.*, **33**: 134-144.
- GRAUL, H. (1952): Zur Gliederung der mittelpleistozänen Ablagerungen in Oberschwaben. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **2**: 133-146.
- GRAUL, H. (1953) Über die quartären Geröllfazien im deutschen Alpenvorland. - *Geologica Bavarica*, **19**: 266-280.
- GRAUL, H. (1968): Führer zur zweitägigen Exkursion im nördlichen Rheingletschergebiet August 1968. - *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **20**: 31-78.
- GROTTENTHALER, W. (1997): Zur würmzeitlichen Deglaziationsgeschichte im Mangfallgebiet. - *Geologica Bavarica*, **102**: 393-407.

- GRÜGER, E. (1979a): Spätriß, Riß/Würm und Frühwürm am Samerberg in Oberbayern. - Ein vegetationsgeschichtlicher Beitrag zur Gliederung des Jungpleistozäns. - *Geologica Bavarica*, **80**: 5-64.
- GRÜGER, E. (1979b): Die Seeablagerungen vom Samerberg/Obb. und ihre Stellung im Jungpleistozän. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **29**: 23-34.
- GRÜGER, E. (1983): Untersuchungen zur Gliederung und Vegetationsgeschichte des Mittelpleistozäns am Samerberg in Oberbayern. - *Geologica Bavarica*, **84**: 21-40.
- GRÜN, R. (1989): Die ESR-Altersbestimmungsmethode. Hochschultext. - Berlin. 132 S.
- HABBE, K.-A. (1986): Zur geomorphologischen Kartierung von Blatt Grönenbach (I) - Probleme, Beobachtungen, Schlussfolgerungen. - *Mitt. fränkisch. geogr. Ges.*, **31/32**: 365-479.
- HABBE, K.-A. & RÖGNER, K. (1989): The Pleistocene Iller Glacier and their Outwash Fields. - *Catena Supplement*, **15**: 311-328.
- HENDL, M. (2002): Klima – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): *Physische Geographie Deutschlands*. - Gotha; Stuttgart: 18-126.
- HERING, W.T. (1999): *Angewandte Kernphysik*. - Stuttgart. 328 S.
- HILGERS, A., GEHRT, E., JANOTTTA, A. & RADTKE, U. (2001): A Contribution to the Dating of the Northern Boundary of the Weichselian Loess Belt in Northern Germany by Luminescence Dating and Pedological Analysis. - *Quaternary International*, **76/77**: 191-200.
- HUNTLEY, D. J. & BARIL, M. R. (1997): The K content of K-feldspars being measured in optical and 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.
- HUNTLEY, D.J. & LIAN, O. B. (2006): Some observations on the tunnelling of trapped electrons in feldspars and their implications for optical dating. - *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2503-2512.
- HUNTLEY, D.J., GODFREY-SMITH, D.I., THEWALT, M.L.W. (1985): Optical dating of sediments. - *Nature*, **313**: 105-107.
- HÜTT, G., JAEK, I. & TCHONKA, J. (1988): Optical dating: K-feldspars optical response stimulation spectra. - *Quaternary Science Reviews*, **7**: 381-386.
- HÜTT, G., JUNGER H., KUJANSUU, R. & SAARNISTO, M. (1993): OSL and TL dating of buried podsoils and overlying sands in Ostrobothnia, Western Finland. - *Journal of Quaternary Science*, **8**: 125-132.
- JAIN, M., MURRAY, A.S. & BØTTER-JENSEN, L. (2003): Characterisation of blue light stimulated luminescence components in different quartz samples: implications for dose measurement. - *Radiation Measurements*, **37**: 441-449.
- JERZ, H. (1987): Geologische Karte von Bayern 1: 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7934 Starnberg Nord. - München.
- JERZ, H. (1993): Das Eiszeitalter in Bayern. - Stuttgart. 243 S.
- JERZ, H. (1995): Bayern. - In: BENDA, L. (Hrsg.): *Das Quartär Deutschlands*. Berlin, Stuttgart: 296-326.
- KALCHGRUBER, R., FUCHS, M., & WAGNER, G.A. (2003): Evaluating dose rate distributions in natural sediments using α -Al₂O₃:C grains. *Radiation Measurements*, **37**: 293-297.

- KLASEN, N. (2004): Lumineszenz-Datierung letztglazialer Talfüllungen in Tirol (Ostalpen). Diplomarbeit (unveröffentlicht). - Universität zu Köln.
- KRBETSCHKE, M.R., GÖTZE, J., DIETRICH, A. & TRAUTMANN, T. (1997): Spectral information from minerals relevant for luminescence dating. - *Radiation Measurements*, **27**: 695-748.
- KUHNS, C.K., AGERNAP LARSEN, N. & MCKEEVER, S.W.S. (2000): Characteristics of LM-OSL from several types of quartz. - *Radiation Measurements*, **32**: 413-418.
- KUKLA, G. (2005): Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating. - *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1573-1583.
- LAMOTHE, M. (1988): Dating till using thermoluminescence. - *Quaternary Science Reviews*, **7**: 273-276.
- LAMOTHE, M., AUCLAIR, M., HAMZAOU, C. & HUOT, S. (2003): Towards the prediction of long term anomalous fading of feldspar IRSL. - *Radiation Measurements*, **37**: 493-498.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas. - Jena. 462 S.
- LEGER, M., LÖSCHER, M. & PUISSEGUR, J. (1972): Les terrasses de la vallée de la Mindel en aval de Jettingen. - *Bull. Soc. franç. Quatern.*, **2**: 135-151.
- LI, S.-H. (1994): Optical dating: insufficiently bleached sediments. - *Radiation Measurements*, **23**: 563-567.
- LI, S.-H. & WINTLE A.G. (1992) Luminescence sensitivity change due to bleaching of sediments. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **20**: 567-573.
- LIAN, O. B. & ROBERTS, R. G. (2006): Dating the Quaternary: progress in Luminescence dating of sediments. - *Quaternary Science Reviews*, **25**: 2449-2468.

- LOMAX, J., HILGERS, A., WOPFNER, H., GRÜN, R., TWIDALE, C.R. & RADTKE, U. (2003): The onset of dune formation in the Strzelecki Desert, South Australia. - *Quaternary Science Reviews*, **22**: 1067-1076.
- LÖSCHER, M. (1976): Die Präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - *Heidelberger Geographische Arbeiten*, **40**, Heidelberg.
- LOWE, J. J. & WALKER, M. J. C. (1995): *Reconstructing Quaternary Environments*. - London. 181 S.
- MADSEN A.T., MURRAY, A.S., ANDERSEN, T.J., PEJRUP, M. & BREUNING-MADSEN, H. (2005): Optically stimulated luminescence dating of young estuarine sediments; a comparison with ^{210}Pb and ^{137}Cs dating. - *Marine Geology*, **214**:251-268.
- MEISL, N. K. & HUNTLEY, D. J. (2005): Anomalous fading parameters and activation energies of feldspars. - *Ancient TL*, **23**: 1-8.
- MIALL, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits*. - Berlin. 582 S.
- MIARA, S. (1995). Gliederung der rißeiszeitlichen Schotter und ihrer Deckschichten beiderseits der unteren Iller nördlich der Würmendoränen. - *Münchener Geographische Arbeiten*, **B 22**, München.
- MÜLLER, U. (2001): Die Vegetations- und Klimaentwicklung im jüngeren Quartär anhand ausgewählter Profile aus dem südwestdeutschen Alpenvorland. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Reihe D: Geoökologie und Quartärforschung*, **7**, Tübingen.
- MÜLLER-WESTERMEIER, G. (1990): *Klimadaten der Bundesrepublik Deutschland. Zeitraum 1951-1980*. - Deutscher Wetterdienst. - Offenbach.
- MURRAY, A.S. & OLLEY, J.M. (1998): Determining sedimentation rates using luminescence dating. - In: BURNS. P. & HAAS, H. C. (Hrsg.): *Determination of Sediment Accumulation Rates*. - *GeoResearch Forum*, **5**: 121-144.

- MURRAY, A.S. & ROBERTS, R.G. (1998): Measurement of the equivalent dose in quartz using a regenerative-dose single-aliquot protocol. - *Radiation Measurements*, **29**: 503-515.
- MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (1998): Factors controlling the shape of the OSL decay curve in quartz. - *Radiation Measurements*, **29**: 65-79.
- 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. & 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. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. - *Radiation Measurements*, **37**: 377-381.
- OLLEY, J.M., MURRAY, A.S. & 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.S. (1997): Disequilibria in the uranium decay series in sedimentary deposits at Allen's Cave, Nullarbor Plain, Australia: Implications for dose rate determinations. - *Radiation Measurements*, **27**: 433-443.
- OLLEY, J., CAITCHEON, G. & MURRAY, A.S. (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., CAITCHEON, G.G. & ROBERTS, R.G. (1999): The origin of dose distributions in fluvial sediments and the prospect of dating single grains from fluvial deposits using optically stimulated luminescence. - *Radiation Measurements*, **30**: 207-217.
- PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihren Einfluß auf die Bodengestaltung. - Leipzig. 483 S.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. 1-3. - Leipzig. 1143 S.
- PERKINS, N.K. & RHODES, E.J. (1994): Optical dating of fluvial sediments from Tattershall, U. K. - *Quaternary Science Reviews*, **13**:517-520.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1988): Cosmic ray and gamma ray dosimetry for TL and ESR. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **14**:223-227.
- PRESCOTT, J.R. & HUTTON, J.T. (1994): Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depth and long-term time variations. - *Radiation Measurements*, **23**: 497-500.
- PRESCOTT, J.R. & ROBERTSON, G.B. (1997): Sediment dating by luminescence: A review. - *Radiation Measurements*, **27**: 893-922.
- PREUSSER, F. (1999a): Lumineszenz-Datierung fluviatiler Sedimente. Fallbeispiele aus der Schweiz und Norddeutschland. - *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie*, **3**, Köln.
- PREUSSER, F. (1999b): Luminescence dating of fluvial sediments and overbank deposits from Gossau, Switzerland: fine grain dating. - *Quaternary Science Reviews*, **18**: 217-222.

- PREUSSER, F. (2003a): Lumineszenzdatierung von Sedimenten als Beitrag zur Rekonstruktion der pleistozänen Klimageschichte des Alpenraumes. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, **38**: 95-116.
- PREUSSER, F. (2003b): IRSL dating of K-rich feldpars using the SAR protocol: Comparison with independent age control. - Ancient TL, **21**: 17-23.
- PREUSSER, F. & KASPER, H.U. (2001): Comparison of dose rate determination using high-resolution gamma spectrometry and inductively coupled plasma - mass spectrometry. - Ancient TL, **19**: 19-23.
- PREUSSER, F. & SCHLÜCHTER, CH. (2004): Dates from an important early Late Pleistocene ice advance in the Aare Valley, Switzerland. - Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**: 245-253.
- PREUSSER, F., GEYH, M.A. & SCHLÜCHTER, CH. (2003): Timing of Late Pleistocene climate change in lowland Switzerland. - Quaternary Science Reviews, **22**: 1435-1445.
- PREUSSER, F., RAMSEYER, K. & SCHLÜCHTER, CH. (2006): Characterization of low OSL intensity quartz from the New Zealand Alps. - Radiation Measurements, **41**: 871-877.
- PREUSSER F., BLEI, A., GRAF, H., SCHLÜCHTER, CH. (2007): Luminescence dating of pro-glacial sediments from Switzerland. - Boreas, (im Druck).
- PREUSSER, F., DRESCHER-SCHNEIDER, R., FIEBIG, M., SCHLÜCHTER, CH. (2005a): Re-interpretation of the Meikirch pollen record, Swiss Alpine Foreland, and implications for Middle Pleistocene chronostratigraphy. - Journal of Quaternary Science, **20**: 607-620.
- PREUSSER, F., ANDERSEN, B.G., DENTON, G.H. & SCHLÜCHTER, CH. (2005b): Luminescence chronology of Late Pleistocene glacial deposits of North Westland, New Zealand. - Quaternary Science Reviews, **24**: 2207-2227.

- RAMPE, G. & REINKE, H. (1985): Großwettertypen im Vergleich der Bezugsperioden 1931-1960 und 1951-1980. - *Meteorologische Rundschau*, **38**: 181-184.
- RAMSEYER, K., FISCHER, J., MATTER, A., EBERHARDT, P. & GEISS, J. (1989): A cathodoluminescence microscope for low intensity luminescence. - *Journal of Sedimentary Research*, **59**: 619-622.
- RHEES-JONES, J. (1995): Optical Dating of young Sediments using Fine-Grain Quartz. - *Ancient TL*, **13**: 9-14.
- RHODES, E.J. & POWNALL, L. (1994): Zeroing of the OSL signal in quartz from young glaciofluvial sediments. - *Radiation Measurements*, **23**: 581-585.
- RHODES, E.J. & BAILEY, R.M. (1997): The effect of thermal transfer on the zeroing of the luminescence of quartz from recent glaciofluvial sediments. - *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)*, **16**: 291-298
- RÖGNER, K. (1986): Genese und Stratigraphie der ältesten Schotter der südlichen Iller-Lech-Platte (Bayerisch-Schwaben). - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **36**: 111-119.
- RÖGNER, K. (2002): Zum Quartär auf Blatt Markt Rettenbach. - *Münchener Geographische Abhandlungen*, **A52**:17-43; München.
- RÖGNER, K. (2006): Glazial geprägte Landschaften. - In: GEBHARDT, H., GLASER, R., RADTKE, U. & REUBER, P. (Hrsg.): *Geographie. Physische Geographie und Humangeographie*. München: 332-335.
- RÖGNER, K.J., LÖSCHER, M. & ZÖLLER, L. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). - *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd.*, **70**: 51-73.
- SACHS, L. (1999): *Angewandte Statistik*. – Berlin 882 S.

- SCHÄDEL, K. (1955): Der vorrißeiszeitliche Donaulauf durchs Vilsinger Tal oberhalb Sigmaringen. - Jahreshefte des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg, **110**, Stuttgart.
- SCHÄDEL, K. & WERNER, J. (1965): Untersuchungen zur Aufdeckung glazial verfallter Täler im Donaugebiet von Sigmaringen - Riedlingen. - Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, **7**: 387-422, Freiburg.
- SCHAEFER, I. (1951): Quartärgeologische Exkursion durch die Riß-Lechplatte. - Geologica Bavarica, **6**: 98-114.
- SCHÄFER, I. (1967): Die Räumung des Kirchener-Schmiech-Blau-Talzuges durch die Donau. - Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft in München, **52**: 191-230.
- SCHAEFER, I. (1995): Das Alpenvorland im Zenit des Eiszeitalters. - 2 Bände. - Stuttgart. 1074 S.
- SHELLMANN, G. (1990): Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär des unteren Isar- und angrenzenden Donautales. - Düsseldorfer Geographische Schriften, **29**, Düsseldorf.
- SHELLMANN, G. (2006): Flussterassen. - In: GEBHARDT, H., GLASER, R., RADTKE, U. & REUBER, P. (Hrsg.): Geographie. Physische Geographie und Humangeographie. München. 1096 S.
- SCHIRMER, W. (1983): Die Talentwicklung an Main und Regnitz seit dem Hochwürm. - Geologisches Jahrbuch, **A71**: 11-43, Hannover.
- SCHMIDT, R. (2002) Böden – In: LIEDTKE, H. & MARCINEK, J. (Hrsg.): Physische Geographie Deutschlands. - Gotha; Stuttgart: 256-288.
- SCHÖNWIESE, C.D. (2000): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. - Stuttgart. 298 S.

- SCHREINER, A. (1953): Diluvialgeologische Untersuchungen im Wurzacher Becken (Oberschwaben). - Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins, N.F., **33**: 78-88, Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1985): Erläuterungen zu Blatt 7824 Biberach Nord. - Geologische Karte 1:25 000 Baden-Württemberg: 1-76, Stuttgart.
- SCHREINER, A. (1989): Zur Stratigraphie der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet, Baden-Württemberg. - Jahreshefte des Geologischen Landesamts Baden-Württemberg, **31**: 183-196, Freiburg.
- SCHREINER, A. (1992): Einführung in die Quartärgeologie. - Stuttgart. 257 S.
- SCHREINER, I. & HAAG, T. (1982): Zur Gliederung der Rißeiszeit im östlichen Rheingletschergebiet (Baden-Württemberg). - Eiszeit und Gegenwart, **32**:137-161.
- SCHUMACHER, R. (1981): Untersuchungen zur Entwicklung des Gewässernetzes seit dem Würmmaximum im Bereich des Isar-Loisach- Vorlandgletschers. - Dissertation Universität München, München.
- SEMMELE, A. (1969): Bemerkungen zur Würmlößgliederung im Rhein-Main-Gebiet. - Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, **97**: 395-399, Wiesbaden.
- SEMMELE, A. (1985): Periglazialmorphologie. - Erträge der Forschung, **231**, Darmstadt.
- SEMMELE, A. (1993): Grundzüge der Bodengeographie. - Stuttgart. 120 S.
- SINGARAYER, J.S. & BAILEY, R.M. (2003): Further investigations of the quartz optically stimulated luminescence components using linear modulation. - Radiation Measurements, **37**: 451-458.

- SMITH, B.W. & RHODES, E.J. (1994): Charge movements in quartz and their relevance to optical dating. - *Radiation Measurements*, **23**: 329-333.
- SPOONER, N.A. (1992): Optical dating: preliminary results on the anomalous fading of luminescence from feldspars. - *Quaternary Science Reviews*, **11**: 139-145.
- STREMME, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1988): Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller-Lech-Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). - *Zeitschrift für Geomorphologie N. F., Suppl.-Bd.*, **70**: 51-73.
- STREMME, H., ZÖLLER, L. & KRAUSE, W. (1991): Bodenstratigraphie und Thermolumineszenz-Datierungen für das Mittel- und Jungpleistozän des Alpenvorlandes. - Sonderveröffentlichung des Geologischen Instituts der Universität zu Köln, **82**: 301-315, Köln.
- TSUKAMOTO, S., RINK, W.J. & WATANUKI, T. (2003): OSL of tephritic loess and volcanic quartz in Japan and an alternative procedure for estimating D_e from a fast OSL component. - *Radiation Measurements*, **37**: 459-465.
- UNGER, H.J. (1983): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:50.000. Blatt Nr. L7342 Landshut a.d. Isar. - München.
- UNGER, H.J. (1995): Geologische Karte 1:50.000. Blatt Nr. L7934 München. - München.
- VANDENBERGHE, J. (1995): Timescales, climate and river development. - *Quaternary Sciences Reviews*, **14**: 631-638.
- VANDENBERGHE, D., HOSSAIN, S.M., DE CORTE, F. & VAN DEN HAUTE, P. (2003): Investigation on the origin of the equivalent dose distribution in a Dutch coversand. - *Radiation Measurements*, **37**: 433-439.

- VAN HUSEN, D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. - *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92**: 135-156, Wien.
- VILLINGER, E. (1985) unter Mitarbeit von WERNER, J.: Geologie und Hydrogeologie der pleistozänen Donaurinnen im Raum Sigmaringen-Riedlingen (Baden-Württemberg). - *Abhandlungen des Geologischen Landesamtes Baden-Württemberg*, **11**: 141-203, Freiburg.
- VISOCEKAS, R. (1985). Tunnelling radiative recombination in labradorite: Its association with anomalous fading of thermoluminescence. - *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, **10**: 521-529.
- VISOCEKAS, R. (2002): Tunnelling in afterglow, its coexistence and interweaving with thermally stimulated luminescence. - *Radiation Protection Dosimetry*, **100**: 45-54.
- VISOCEKAS, R., SPOONER, N.A., ZINK, A. & BLANC, P. (1994): Tunnel afterglow, fading and infrared emission in thermoluminescence of feldspars. - *Radiation Measurements*, **23**: 377-385.
- WAGNER, G. A. (1995): Altersbestimmung von jungen Sedimenten und Artefakten. - Stuttgart. 277 S.
- WALLINGA, J. (2002a): On the Detection of OSL Age Overestimation using single aliquot Techniques. - *Geochronometria*, **21**: 17-26.
- WALLINGA, J. (2002b): Optically stimulated luminescence dating of fluvial deposits: a review. - *Boreas*, **31**: 303-322.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S. & WINTLE, A.G. (2000a): The single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol applied to coarse-grain feldspar. - *Radiation Measurements*, **32**: 529-533.

- WALLINGA, J., MURRAY, A.S. & DULLER, G.A.T. (2000b): Underestimation of equivalent dose in single-aliquot optical dating of feldspars caused by preheating. - *Radiation Measurements*, **32**: 691-695.
- WALLINGA, J., MURRAY, A.S. & BØTTER-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.S., 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.
- WANG, X., LU, Y. & ZHAO, H. (2006): On the performances of the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol for Chinese loess: fine quartz and polymineral grains. - *Radiation Measurements*, **41**: 1-8.
- 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.
- WEIDENBACH, F. (1937): Bildungsweise und Stratigraphie der diluvialen Ablagerungen Oberschwabens. - *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, **78**, Beil.-Bd.: 66-108, Stuttgart.
- WEIDENBACH, F. (1988): mit Beitr. von GRAUL, H. & KIDERLEIN, H. Änderungen 1986 von SCHREINER, A., mit Beitr. von HAAG, TH.: Übersichtskarte des Iller-Riss-Gebietes 1:100.000. - Geologisches Landesamt Baden-Württemberg. Stuttgart.
- WEISCHET, W. & ENDLICHER, W. (2000): Regionale Klimatologie Teil 2. Die alte Welt. - Stuttgart. 625 S.
- WELTEN, M. (1981): Verdrängung und Vernichtung der anspruchsvollen Gehölze am Beginn der letzten Eiszeit und die Korrelation der Frühwürm Interstadiale in Mittel- und Nordeuropa. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **31**: 187-202.

- WELTEN, M. (1982): Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngerem Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz. - Beiträge zur geologischen Karte des Schweiz, N.F., **156**, Bern.
- WINTLE, A.G. (1973): Anomalous fading of thermoluminescence in mineral samples. - Nature, **245**: 143-144.
- WINTLE, A.G. (1977): Thermoluminescence dating of minerals traps for the unwary. - Journal of Electrostatics, **3**: 281-288.
- WINTLE, A.G. (1997): Luminescence dating: Laboratory procedures and protocols. - Radiation Measurements, **29**: 769-817.
- WINTLE, A.G. & HUNTLEY, D.J. (1979): Thermoluminescence dating of a deep-sea sediment core. - Nature, **279**: 710-712.
- WINTLE, A.G. & HUNTLEY, D.J. (1980): Thermoluminescence dating of ocean sediments. - Canadian Journal of Earth Sciences, **17**: 348-360.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. (1999): Luminescence sensitivity change in quartz. - Radiation Measurements, **30**: 107-118.
- WINTLE, A.G. & MURRAY, A.S. (2006): A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. - Radiation Measurements, **41**: 369-391.
- WOHLFAHRT, B., GAILLARD, M.J., HAEBERLI, W. & KELTS, K. (1994): Environment and climate in southwestern Switzerland during the last termination, 15-10 ka BP. - Quaternary Science Reviews, **13**: 361-394.

-
- 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.
- ZHAO, H. & LI, S.-H. (2005): Internal dose rate to K-feldspar grains from radioactive
elements other than potassium. - Radiation Measurements, **40**: 84-93.

Anhang A

Anhang A1: Radionuklidkonzentrationen aller untersuchten Proben bestimmt mittels hochauflösender Gammaskpektrometrie sowie Parameter zur Berechnung der Dosisleistung. Der Wassergehalt ist der effektiv gemessene Wassergehalt der einzelnen Proben. Zur Berechnung der Dosisleistung wurde für Proben der Korngrößenfraktionen zwischen 100-300 µm ein mittlerer Wassergehalt kalkuliert, der sich aus einem Minimalwert von 6 % und einem Maximalwert von 18 % zusammensetzt. Für die Fraktion 4-11µm wurde der mittlere Wassergehalt aus den Minimal- und Maximalwerten 10 % und 20 % berechnet.

Region	Probe	Korngröße [µm]	K [%]	Th [ppm]	U [ppm]	W [%]	Tiefe [cm]
Münchner Schotterebene	GLK1	4-11	1,22±0,03	9,63±0,44	2,91±0,10	17,89	950
	GLK2	4-11	0,79±0,02	7,74±0,36	3,07±0,10	26,84	900
	GLK3	200-250	0,44±0,01	3,05±0,14	1,47±0,05	10,04	820
	GLK4	100-150	0,47±0,01	3,17±0,15	1,52±0,05	17,86	720
	GLK5	150-200	0,44±0,01	2,95±0,14	1,77±0,06	16,59	380
	DEU1	250-300	0,63±0,01	2,31±0,11	1,18±0,04	4,75	70
	VIS	100-200	0,23±0,01	1,12±0,05	1,76±0,06	14,76	120
	AUB	250-300	0,31±0,01	1,44±0,07	1,31±0,04	2,48	590
	LOC	250-300	0,29±0,01	1,49±0,07	1,50±0,05	2,27	90
	FRI	4-11	1,11±0,02	9,11±0,42	3,06±0,09	20,61	410
	SAT	200-250	0,50±0,01	2,27±0,10	1,47±0,05	1,11	350
	PRO	4-11	1,60±0,03	6,95±0,32	2,03±0,07	18,92	300
	ZDF	200-250	0,17±0,01	0,52±0,02	1,52±0,05	3,83	440
	SAU1	200-250	0,79±0,02	2,20±0,10	0,49±0,02	3,87	560
	SAU2	100-150	0,62±0,01	3,70±0,17	1,32±0,04	2,08	260
	FEH	100-150	0,64±0,01	3,54±0,16	1,23±0,04	0,61	380
Illertal	FIG1	200-250	0,60±0,01	1,96±0,09	1,01±0,03	16,24	1950
	FIG2	200-250	0,62±0,01	1,92±0,09	1,17±0,04	5,12	1350
	FIG3	200-300	0,86±0,02	2,32±0,10	1,89±0,06	3,86	900
	KLI	250-300	0,49±0,01	2,08±0,10	1,15±0,04	0,60	1300
	BUX1	150-200	0,78±0,02	1,91±0,09	1,08±0,04	0,54	200
	BUX2	150-200	0,90±0,02	2,15±0,10	1,16±0,04	4,71	200

Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang A1

	Probe	Korngröße [μm]	K [%]	Th [ppm]	U [ppm]	W [%]	Tiefe [cm]
Donautal und Risstal	SLF1	200-250	0,89±0,02	2,84±0,13	0,85±0,03	4,41	470
	SLF2	100-150	1,20±0,03	3,88±0,18	1,22±0,04	14,69	430
	SLF3	150-200	0,94±0,02	4,97±0,23	1,44±0,05	8,28	300
	BAL1	250-300	0,87±0,02	2,39±0,11	0,89±0,03	2,95	1300
	BAL2	200-250	0,69±0,01	2,80±0,13	1,12±0,04	4,72	900
	BAL3	200-250	0,88±0,02	2,35±0,11	0,84±0,03	3,47	600
	RÖM1	100-150	0,82±0,02	2,40±0,11	0,94±0,03	8,06	1600
	RÖM2	200-250	0,73±0,02	2,87±0,13	1,19±0,04	7,05	1300
	RÖM3	200-250	1,00±0,02	3,38±0,16	1,52±0,05	4,74	1150
	ECS0	150-200	1,62±0,03	5,33±0,24	2,05±0,07	3,41	1550
	ECS1	150-200	1,61±0,03	4,54±0,21	1,76±0,06	6,91	1350
	ECS2	200-250	0,81±0,02	1,89±0,09	0,75±0,03	3,30	1450
	ECS3	150-200	0,76±0,02	2,44±0,11	0,95±0,04	2,52	600
SHS1	150-200	0,96±0,02	3,81±0,18	2,18±0,07	8,80	2200	
Mindeltal	GÄR1	200-250	0,50±0,01	2,63±0,12	0,45±0,02	6,69	750
	GÄR2	200-250	0,54±0,01	2,19±0,1	1,36±0,05	5,30	650
	GÄR3	200-250	0,42±0,01	1,69±0,08	1,04±0,04	1,14	350
	OFF	150-200	0,53±0,01	2,08±0,1	1,43±0,05	6,50	1050
Andelsbachrinne	BIT1	200-250	0,70±0,02	2,43±0,11	0,78±0,03	0,63	5030
	BIT2	200-250	0,78±0,02	3,14±0,14	0,95±0,03	6,01	5020
	BIT3	150-200	0,78±0,02	3,33±0,15	1,00±0,03	11,84	4880
	BIT4	4-11	1,00±0,02	6,73±0,30	2,10±0,06	17,81	4750
	BIT5	4-11	1,04±0,02	6,81±0,31	2,26±0,08	10,60	4550
	BIT6	4-11	1,22±0,03	6,62±0,30	1,47±0,05	19,09	4350
	BIT7	150-200	0,73±0,02	3,08±0,14	0,86±0,03	5,94	3500
	BIT8	150-200	0,91±0,02	2,66±0,12	0,99±0,03	7,62	2900

Anhang A2: Messparameter, die die bestmögliche Reproduktion einer applizierten Dosis repräsentieren, bestimmt mittels 'dose recovery'-Test (DRT). Die in der Tabelle angegebenen 'preheat'- und 'cut heat'-Temperaturen werden zur ED-Bestimmung verwendet. Liegt das Verhältnis von gemessener zu applizierter Dosis zwischen 0.90-1.10, sind die Messparameter geeignet, eine Labordosis zu reproduzieren. Die 'recycling ratio' sollte zwischen 0.80-1.20 liegen. Für einige Feldspatproben wurde anstelle des 'cutheats' ein 'preheat' zum Vorheizen im Testdosiszyklus verwendet. Dieser ist in der Tabelle durch eine fett gedruckte Schreibweise kenntlich gemacht. IR: infrarot stimulierte Lumineszenz; OSL: blau stimulierte Lumineszenz; k.a.: keine Angabe, eine applizierte Dosis konnte unter den oben gegebenen Kriterien nicht bestimmt werden. Die Probe FRI zeigt, dass eine applizierte Dosis nicht innerhalb eines Fehlers von $\pm 10\%$ reproduziert werden konnte.

Probe	Mineral	Stimulation + Dauer (s)	Messtemperatur °C	'preheat'	'cut heat'/ 'preheat'	gemessene/ applizierte Dosis	'recycling ratio'
GLK1	FK	IR 300	50	290	200	0.94±0.02	1.02±0.01
GLK3	Q	OSL 50	125	240	200	1.02±0.01	0.99±0.04
GLK3	KF	IR 300	50	290	200	0.94±0.02	1.02±0.01
DEU1	KF	IR 300	50	290	200	0.92±0.03	1.06±0.01
DEU1	Q	OSL 50	125	k.a	k.a	k.a	k.a
FIG3	Q	OSL 50	125	240	200	0.94±0.01	0.98±0.03
FIG3	KF	IR 300	50	230	250	0.98±0.01	1.01±0.01
SAU2	Q	OSL 50	125	240	200	0.96±0.02	0.87±0.08
SAU2	KF	IR 300	50	290	310	0.99±0.01	0.98±0.01
FEH	Q	OSL 50	125	k.a	k.a	k.a	k.a
FEH	KF	IR 300	50	k.a	k.a	k.a	k.a
AUB	Q	OSL 50	125	240	200	0.94±0.01	0.97±0.03
AUB	KF	IR 300	50	230	250	1.02±0.01	0.94±0.02
LOC	Q	OSL 50	125	240	200	0.95±0.03	1.07±0.04
LOC	KF	IR 300	50	290	310	1.01±0.01	0.96±0.01
FRI	FK	IR 300	50	290	310	1.11±0.02	0.97±0.01
VIS	Q	OSL 50	125	240	200	1.01±0.03	1.02±0.11
VIS	KF	IR 300	50	290	200	0.96±0.01	0.99±0.02

Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang A 2

Probe	Mineral	Stimulation + Dauer (s)	Messtemperatur °C	„preheat“	„cut heat“/ „preheat“	gemessene/ applizierte Dosis	„recycling ratio“
BAL1	KF	IR 300	50	250	270	1.04±0.01	1.02±0.01
BAL1	Q	OSL 50	125	k.a	k.a	k.a	k.a
RÖM1	KF	IR 300	50	230	250	0.99±0.11	1.01±0.01
RÖM1	Q	OSL 50	125	k.a	k.a	k.a	k.a
SLF3	Q	OSL 50	125	240	200	1.02±0.06	0.98±0.05
SLF3	KF	IR 300	50	250	270	1.03±0.04	0.97±0.03
ECS0	Q	OSL 50	125	240	200	1.01±0.02	0.93±0.03
SHS1	Q	OSL 50	125	240	200	0.99±0.02	0.99±0.05
SHS1	KF	IR 300	50	250	270	1.01±0.01	0.98±0.01
KLI	Q	OSL 50	125	260	200	0.94±0.01	1.01±0.04
KLI	KF	IR 300	50	230	250	0.96±0.04	1.05±0.04
SAT	Q	OSL 50	125	240	200	0.97±0.02	1.02±0.09
SAT	KF	IR 300	50	210	230	1.01±0.01	0.96±0.01
PRO	FK	IR 300	50	210	230	1.04±0.01	1.01±0.07
ZDF	Q	OSL 50	125	240	200	0.98±0.02	1.04±0.09
ZDF	KF	IR 300	50	210	230	0.99±0.02	0.97±0.05
BIT1	Q	OSL 50	125	250	200	1.01±0.02	0.91±0.03
BIT1	KF	IR 300	50	230	250	0.98±0.01	1.03±0.01
BIT4	FK	IR 300	50	210	230	1.05±0.01	1.01±0.01
BUX1	Q	OSL 50	125	240	200	1.01±0.02	0.93±0.04
BUX1	KF	IR 300	50	230	250	0.99±0.01	1.02±0.01
GÄR1	Q	OSL 50	125	260	200	1.03±0.02	0.86±0.05
GÄR1	KF	IR 300	50	230	250	0.97±0.01	1.02±0.01
OFF	Q	OSL 50	125	240	200	0.94±0.02	0.92±0.03
OFF	KF	IR 300	50	210	230	1.01±0.01	0.99±0.01

Anhang A3: Äquivalenzdosen der polymineralischen Feinkornproben (FK) berechnet nach dem arithmetischen Mittel und unter Angabe der relativen Standardabweichung (Relative Standard Deviation (RSD) %).

Region	Probe	Mineral	gemessene/ ausgewertete Aliquots	ED arithm. Mittel [Gy]	RSD %
Münchner Schotterebene	GLK1	FK	18/18	112,16±1,96	7,4
	GLK2	FK	12/12	66,40±1,46	7,6
	FRI	FK	8/8	66,42±1,86	7,9
	PRO	FK	10/10	348,73±17,07	4,8
Andels- bach-rinne	BIT4	FK	9/10	416,42±7,24	5,2
	BIT5	FK	10/10	417,09±7,07	5,3
	BIT6	FK	10/10	438,58±6,52	4,7

Anhang A4: Äquivalenzdosis der Kaliumfeldspäte (KF) berechnet mit dem arithmetischen Mittel unter Angabe der relativen Standardabweichung (RSD %). Die ED nach PREUSSER et al. (2007) wurde mit einer unteren Grenze der Streuung (DRT+10 %) sowie einer oberen Grenze der erwarteten Streuung durch Mikrodosimetrie (DRT+15 %) berechnet. -: es wurde keine ED berechnet, weil weniger als 3 Einzelergebnisse innerhalb der Streuung lagen.

Region	Probe	Mineral	gemessene/ ausgewertete Aliquots	ED arithm. Mittel [Gy]	RSD %	ED Preusser et al. (2007) DRT+15 % [Gy]	ED Preusser et al. (2007) DRT+10 % [Gy]
Münchner Schotterebene und Isarmündung	GLK3	KF	24/34	68,95±4,70	40,6	43,25±2,79	-
	GLK4	KF	15/15	149,61±16,16	10,8	149,61±4,11	137,56±4,27
	GLK5	KF	22/22	354,85±14,22	18,8	325,38±8,10	290,61±8,81
	DEU1	KF	13/25	32,48±2,31	25,6	-	-
	AUB	KF	24/50	182,86±10,81	28,9	-	-
	LOC	KF	18/25	146,89±9,57	27,6	107,69±2,82	83,85±1,72
	VIS	KF	12/12	12,15±0,53	15,1	11,68±0,34	11,68±0,34
	SAT	KF	26/26	198,40±4,17	10,7	198,37±2,52	194,13±2,59
	ZDF	KF	21/21	169,10±9,45	25,6	125,99±2,89	102,15±2,96
	SAU1	KF	20/33	648,19±54,94	8,5	511,40±10,58	443,20±6,26
	SAU2	KF	18/18	45,15±7,14	15,8	43,93±0,83	43,17±0,84
	Illertal	FIG1	KF	26/26	91,84±4,65	25,8	79,72±1,55
FIG2		KF	28/28	105,90±5,70	32,9	47,97±1,68	-
FIG3		KF	25/25	135,50±10,10	33,4	77,13±2,71	-
KLI		KF	25/58	169,60±11,00	23,5	-	-
BUX1		KF	25/25	222,70±5,00	11,2	222,74±3,78	217,90±3,87
BUX2		KF	26/26	220,70±4,30	9,9	220,74±3,36	214,43±3,32

Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang A4

	Probe	Mineral	gemessene/ ausgewertete Aliquots	ED arithm. Mittel [Gy]	RSD %	ED Preusser et al. (2007) DRT+15 % [Gy]	ED Preusser et al. (2007) DRT+10 % [Gy]
Kirchentertal und Risstal	SLF1	KF	24/35	353,75±12,26	16,0	352,94±10,07	307,09±9,14
	SLF2	KF	26/35	370,71±8,26	11,4	370,71±8,68	338,50±7,96
	SLF3	KF	34/34	309,46±7,17	13,5	297,96±7,16	282,62±5,69
	BAL1	KF	29/48	369,67±16,06	23,1	326,75±15,75	284,23±14,76
	BAL2	KF	29/33	372,26±13,72	19,8	260,14±14,02	-
	BAL3	KF	31/33	320,32±13,25	23,9	275,89±9,34	258,49±9,16
	RÖM1	KF	25/25	213,50±5,96	18,6	210,27±2,12	200,23±2,00
	RÖM2	KF	43/50	298,12±8,58	16,3	195,21±6,04	-
	RÖM3	KF	37/37	298,61±9,24	15,9	285,17±3,63	261,58±3,55
	ECS0	KF	23/27	310,43±14,92	23,8	169,96±7,43	-
	ECS1	KF	22/27	301,10±9,70	15,8	300,55±11,50	258,91±8,17
	ECS2	KF	25/30	326,40±10,50	16,1	314,73±6,44	278,03±6,53
	ECS3	KF	25/25	266,50±8,30	15,5	230,73±6,18	-
	SHS1	KF	27/36	418,30±12,44	15,4	380,81±9,54	339,12±8,96
Mindertal	GÄR1	KF	25/25	424,40±7,60	8,9	424,81±5,87	420,36±5,96
	GÄR2	KF	19/23	330,60±14,50	19,2	316,37±7,90	278,32±8,83
	GÄR3	KF	25/25	326,70±14,00	21,4	220,33±8,32	-
	OFF	KF	22/22	373,20±4,95	6,2	373,22±2,78	373,22±2,78
Andelsbach- rinne	BIT1	KF	25/25	382,37±12,25	16,0	377,61±7,01	336,63±7,38
	BIT2	KF	25/25	393,91±11,16	14,2	387,80±6,88	369,22±7,32
	BIT3	KF	25/25	383,54±7,41	9,7	383,54±5,41	374,12±5,38
	BIT7	KF	26/27	387,91±9,37	12,3	384,03±5,83	339,21±6,15
	BIT8	KF	26/30	464,60±11,96	13,1	466,50±5,76	444,44±5,32

Anhang A5: Äquivalenzdosis berechnet über das arithmetische Mittel unter Angabe der relativen Standardabweichung (RSD %) und der Schiefe. Die ED nach PREUSSER et al. (2006) wurde berechnet mit einer einer oberen Grenze der erwarteten Streuung durch Mikrodosimetrie (DRT+20 %). -: es wurde keine ED berechnet weil weniger als 3 Einzelergebnisse innerhalb der Streuung lagen.

Region	Probe	Mineral	gemessene/ ausgewertete Aliquots	ED arithm. Mittel [Gy]	RSD %	ED Preusser et al. (2006) DRT+20 % [Gy]
Münchner Schotterebene und Isarmündung	GLK3	Q	109/120	-	-	21,30±1,86
	GLK4	Q	18/35	118,49±5,30	18,9	115,15±10,95
	GLK5	Q	65/79	83,32±2,93	28,3	63,02±4,84
	AUB	Q	32/48	68,09±4,92	31,7	-
	LOC	Q	36/43	81,45±5,00	36,8	23,15±4,10
	VIS	Q	55/60	11,40±0,32	26,7	9,69±0,96
	SAT	Q	30/30	50,70±1,60	17,8	-
	ZDF	Q	21/21	51,00±3,00	32,4	28,93±7,58
	SAU1	Q	27/55	76,77±6,20	42,0	-
	SAU2	Q	63/76	34,52±1,44	37,47	-
Illertal	FIG1	Q	33/40	45,89±1,73	32,2	43,05±4,41
	FIG2	Q	38/44	38,89±1,44	32,9	35,67±3,17
	FIG3	Q	33/49	43,32±1,58	33,4	34,62±5,17
	KLI	Q	31/58	97,64±7,82	44,6	-
	BUX1	Q	49/52	152,40±6,90	31,6	99,64±6,85
	BUX2	Q	32/40	131,50±7,40	32,0	80,50±6,61
Kirchenertal und Rissstal	SLF1	Q	23/36	116,32±7,91	32,6	94,03±7,21
	SLF2	Q	59/72	189,01±6,91	28,1	67,45±4,19
	SLF3	Q	47/53	143,87±5,75	27,3	88,92±8,79
	ECS0	Q	58/59	137,58±7,64	36,9	69,10±4,93
	ECS1	Q	50/53	178,60±11,40	45,2	107,22±6,24
	ECS2	Q	47/51	107,50±7,00	45,2	38,02±8,95
	ECS3	Q	49/50	129,00±6,60	36,0	55,69±6,68
	SHS1	Q	32/42	157,10±9,60	34,6	111,13±8,31

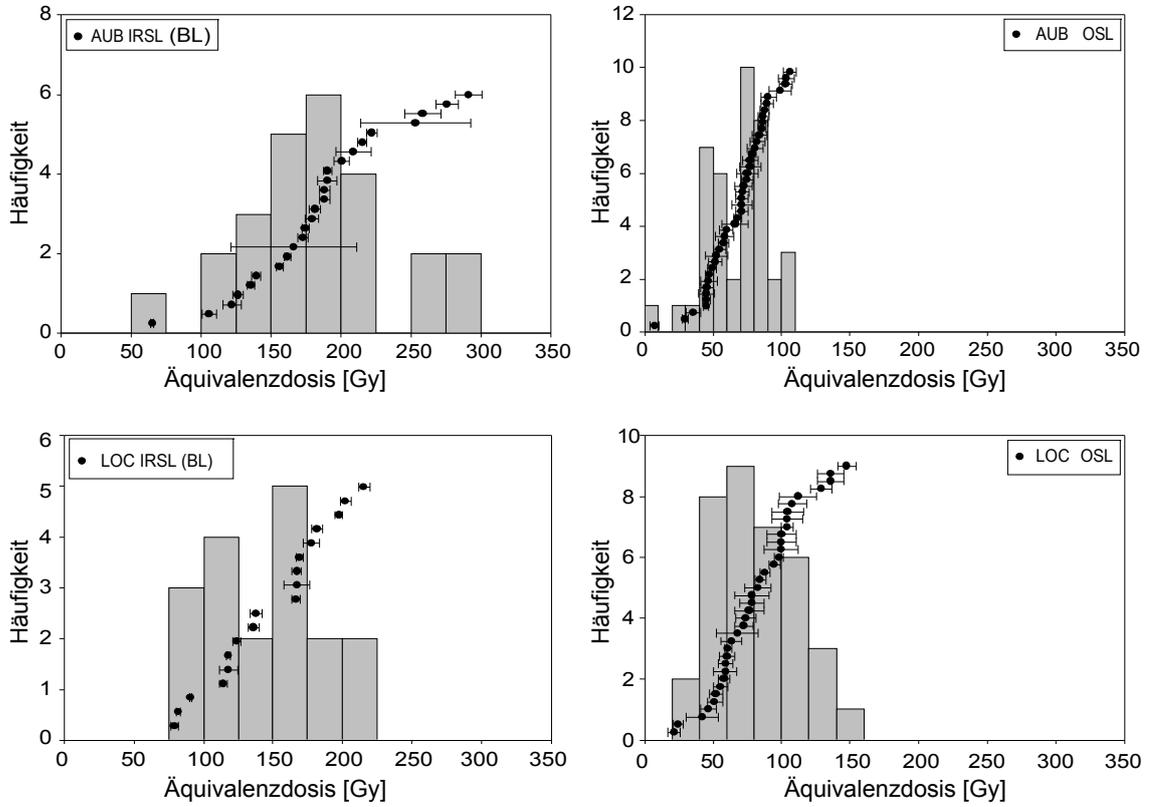
Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang A5

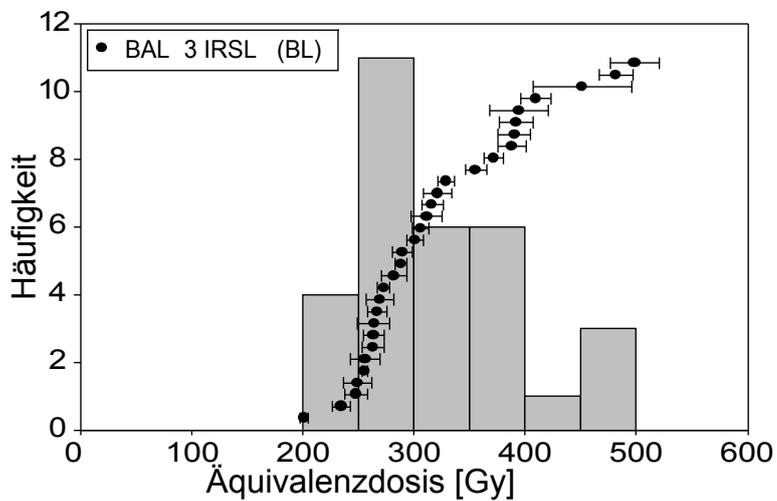
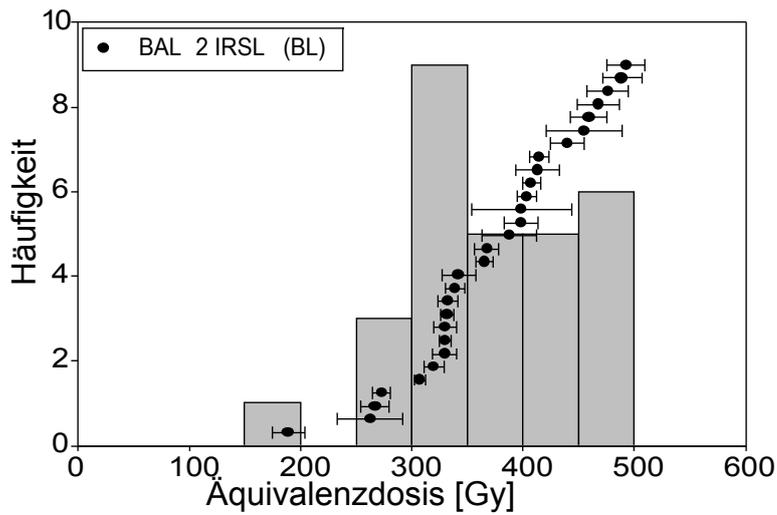
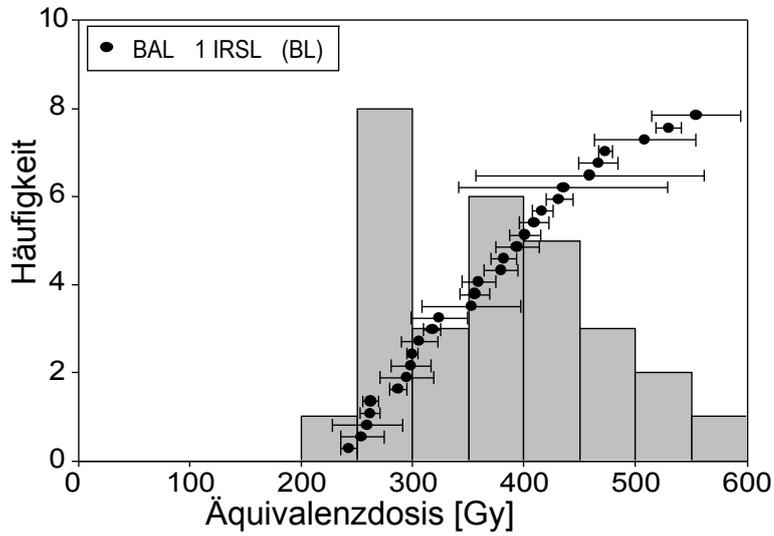
	Probe	Mineral	gemessene/ ausgewertete Aliquots	ED arithm. Mittel [Gy]	RSD %	ED Preusser et al. (2006) DRT+20 % [Gy]
Mindeltal	GÄR1	Q	26/28	187,60±11,80	32,0	127,25±9,35
	GÄR2	Q	26/31	169,14±9,86	38,0	127,81±9,39
	GÄR3	Q	23/31	175,01±17,18	47,1	95,32±11,10
	OFF	Q	26/37	152,20±9,39	31,0	64,65±3,79
Andelsbach- rinne	BIT1	Q	27/35	158,39±7,16	23,4	132,29±9,12
	BIT2	Q	21/33	193,20±13,40	31,7	127,43±9,21
	BIT3	Q	30/45	203,00±10,60	28,7	-
	BIT7	Q	32/48	205,10±9,80	27,0	-
	BIT8	Q	22/50	179,20±11,10	29,2	141,02±11,64

Anhang B

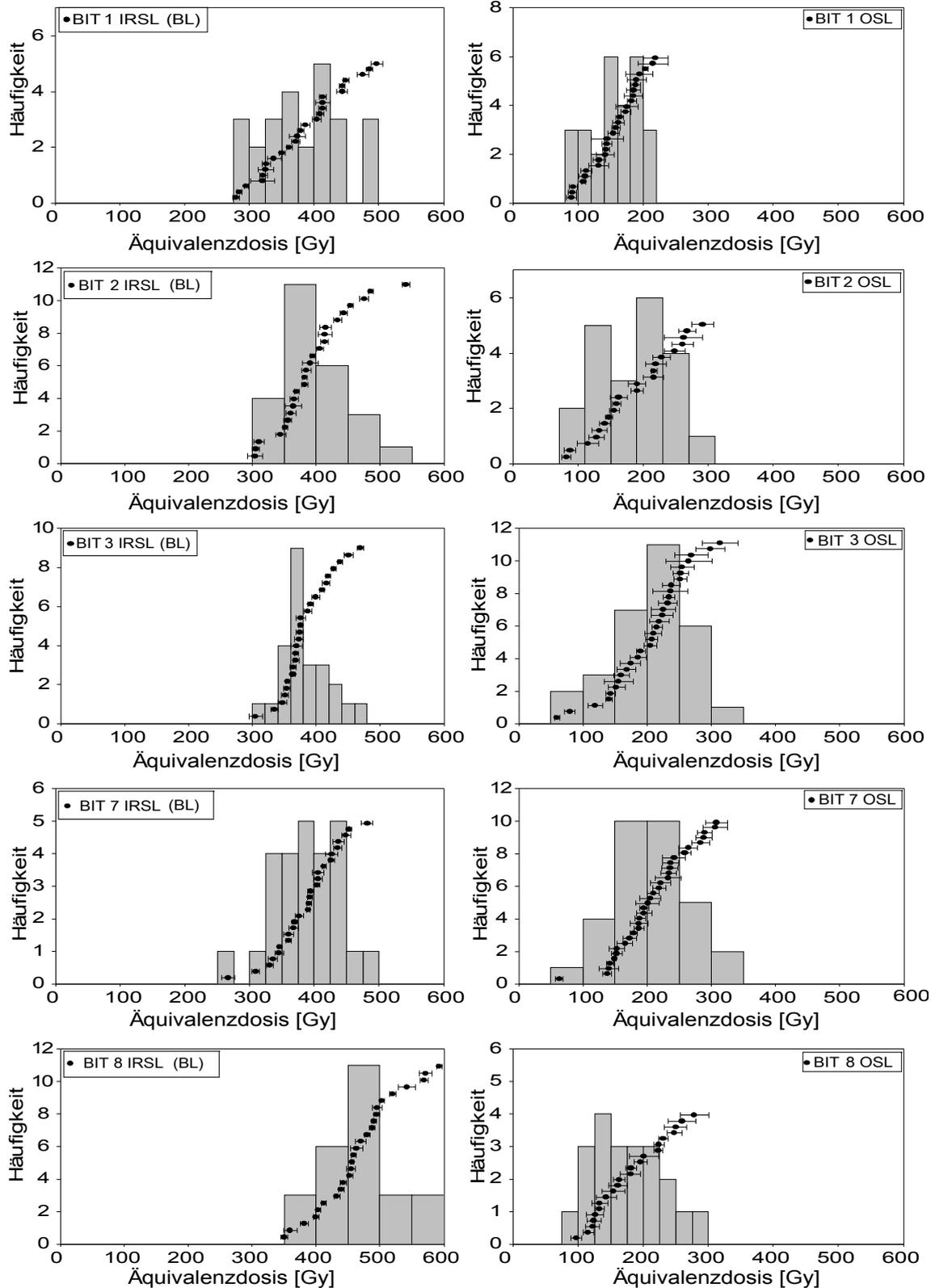
Anhang B1: ED-Verteilungen der Proben AUB und LOC, Aufschlüsse Aubing und Lochhausen (Kap.7.1.2)



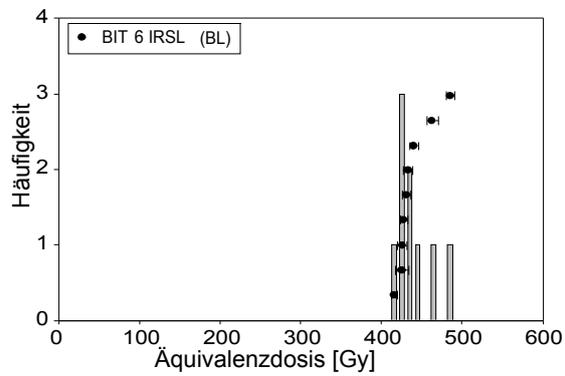
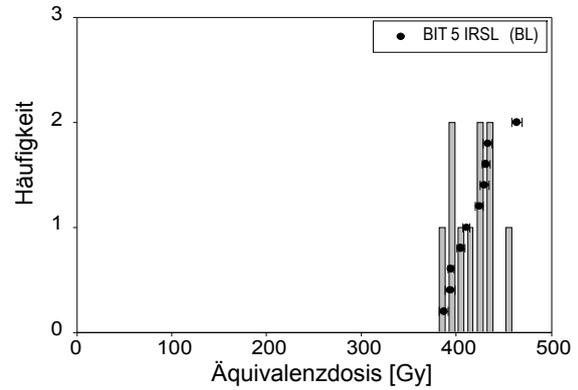
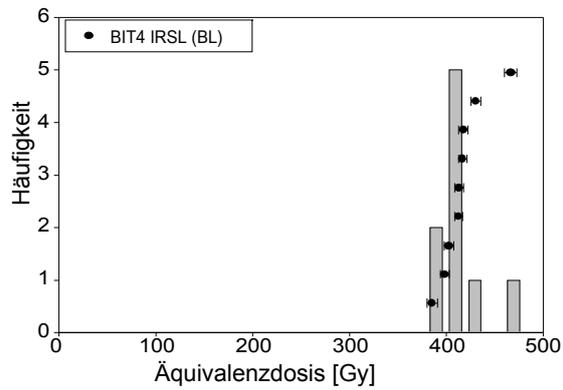
Anhang B 2: ED-Verteilungen der Proben BAL 1-3, Aufschluss Eble, Baltringen
(Kap.7.4.1)



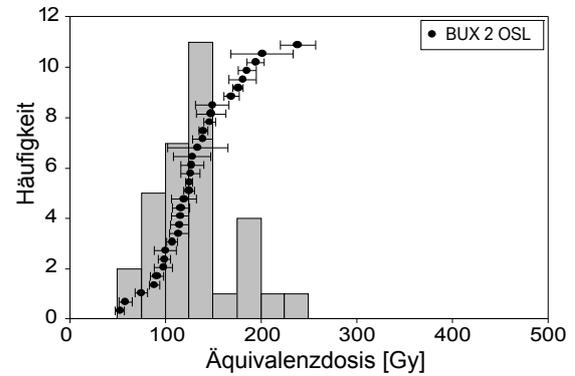
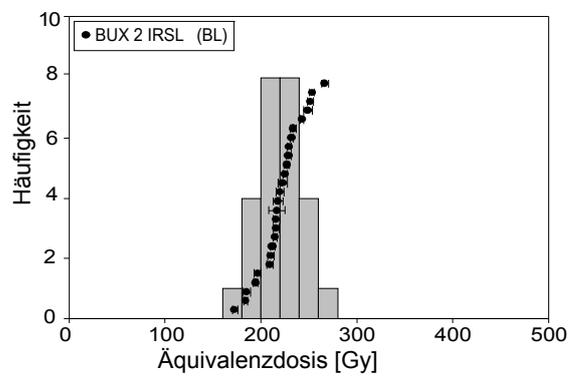
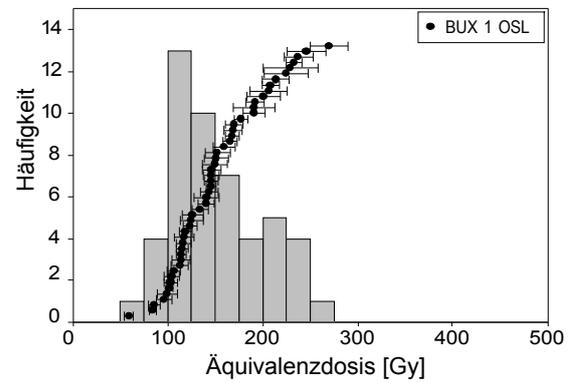
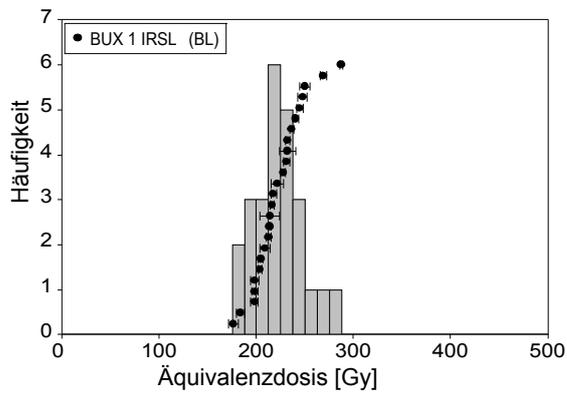
Anhang B 3: ED-Verteilungen der Proben BIT1-3 und 7-8, Aufschluss Bittelschieß
(Kap. 7.5)



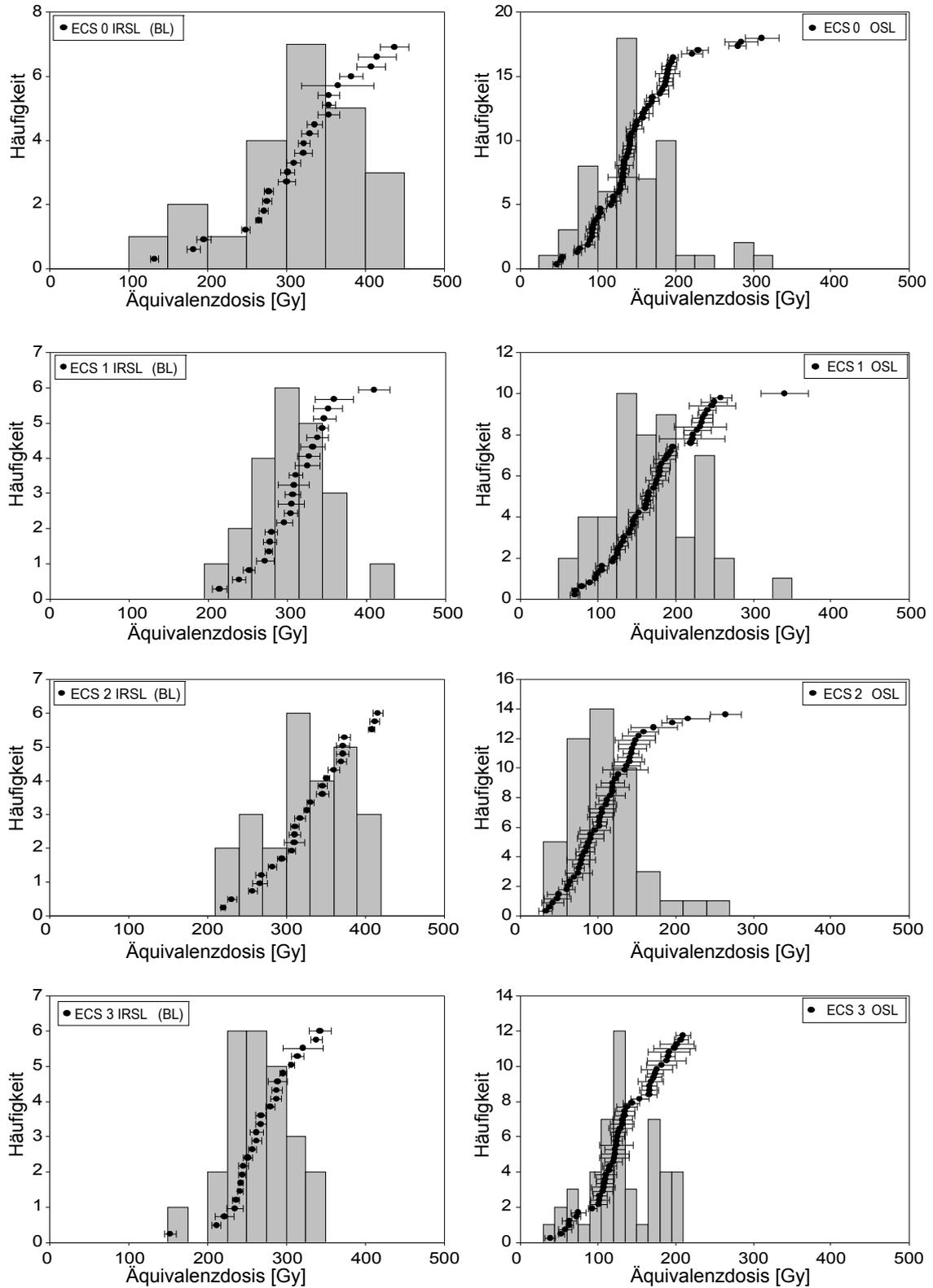
Anhang B 4: ED-Verteilungen der Proben BIT 4-6, Aufschluss Bittelschieß (Kap. 7.5)



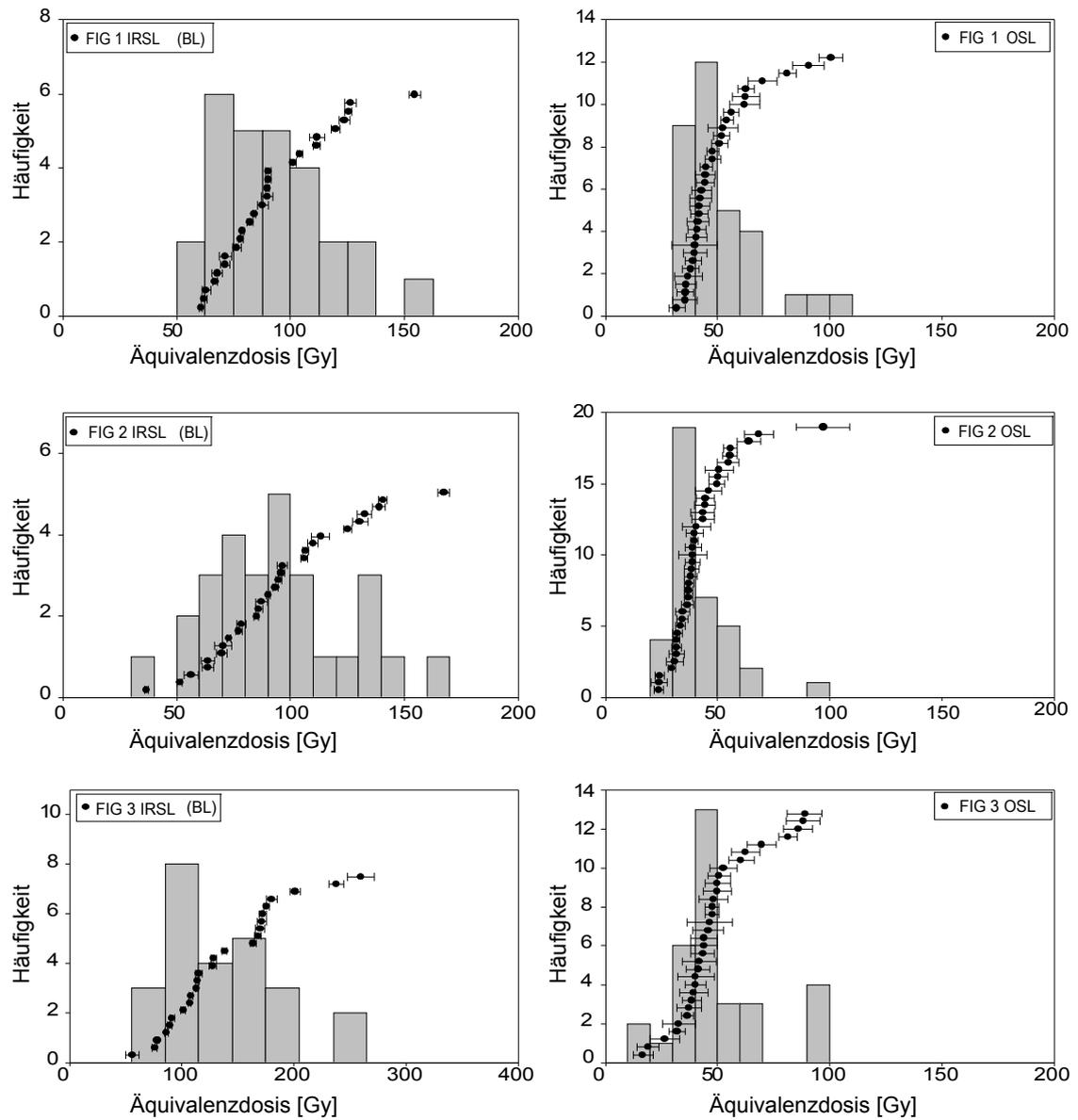
Anhang B 5: ED-Verteilungen der Proben BUX 1-2, Aufschluss Buxheim (Kap. 7.3.3)



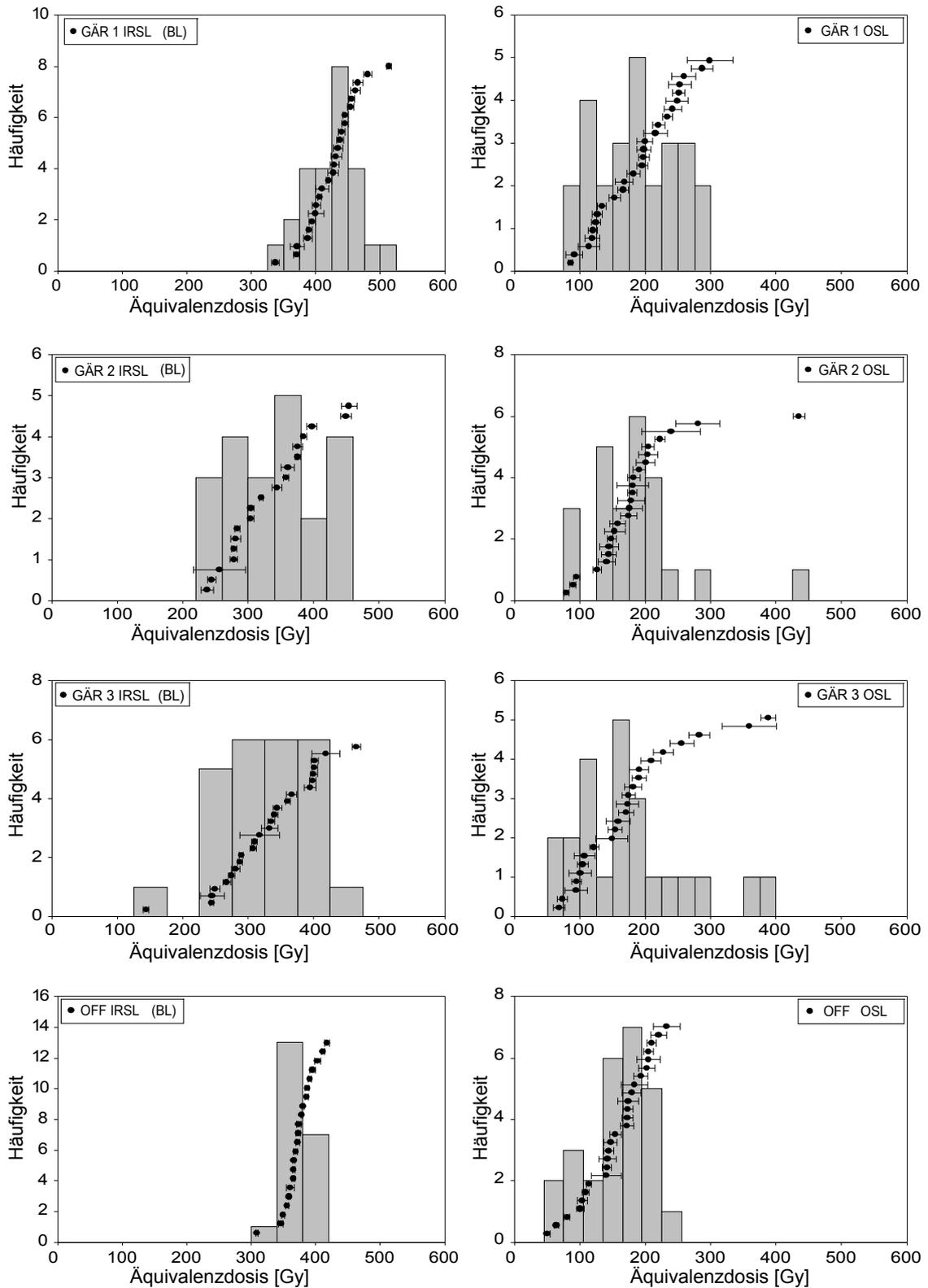
Anhang B 6: ED-Verteilungen der Proben ECS 0-3, Ausschluss Eichelsteig (Kap. 7.4.3)



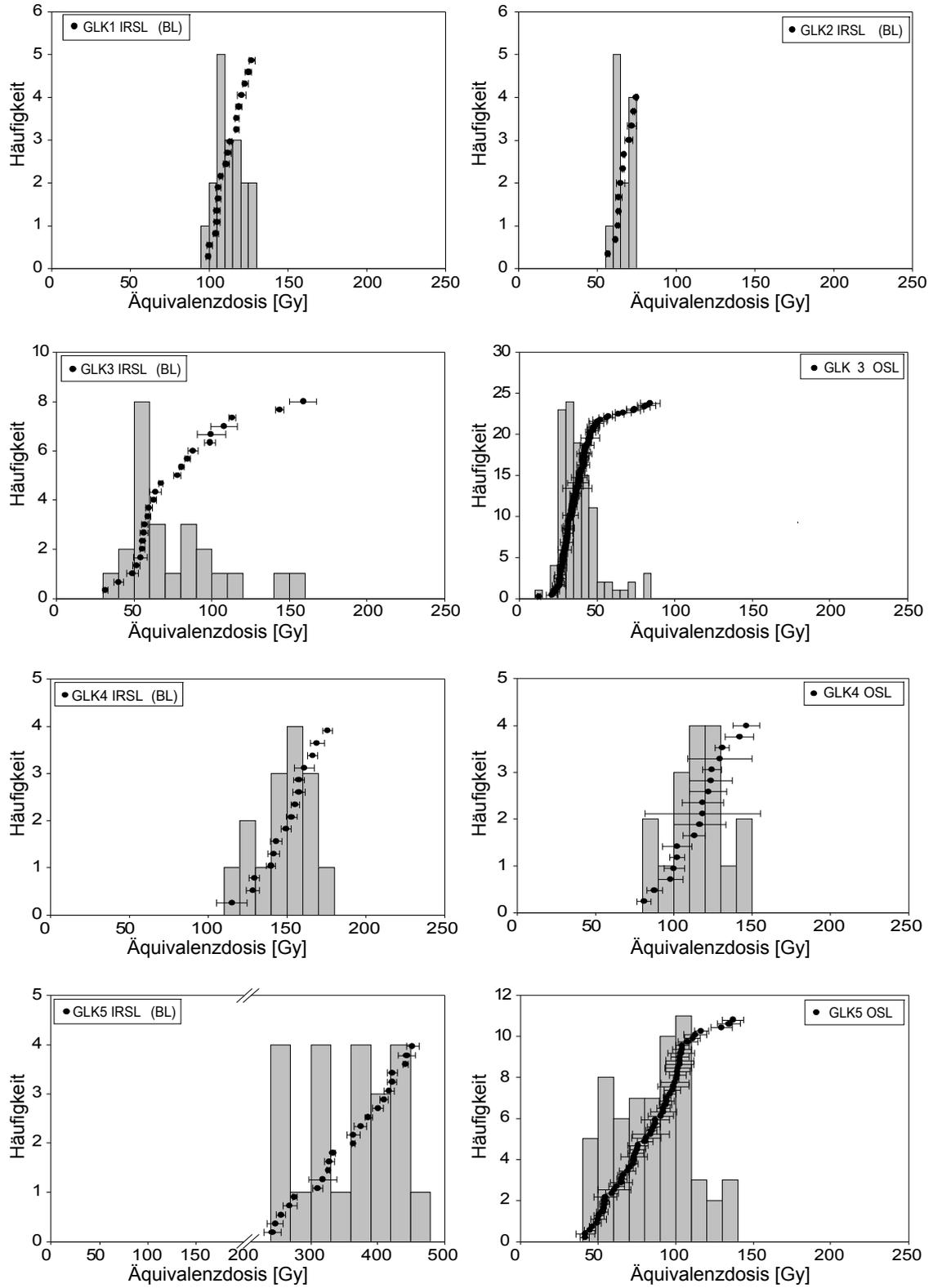
Anhang B 7: ED-Verteilungen der Proben FIG 1-3, Aufschluss Figlis (Kap. 7.3.1)



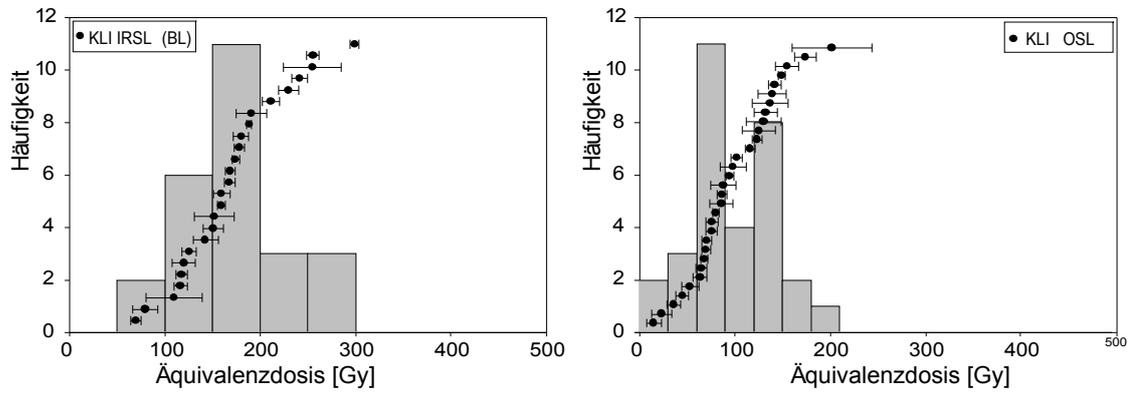
Anhang B 8: ED-Verteilungen der Proben GÄR 1-3 und OFF, Aufschlüsse Gärtner und Offingen (Kap. 7.6)



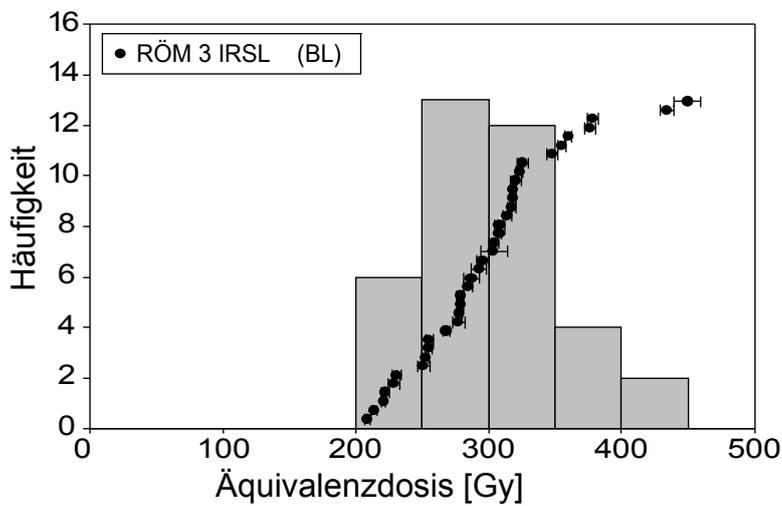
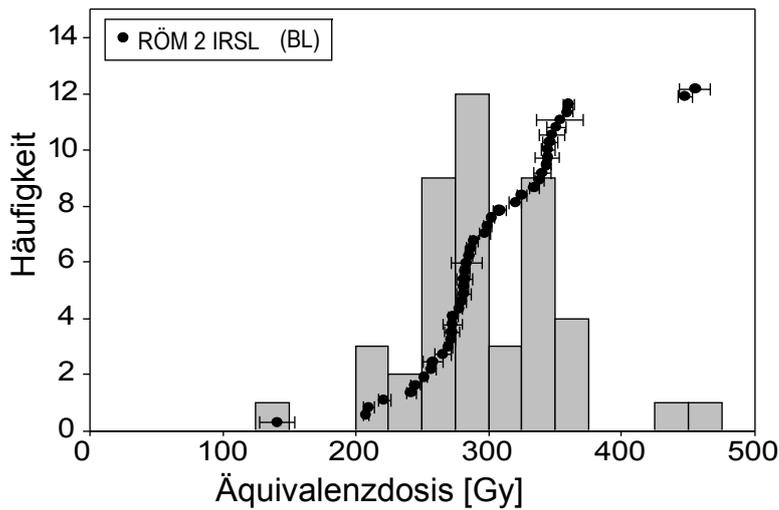
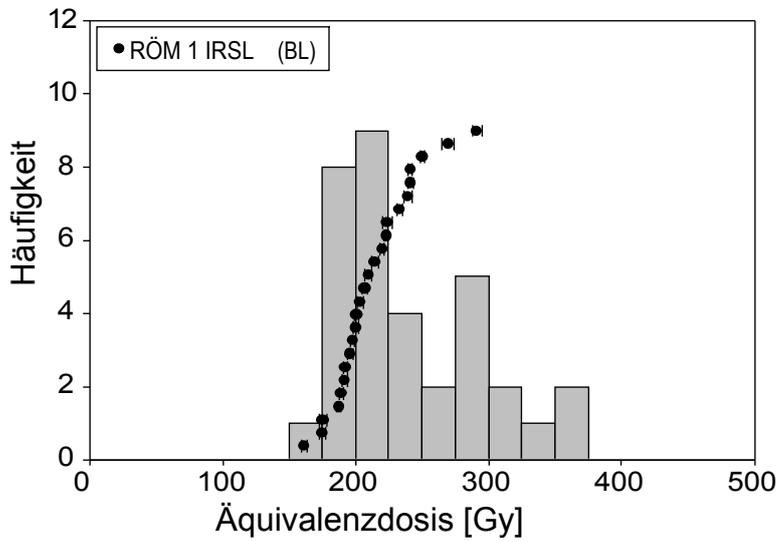
Anhang B 9: ED-Verteilungen der Proben GLK 1-5 Aufschluss Glück (Kap. 7.1.1)



Anhang B 10: ED-Verteilungen der Probe KLI Aufschluss Kling (Kap. 7.3.2)

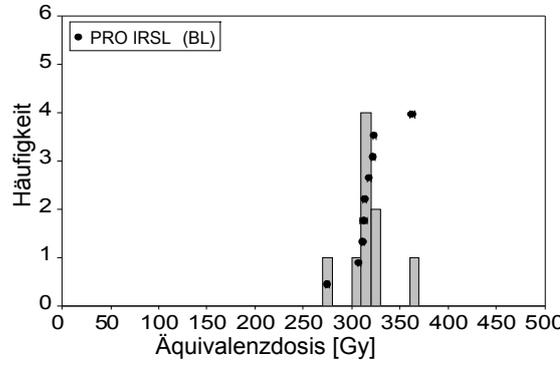
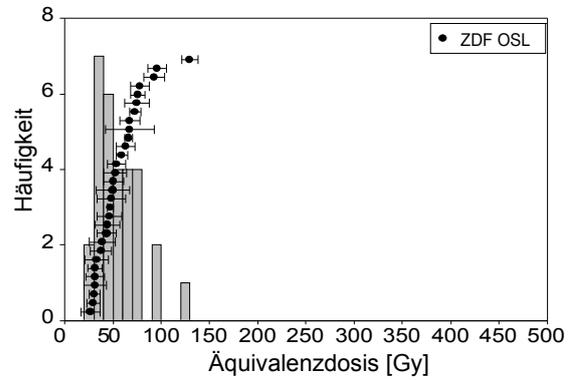
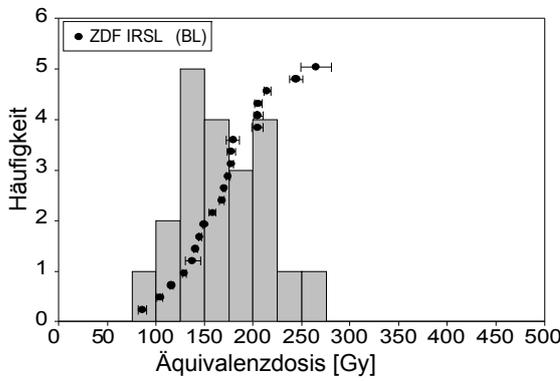
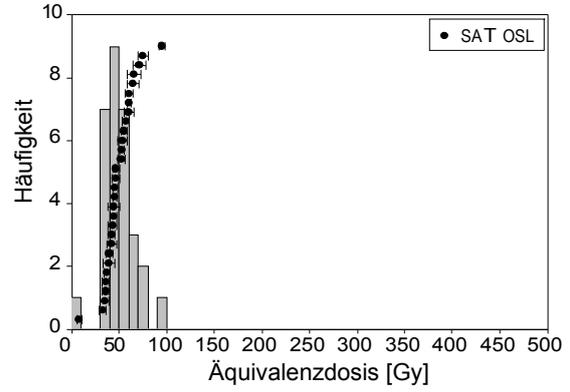
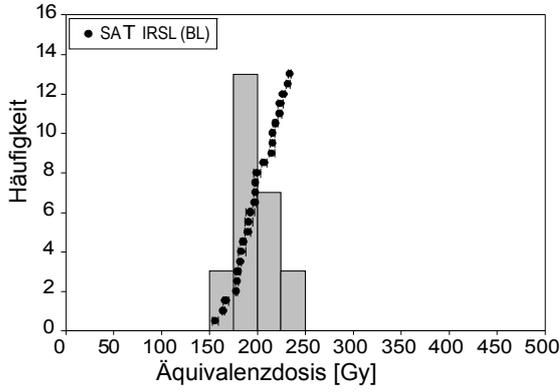


Anhang B 11: ED-Verteilungen der Proben RÖM 1-3, Aufschluss Röhm (Kap. 7.4.2)

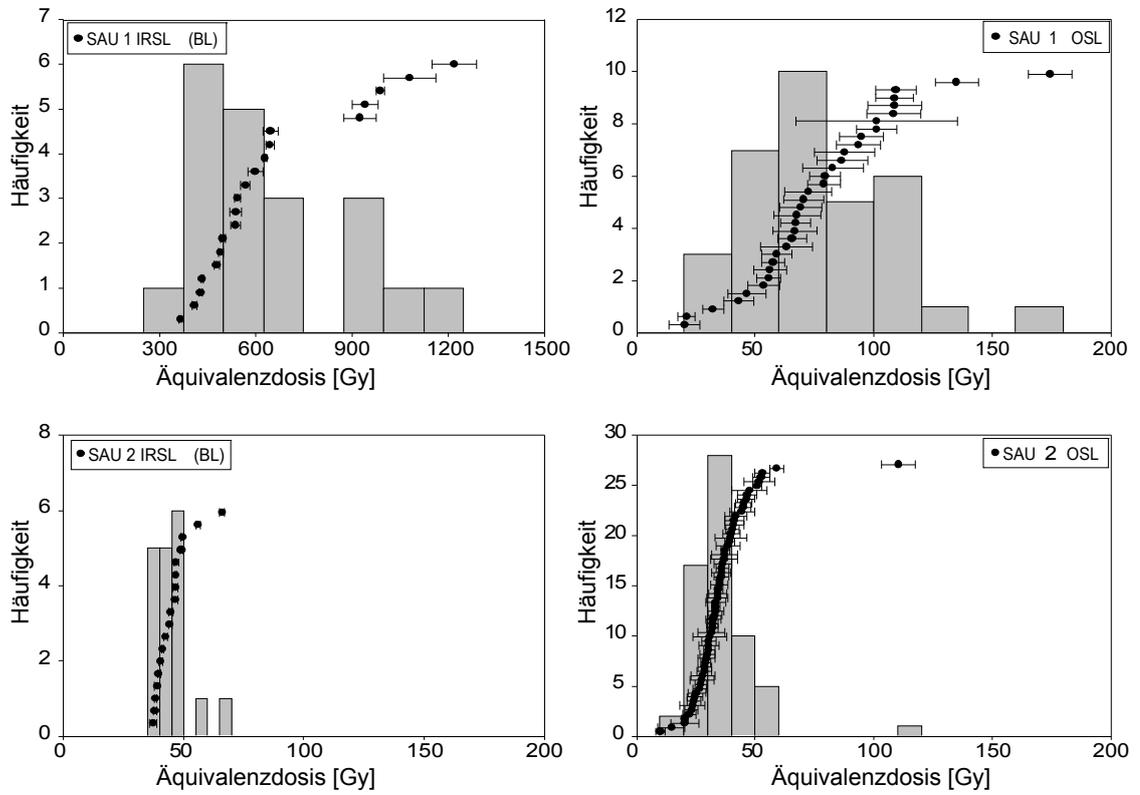


Anhang B 12: ED-Verteilungen der Proben SAT, ZDF und PRO Aufschlüsse

Unterföhring (Kap.7.1.3)

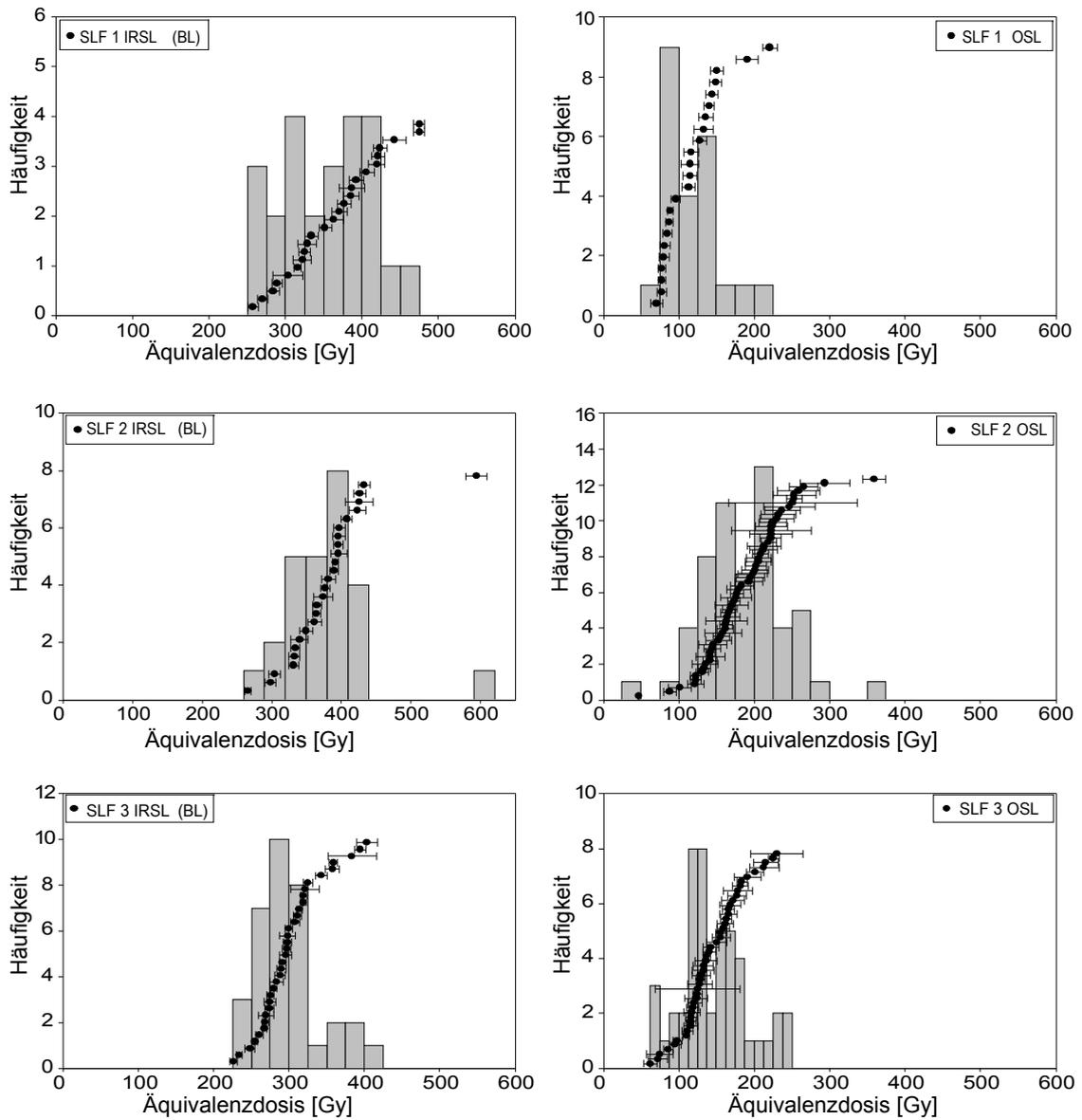


Anhang B 13: ED-Verteilungen der Proben SAU 1-2 Aufschluss Sautorn (Kap. 7.2.1)

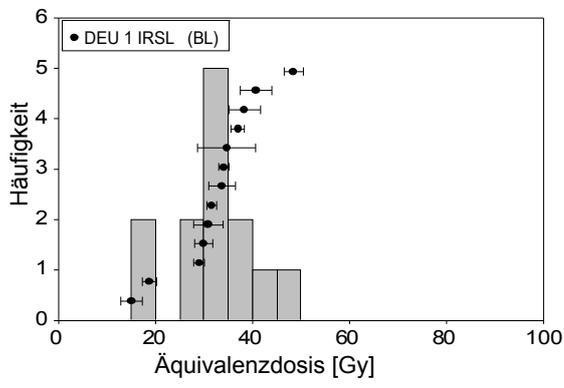
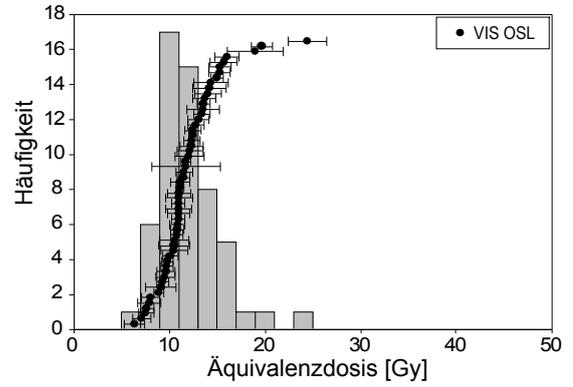
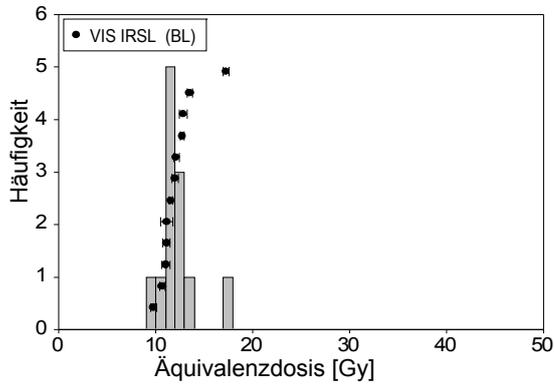


Anhang B 14: ED-Verteilungen der Proben SLF 1-3 Aufschluss Schlechtenfeld (Kap.

7.4.5



Anhang B 15: ED-Verteilungen der Proben VIS und DEU Aufschlüsse Vilser und Deutenhofen (Kap. 7.1.4 und 7.1.5)

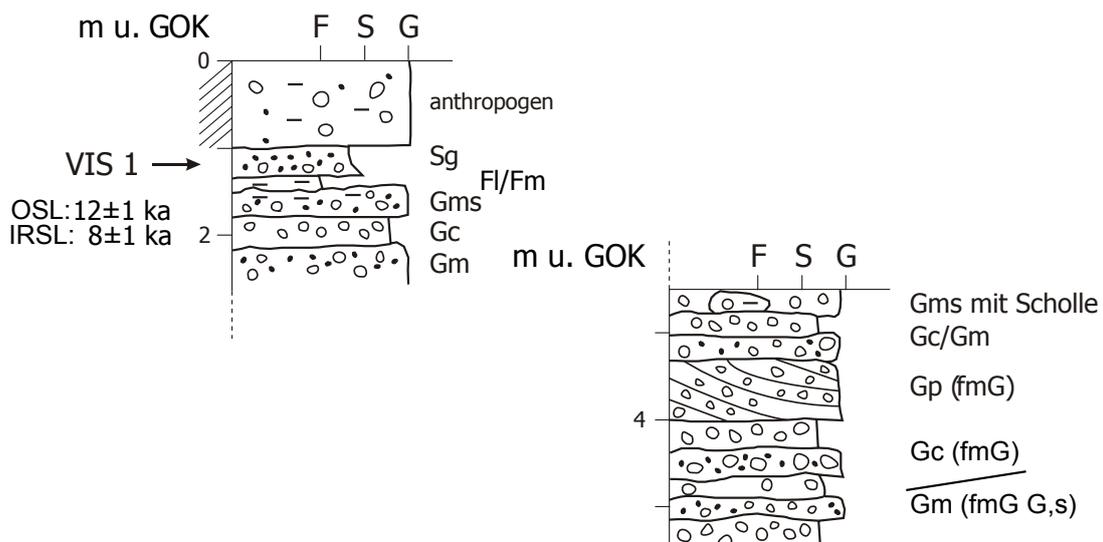


Anhang C

Anhang C 1: Erläuterungen zum Lithofaziesprofil

Das Lithofaziesprofil beschreibt die sedimentologische Zusammensetzung einer Abfolge. Die Korngröße der jeweiligen Einheiten wird auf der x-Achse dargestellt. Der Buchstabe F steht für Feinsediment, S steht für sandige Korngrößen und G für kiesige Korngrößen. Je breiter die sedimentologische Einheit in der Profilskizze eingezeichnet ist, desto größer ist das Sediment.

Zusätzlich geben die rechts neben dem Profil dargestellten Abkürzungen Aufschluss über Material und Korngröße. Kurze horizontale Striche beschreiben Feinsediment, Punkte markieren Sand und ovale Formen stellen Kies dar. Auf der y-Achse ist die Tiefe unter der Geländeoberkante in Metern angegeben. Zusätzlich sind im Profil die berechneten Sedimentationsalter (ka) angegeben; OSL: Quarzalter, IRSL: Feldspatalter.



Rechts neben der Profilskizze werden die einzelnen Sedimentlagen unter Angabe der Korngröße nach DIN Norm 4022 und nach Miall (1996) dokumentiert:

G:	Kies
S:	Sand
U:	Schluff

Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang C 1

f, m, g vor G, S oder U:	Differenzierung der Hauptkomponenten in die Größen fein, mittel und grob
s, g, u, t hinter G, S oder U:	sandige, kiesige, schluffige oder tonige Beimengung, durch Komma von der Hauptkomponente getrennt
x:	Steine
Gm; Sm; Gms:	Schotter massig; Sand massig; Schotter diamiktisch
Gp; Gt:	Schotter eben schräggeschichtet; Schotter trogförmig schräggeschichtet
Fl; Fm:	Feinsediment laminiert; Feinsediment massig
Sg:	Sand gradiert
Dm; Dc:	Diamikt matrixgestützt; Diamikt komponentengestützt
m; c:	matrixgestützt; komponentengestützt
Schrägstriche links:	Verwitterung

Anhang C 2: Ergebnisse der optischen Datierung. Die OSL/IRSL-Alter sind nach den angegebenen Äquivalenzdosen (Anhang A3-A5) berechnet worden. Für die Grobkornfraktion sind ED-Werte nach der Methode von PREUSSER et al. (2007) berechnet worden. Für Quarzproben wurde neben einem Minimalwert von DRT+10 % ein maximaler ED-Wert von DRT+20 % berechnet, für K-Feldspatproben neben dem Minimalwert DRT+10 % ein Maximalwert von DRT+15 %. Zur Berechnung der ED der Feinkornfraktion wurde das arithmetische Mittel verwendet. Die Dosisleistung ist die mittlere Dosisleistung berechnet aus den in Anhang A1 berechneten Parametern. k.a.: die angegebene Methode wurde nicht verwendet, wenn die Proben nicht normalverteilt waren; -: weniger als 3 Einzelwerte innerhalb der Streuung.

Region	Probe	ED arithm. Mittel [Gy]	ED Preusser et al. (2006)		Dosisleistung [Gy ka ⁻¹]	Alter arithm. Mittel [ka]	Alter Preusser et al. (2006)		Alter Preusser et al. (2006) DRT+10 % [ka]
			DRT+20 % (Q) DRT+15 % (KF)	DRT+10 %			DRT+20 % (Q) DRT+15 % (KF)	DRT+10 % DRT+15 % (KF)	
	GLK1 FK	112,16±1,96	k.a.	k.a.	3,28±0,43	34,25±4,55	k.a.	k.a.	k.a.
	GLK2 FK	66,40±1,46	k.a.	k.a.	2,77±0,39	23,99±3,39	k.a.	k.a.	k.a.
	GLK3 Q	k.a.	21,30±1,86	-	0,91±0,05	k.a.	23,46±2,37	-	-
	GLK3 KF	68,95±4,7	43,25±2,79	36,05±2,41	1,73±0,14	39,84±4,28	24,99±2,63	20,83±2,22	20,83±2,22
	GLK4 Q	118,49±5,30	115,15±10,95	-	1,02±0,08	116,39±10,92	113,11±14,24	-	-
	GLK4 KF	149,61±16,16	149,61±4,11	137,56±4,27	1,51±0,14	99,24±13,95	99,24±9,33	91,25±8,68	91,25±8,68
	GLK5 Q	83,32±2,93	63,02±4,84	-	1,02±0,14	81,61±9,55	61,72±8,36	-	-
	GLK5 KF	354,85±14,22	325,38±8,10	290,61±8,81	1,69±0,14	209,72±19,39	192,30±16,73	171,76±15,23	171,76±15,23
	DEU KF	32,48±2,31	-	-	2,05±0,15	15,85±1,60	-	-	-
	VIS Q	11,40±0,32	9,69±0,96	-	0,83±0,06	13,83±1,13	11,75±1,47	-	-
	VIS KF	12,15±0,53	11,68±0,34	11,68±0,34	1,38±0,19	8,83±1,28	8,49±1,20	8,49±1,20	8,49±1,20
	AUB Q	68,09±4,92	-	-	0,72±0,06	95,03±9,97	-	-	-
	AUB KF	182,86±10,81	-	-	1,67±0,13	109,60±10,69	-	-	-

Münchener Schotterebene

Fortsetzung auf der nächsten Seite

LOC Q	81,45±5,00	23,15±4,10	-	0,82±0,06	98,85±9,23	28,09±5,35	-
LOC KF	149,89±9,57	107,69±2,82	83,85±1,72	1,78±0,13	84,28±8,23	60,55±4,75	47,15±3,62
FRI FK	66,42±1,89	k.a.	k.a.	3,25±0,43	20,47±2,75	k.a.	k.a.
SAT Q	50,70±1,60	-	-	1,06±0,09	48,01±4,28	-	-
SAT KF	198,40±4,17	198,37±2,52	194,13±2,59	1,51±0,14	131,56±12,10	131,55±11,98	128,73±11,65
ZDF Q	51,00±3,00	28,93±7,58	-	0,65±0,06	78,46±8,19	44,51±12,28	-
ZDF KF	169,10±9,45	125,99±2,89	102,15±2,96	1,10±0,11	154,43±18,00	115,06±12,06	93,29±9,92
PRO FK	348,73±17,07	k.a.	k.a.	3,06±0,34	114,11±11,85	k.a.	k.a.
SAU1 Q	76,77±6,20	-	-	1,00±0,08	76,62±8,70	-	-
SAU1 KF	k.a.	511,40±10,58	443,20±6,26	1,78±0,15	k.a.	287,38±24,24	249,06±20,67
SAU2 Q	34,52±1,44	-	-	1,20±0,09	28,67±2,52	-	-
SAU2 KF	45,15±7,14	43,93±0,83	43,17±0,84	1,69±0,15	26,68±4,80	25,96±2,28	25,51±2,25
FIG1 Q	45,89±1,73	43,05±4,41	-	0,87±0,23	53,05±15,16	49,77±14,99	-
FIG1 KF	k.a.	79,72±1,55	71,81±1,53	1,64±0,53	k.a.	48,61±15,74	34,41±2,87
FIG2 Q	38,89±1,44	35,67±3,17	-	0,93±0,08	41,93±3,75	38,46±4,63	-
FIG2 KF	105,90±5,70	47,97±1,68	-	1,71±0,14	61,80±6,15	28,00±2,54	-
FIG3 Q	43,32±1,58	34,62±5,17	-	1,36±0,46	31,97±10,80	25,55±9,39	-
FIG3 KF	135,50±10,10	77,13±2,71	-	2,20±0,24	61,59±8,14	35,06±4,02	-
KLI Q	97,64±7,82	-	-	0,82±0,07	118,71±13,61	-	-
KLI KF	169,60±11,00	-	-	1,78±0,14	95,55±9,72	-	-
BUX1 Q	152,40±6,90	99,64±6,85	-	1,17±0,09	130,09±11,56	85,05±8,80	-
BUX1 KF	222,70±5,00	222,74±3,78	217,90±3,87	1,80±0,15	124,00±10,46	124,02±10,30	121,33±10,10
BUX2 Q	131,50±7,40	80,50±6,61	-	1,31±0,10	100,69±9,57	61,64±6,92	-
BUX2 KF	220,70±4,30	220,74±3,36	214,43±3,32	1,82±0,15	121,60±10,13	121,62±10,02	118,14±9,74

Münchner Schotterebene

Illertal

SLF1 Q	116,32±7,91	94,03±7,21	-	1,21±0,10	96,09±10,01	77,68±8,55	-
SLF1 KF	353,75±12,26	352,94±10,07	307,09±9,14	2,00±0,16	177,05±15,29	176,65±14,85	153,70±12,99
SLF2 Q	189,01±6,91	67,45±4,19	-	1,21±0,10	113,62±10,27	40,55±4,19	-
SLF 2 KF	370,71±8,26	370,71±8,68	338,50±7,96	2,16±0,18	171,98±14,83	171,98±14,88	157,04±13,59
SLF3 Q	143,87±5,75	88,92±8,79	-	1,56±0,12	92,52±8,25	57,18±7,26	-
SLF3 KF	309,46±7,17	297,96±7,16	282,62±5,69	2,21±0,17	140,38±11,46	135,16±11,06	128,20±10,36
BAL1 KF	369,67±16,06	326,75±15,75	284,23±14,76	2,05±0,16	180,55±15,87	159,58±14,42	138,82±12,83
BAL2 KF	372,26±13,72	260,14±14,02	-	1,84±0,15	201,93±17,99	141,11±13,74	-
BAL3 KF	320,32±13,25	275,89±9,34	258,49±9,16	1,94±0,16	165,20±14,87	142,28±12,35	133,31±11,66
RÖM1 KF	213,50±5,96	210,27±2,12	200,23±2,00	1,57±0,15	135,94±13,24	133,89±12,56	127,49±11,96
RÖM2 KF	301,68±7,88	294,53±4,98	268,58±4,32	1,88±0,15	160,90±13,87	157,08±13,87	143,24±11,99
RÖM3 KF	298,61±9,24	285,17±3,63	261,58±3,55	2,22±0,18	134,69±11,42	128,63±10,27	117,99±9,45
ECS0 Q	137,58±7,64	69,10±4,93	-	2,06±0,18	66,71±6,75	33,50±3,71	-
ECS0 KF	310,43±14,92	169,96±7,43	-	2,72±0,21	114,02±10,49	-	-
ECS1 Q	178,60±11,40	107,22±6,24	-	2,01±0,17	88,94±9,36	53,40±5,44	-
ECS1 KF	301,10±9,70	300,55±11,50	258,91±8,17	2,66±0,21	113,20±9,57	112,99±9,84	97,33±8,21
ECS2 Q	107,50±7,00	38,02±8,95	-	0,99±0,09	108,15±11,62	38,25±9,58	-
ECS2 KF	326,40±10,50	314,73±6,44	-	1,78±0,15	183,06±16,39	176,52±15,19	155,93±13,54
ECS3 Q	129,00±6,60	55,69±6,68	-	1,10±0,09	117,54±11,32	50,74±7,36	-
ECS3 KF	266,50±8,30	230,73±6,18	-	1,72±0,15	154,72±13,93	133,95±11,87	-
SHS1 Q	157,10±9,60	111,13±8,31	-	1,54±0,13	101,88±10,72	72,07±8,18	-
SHS1 KF	k.a.	380,81±9,54	339,12±8,96	2,20±0,18	-	172,94±14,71	154,01±13,167

Kirchenetal und Ristal

Fortsetzung auf der nächsten Seite

GÄR1 Q	187,60±11,80	127,25±9,35	-	0,77±0,07	244,43±25,66	165,80±18,15	-
GÄR1 KF	424,40±7,60	424,81±5,87	420,36±5,96	1,53±0,13	276,66±24,32	276,93±24,13	274,03±23,90
GÄR2 Q	169,14±9,86	127,81±9,39	-	0,98±0,08	172,42±17,72	130,29±14,60	-
GÄR2 KF	330,60±14,50	316,37±7,90	278,32±8,83	1,75±0,15	188,64±17,62	180,52±15,55	158,81±14,03
GÄR3 Q	175,01±17,18	95,32±11,10	-	0,82±0,07	213,95±28,21	116,53±17,01	-
GÄR3 KF	326,70±14,00	220,33±8,3	-	1,59±0,13	205,86±19,49	122,12±12,84	-
OFF Q	152,20±9,39	64,65±3,79	-	0,99±0,09	154,05±16,69	65,44±6,98	-
OFF KF	373,20±4,95	373,22±2,78	373,22±2,78	1,44±0,14	259,35±24,57	259,36±24,41	259,36±24,41
BIT1 Q	158,39±7,16	132,29±9,12	-	0,90±0,08	176,09±17,65	147,07±16,16	-
BIT 1 KF	382,37±12,25	377,61±7,01	336,63±7,38	1,68±0,15	227,47±21,06	224,36±19,95	200,26±17,94
BIT2 Q	193,20±13,40	127,43±9,21	-	1,05±0,09	184,79±20,77	121,88±13,92	-
BIT 2 KF	393,91±11,16	387,80±6,88	369,22±7,32	1,83±0,16	214,84±19,10	211,51±18,21	201,37±17,43
BIT3 Q	203,00±10,60	-	-	1,23±0,12	165,78±17,40	-	-
BIT 3 KF	383,54±7,41	383,54±5,41	374,12±5,38	1,71±0,15	223,83±20,13	223,83±19,91	218,34±19,43
BIT4 FK	416,42±7,24	k.a.	k.a.	2,40±0,31	173,65±22,79	k.a.	k.a.
BIT5 FK	417,09±7,07	k.a.	k.a.	2,50±0,33	166,64±21,95	k.a.	k.a.
BIT6 FK	438,58±6,52	k.a.	k.a.	2,34±0,28	187,87±22,75	k.a.	k.a.
BIT7 Q	205,10±9,80	-	-	1,00±0,09	204,28±20,75	-	-
BIT7 KF	387,91±9,37	384,03±5,83	339,21±6,15	1,55±0,15	249,86±24,03	247,36±23,33	218,49±20,72
BIT8 Q	179,20±11,10	141,02±11,64	-	1,16±0,10	154,68±16,60	121,73±14,65	-
BIT8 KF	464,60±11,96	466,50±5,76	444,44±5,32	1,71±0,15	271,85±25,48	272,97±24,83	260,06±23,64

Mindertal

Andelsbachrinne

Anhang C 3: ‚fading-korrigierte‘ IRSL-Alter und IRSL-Alter auf Basis der ED-Kalkulation nach Preusser et al. (2007) (DRT+15%).

Region	Probe	‚fading korrigierte‘- IRSL-Alter	IRSL-Alter
Münchner Schotterebene	GLK1 FK	51,86±8,25	k.a.
	GLK2 FK	36,32±6,10	k.a.
	GLK3 KF	38,24±5,25	24,99±2,63
	GLK4 KF	154,57±26,56	99,24±9,33
	GLK5 KF	269,54±34,80	192,30±16,73
	VIS KF	11,85±2,34	8,49±1,20
	LOC KF	93,50±11,19	60,55±4,75
	FRI FK	29,27±4,71	k.a.
	SAT KF	241,37±60,07	131,55±11,98
	ZDF KF	211,10±54,04	115,06±12,06
	PRO FK	204,46±50,03	k.a.
	SAU 1 KF	435,09±74,90	287,38±24,24
	SAU 2 KF	36,64±6,09	25,96±2,28
Isartal	FIG 1 KF	77,15±26,09	48,61±15,74
	FIG 2 KF	44,15±5,58	28,00±2,54
	FIG 3 KF	55,07±8,02	35,06±4,02
	KLI KF	-	-
	BUX1 KF	198,57±24,69	124,02±10,30
	BUX2 KF	199,73±23,50	121,62±10,02
Kirchental und Risttal	SLF1 KF	280,57±38,44	176,65±14,85
	SLF 2 KF	272,28±36,98	171,98±14,88
	SLF3 KF	212,86±27,67	135,16±11,06
	BAL1 KF	252,81±35,30	159,58±14,42
	BAL2 KF	224,27±32,36	141,11±13,74
	BAL3 KF	225,36±30,98	142,28±12,35
	RÖM1 KF	212,96±30,61	133,89±12,56
	RÖM2 KF	248,86±33,00	157,08±13,87
	RÖM3 KF	240,82±31,75	128,63±10,27
	ECS0 KF	-	-
	ECS1 KF	193,19±19,71	112,99±9,84
	ECS2 KF	307,86±31,50	176,52±15,19
	ECS3 KF	232,53±24,67	133,95±11,87
SHS1 KF	299,71±30,23	172,94±14,71	
Mindertal	GÄR1 KF	513,15±116,16	276,93±24,13
	GÄR2 KF	289,87±64,35	180,52±15,55
	GÄR3 KF	251,90±56,04	122,12±12,84
	OFF KF	415,29±48,09	259,36±24,41

Fortsetzung auf der nächsten Seite

Fortsetzung Anhang C 3

	Probe	„fading korrigierte“ - IRSL- Alter	IRSL-Alter
Andelsbachrinne	BIT 1 KF	383,03±44,83	224,36±19,95
	BIT 2 KF	360,11±38,70	211,51±18,21
	BIT 3 KF	382,46±42,87	223,83±19,91
	BIT4 FK	292,18±42,90	k.a.
	BIT5 FK	280,44±41,84	k.a.
	BIT6 FK	316,20±43,72	k.a.
	BIT7 KF	424,24±50,95	247,36±23,33
	BIT8 KF	466,88±52,35	272,97±24,83

Danksagung

Die Altersstellung der glazigenen Ablagerungen im Alpenvorland wird seit mehr als 100 Jahren kontrovers diskutiert. Die Lumineszenzdatierung der quartären Terrassenschotter im gesamten Alpenvorland sollte neue chronostratigraphische Ergebnisse liefern. Auch wenn die Lösung der Altersstellungsproblematik nicht im gewünschten Maße möglich war, wurden doch zahlreiche neue Erkenntnisse hinsichtlich des Lumineszenzverhaltens der Sedimente im Alpenvorland gewonnen und so hat die Arbeit an dieser Untersuchung mir viel Freude bereitet.

Mein besonderer Dank gilt Universitätsprofessor Dr. Ulrich Radtke, der mich bei der Bearbeitung des Projektes stets in jeder Weise unterstützt hat. Gleichmaßen möchte ich mich bei Dr. Frank Preusser, Geologisches Institut der Universität Bern, der die vorliegende Arbeit initiiert hat, für seine fachliche Betreuung ganz besonders bedanken. Besonderer Dank gilt ebenso Universitätsprofessor Dr. Markus Fiebig, Universität für Bodenkultur Wien, der mich bei geologischen und geomorphologischen Fragestellungen unterstützte.

Für die finanzielle Unterstützung sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft gedankt. Die vorliegende Arbeit wurde im Rahmen des DFG-Projektes Ra 383/13 ‚Das Alter der Eiszeiten im bayerischen Alpenvorland‘ angefertigt.

Herrn Privatdozent Dr. Reinhard Zeese danke ich herzlich für die Übernahme des Co-Referates dieser Arbeit. Meiner langjährigen Büronachbarin, Dipl. - Geogr. Johanna Lomax, schulde ich ebenso besonderen Dank. Die Gestaltung der Karten und Profilskizzen übernahmen der Kartograph des Geographischen Institutes, M.A. Udo Beha, und Helene Pfalz-Schwingenschlögl von der Universität für Bodenkultur Wien. Dr. Ruth Drescher-Schneider führte pollenanalytische Untersuchungen durch. Universitätsprofessor Dr. Karl Ramseyer, Geologisches Institut der Universität Bern, untersuchte ausgewählte Proben mit Kathodenlumineszenz. Privatdozent Dr. Raimo Becker-Haumann sei für wertvolle fachliche Diskussionen gedankt. Dank möchte ich auch allen Mitarbeitern der Arbeitsgruppe von Professor Dr. Ulrich Radtke für die jahrelange gute Zusammenarbeit aussprechen. Für ihre Hilfe bei der Endredaktion möchte ich mich bei Dipl. - Geogr. Daniela Hülle, Exam. Geogr. Sarah Rittner und Gabriele Klasen bedanken.

Dank schulde ich außerdem all denjenigen, die namentlich zwar nicht erwähnt aber dennoch auf verschiedene Weise zum guten Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Auch meiner Familie und meinen Freunden möchte ich für die mir gewährte Unterstützung danken.

Nicole Klasen

Köln, Februar 2008

Erklärung gem. § 3, Abs.10 der Promotionsordnung

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 dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von Univ.-Prof. Dr. U. Radtke betreut worden.

Nicole Klasen

Teilpublikationen

Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Radtke, U. (2006): Luminescence properties of glaciofluvial sediments from the Bavarian Alpine Foreland. Radiation Measurements 41, 866-870.

Klasen, N., Fiebig, M., Preusser, F., Reitner, J., Radtke, U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. Quaternary International 164, 21-32.