

Universität zu Köln
Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät
Geographisches Institut

**Multiskalige Untersuchungen zur Rekonstruktion geomorphologischer
Prozesse im Abri *Mochena Borago* (Äthiopien) und seinem Einzugsgebiet**

Masterarbeit zur Erlangung des Akademischen Grades

„Master of Science“ (M. Sc.)

im Studiengang

“Physische Geographie”

vorgelegt von:

Svenja Meyer

betreut durch:

Prof. Dr. Olaf Bubenzer

Dr. Oliver Bödeker

Köln, Juni 2014

Danksagung

Der größte Dank geht an meinen Betreuer und Freund Oliver Bödeker, der sich mit größter Hingabe jeder einzelnen meiner Fragen stellte und stets bemüht war, mir mit Rat und Tat zur Seite zu stehen. Ohne die Diskussionen während der Feldaufenthalte und ständige Unterstützung bei Überlegungen mit Gedankenschupsern, Ideen und neuen Herangehensweisen, wäre diese Arbeit nicht zu dem geworden, was sie nun ist. Zu jeder Tageszeit wurde jeder auch noch so kleinlichen Frage auf den Grund gegangen und während Nervenzusammenbrüchen konnte ich immer auf deine aufbauende Worte zählen.

Danke, Oli.

Ich möchte auch meinem Erstgutachter Herrn Olaf Bubenzer für die Freiheiten danken, die ich während der Ausarbeitung dieser Arbeit hatte. Ohne die Bereitstellung der vielen Arbeitszeit während des letzten Jahres, würde ich schätzungsweise bis nächstes Jahr noch daran basteln.

Ich danke meinen treuen Kollegen und Freunden Babsi und Flamingo, ohne die ich weder eine hydrologische Analyse, noch den Umgang mit Illustrator so schnell und toll hätte lernen können. Auch während schwieriger Zeiten habt ihr mich so schön aufgemuntert, dafür danke ich euch und Daniel so sehr (Büro 0.05 – mit der Lizenz zum Spaß haben).

Ralf Vogelsang und Hannah Parow-Souchon danke ich für die Gespräche während der Feldaufenthalte in Äthiopien, die mir tiefe Einblicke in die archäologischen Gegebenheiten von Mochena Borago gaben.

Herrn Martin Kehl danke ich für die selbstlose Mithilfe an der Begutachtung und Analyse der Dünnschliffe, da er mir als jungfräuliche Mikromorphologin die ersten Schritte für die Dünnschliff-Mikroskopie beibrachte.

Volker Wennrich und Nicole Mantke danke ich für die RFA-Messungen an meinen Sedimentblöcken.

Schließlich möchte ich mich bei meiner Familie bedanken, die mich tagein tagaus unterstützt und mir jederzeit Geborgenheit schenkt. Und meinen Freunden, die verständnisvoll auf meine Zeit während der letzten Wochen verzichtet haben. Besonders danke ich darunter der Sieb GmbH&CoKG: Kim, Mauli und Stefan, und auch Lynn und Nils für das aufwendige Korrekturlesen.

Danke besonders dir Stefan, weil du mich so ertragen hast die letzten Monate.

Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	III
Tabellenverzeichnis	VIII
Abkürzungsverzeichnis	IX
1 Einleitung	1
2 Vorstellung des Untersuchungsgebietes	3
2.1 Geologischer Rahmen und Landschaftsentwicklung	4
2.2 (Paläo-)Klima und Topographie	12
2.3 Landnutzung	16
2.4 Wissenschaftlicher Forschungsstand zum Abri <i>Mochena Borago</i>	20
2.4.1 Archäologische Untersuchungen	20
2.4.2 Sedimentologische Voruntersuchungen	23
3 Beschreibung der behandelten Sedimente und diesbezügliche Fragestellungen	25
3.1 Testgrabung N42	26
3.2 Testgrabung TU2	29
3.3 Hauptgrabung BXA mit Grabungsquadrat G10	32
3.4 Testgrabung M14	35
3.5 Testgrabung N40E25	37
4 Methodik	39
4.1 Einzugsgebietsanalyse mit ArcGIS	39
4.2 Dünnschliff-Analyse mit Durchlichtmikroskopie	41
4.3 Mobile und stationäre Röntgenfluoreszenzanalytik	42
5 Ergebnisse	45
5.1 Ergebnisse der Hydrologischen Analyse mit ArcHydro	45
5.2 Beschreibung des Sedimentpaketes MB-C1-M aus Grabung BXA	48
5.3 Beschreibung der Dünnschliffe	51
5.3.1 Dünnschliffe MB-A1 bis MB-A3 aus Profil N42 Ost	51
5.3.2 Dünnschliffe MB-B1 bis MB-B5 aus den Profilen TU2 Ost und West	55
5.3.3 Dünnschliffe MB-C1 aus BXA und MB-C2 bis MB-C4 aus G10 Nord	60
5.3.4 Dünnschliffe MB-D1 bis MB-D6 aus M14	65
5.4 Ergebnisse der Elementaranalytik mit Röntgenfluoreszenz	71
5.4.1 EDRFA-Messungen	72
5.3.2 WDRFA-Messungen	76
6 Diskussion	81
6.1 Kritische Betrachtung der Methodik	81
6.2 Entstehungsgeschichte des Abris <i>Mochena Borago</i> am Mount Damota	83
6.3 Einblick in die Sedimentationsbedingungen auf der Mikroebene	87
6.3.1 Zusammensetzung der Sedimente in den Grabungsquadraten N42 und TU2	87
6.3.2 Zusammensetzung der Sedimente in der Hauptgrabung BXA mit G10 und Testgrabung M14	90
6.4 Synoptische Betrachtung der Grabungsquadrate auf der Makroebene	98
6.4.1 Geogene Sedimente	98
6.4.2 Anthropogen geprägte Sedimente	102

6.4.3 Synoptische Betrachtung der Testgrabungen	104
6.5 Entschlüsselung der Morphodynamik im Abri <i>Mochena Borago</i>	107
7 Zusammenfassung	113
8 Fazit und Ausblick	114
Abstract	116
Literaturverzeichnis	117
Anhang	121
Eigenständigkeitserklärung	146

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes am Mount Damota mit der Lokalität des Abris Mochena Borago an der Westflanke, nördlich des Abaya-Sees und der Stadt Sodo im Südwesten Äthiopiens.....	3
Abb. 2: Photographische Aufnahme des Abris Mochena Borago am Mount Damota aus der Perspektive am Hauptzugang auf der südlichen Seite.	4
Abb. 3: Schematische Übersicht der Geologie Äthiopiens mit der Lokalität des Stratovulkans Mount Damota.....	7
Abb. 4: Schematische Übersicht der tektonischen Störungen im Äthiopischen Grabenbruch in Anlehnung an die Topographie des Gebietes, mit Haupt- und Nebenverwerfungen, Wonji-Staffelbrüchen, quartären Vulkanzentren, eruptiven Zentren und Calderen.	9
Abb. 5: Schematische Geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes am Mount Damota nördlich des Abaya-Sees.	10
Abb. 6: Topographische Karte Äthiopiens mit verschiedenen Höhenlagen und den größten Seen im Grabenbruch und auf den Hochebenen.	13
Abb. 7: Schematische Darstellung des Klimas Äthiopiens mit den Grenzen feuchter Luftmassen des Indischen Ozeans im Frühjahr und des südwestafrikanischen Monsuns im Sommer, sowie Histogramme für die Niederschlagsverhältnisse in den Grenzregionen.....	14
Abb. 8: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung Äthiopiens mit stark vereinfachter Übertragung der Klimaklassifikation nach KÖPPEN & GEIGER.	16
Abb. 9: Geomorphologische Übersicht des Untersuchungsgebietes am Mount Damota mit der Untergliederung in Residual-, Struktur-, Vulkan- und Schwemmlandschaften	18
Abb. 10: Grabungsplan des Abris Mochena Borago mit den archäologischen Grabungsquadraten.....	21
Abb. 11: Profilzeichnung der stratigraphischen Einheiten von Profil BXA Nord.....	22
Abb. 12: Aufsicht des Abris Mochena Borago und den Grabungsquadraten, die archäologischen Untersuchungen unterlagen.	25
Abb. 13: Aufsicht auf das Grabungsquadrat N42 mit der schematischen Darstellung der bis 1,2 m und 2,6 m Tiefe u. GOK gegrabenen Bereiche.	26
Abb. 14: Synthese der Profilzeichnungen des Grabungsquadrates N42 im südwestlichen Bereich des Abris in Grabungstiefen bis 1,2 m und 2,6 m u. GOK. Es werden die Profile N42 Nord, Ost, Süd und West mit der Lage der Dünnschliffe MB-A1-3 dargestellt.....	27
Abb. 15: Synthese der Profilzeichnungen des Grabungsquadrates TU2 im zentral gelegenen Bereich des Abris mit Grabungstiefen bis 2,2 m u. GOK. Es werden die Profile TU2 Nord, Ost, Süd und West mit der Lage der Dünnschliffe MB-B1-5 dargestellt.	30
Abb. 16: Profilzeichnung von G10 Nord in der nordwestlichen Ecke der Hauptgrabung BXA mit der Lage der Dünnschliffe MB-C1-4.	33
Abb. 17: Profilzeichnung von M14 West nahe am Höhlenmund des Abris Mochena Borago mit der Lage der Dünnschliffe MB-D1-6.	36
Abb. 18: Profilzeichnung von N40E25 am Höhlenmund des Abris Mochena Borago gelegen.....	38
Abb. 19: Arbeitsfluss der hydrologischen Analyse mit ArcHydro für ArcGIS.	40

Abb. 20: Vereinfachter schematischer Aufbau des energiedispersiven und wellenlängen-dispersiven Röntgenfluoreszenzspektrometers zur Messung elementarer Zusammensetzung von Gesteins- und Bodenproben	43
Abb. 21: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes am Mount Damota im Südwesten Äthiopiens mit den rezenten Einzugsgebieten, Entwässerungslinien, dem längsten Transportweg und der Wasserscheide zwischen Omo und Bilate	46
Abb. 22: Topographische Karte mit Hervorhebung des Mount Damota und Lage des Abris Mochena Borago an der südwestlichen Flanke, sowie dem längsten Transportweg und das rezente Einzugsgebiet von Mochena Borago	47
Abb. 41: Momentaufnahme des 3D-Modells in Google SketchUp für die Einzelblöcke des Sedimentblockes MB-C1-M.....	48
Abb. 42: Nahaufnahme des Blockes D3 der Mikromorphologie-Probe MB-C1-M als dreidimensionale äußere und innere Ansicht aus dem Google SketchUp Modell.....	49
Abb. 43: Skizzen des Sedimentblockes MB-C1-M für die Aufsicht und Ansicht der Reihe 3 mit dem grauen, homogenen Lockersediment und den rötlich-braunen Färbungen am Rand und in den horizontal verlaufenden Linien.....	50
Abb. 23: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A1 aus Profil N42 Ost in 2,4 m Tiefe u. GOK.	52
Abb. 24: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A2 aus Profil N42 Ost in 2,35 m Tiefe u. GOK.	53
Abb. 25: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A3 aus Profil N42 Ost in 1,1 m Tiefe u. GOK.	54
Abb. 26: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B1 aus Profil TU2 Ost in 1,05 m Tiefe u. GOK.	55
Abb. 27: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B2 aus Profil TU2 Ost in 0,9 m Tiefe u. GOK.	56
Abb. 28: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B3 aus Profil TU2 Ost in 0,8 m Tiefe u. GOK.	57
Abb. 29: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B4 aus Profil TU2 West in 0,8 m Tiefe u. GOK..	58
Abb. 30: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B5 aus Profil TU2 West in 0,5 m Tiefe u. GOK.	59
Abb. 31: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C1 aus Grabungsquadrat BXA in 1,3 m Tiefe u. GOK.	61
Abb. 32: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C2 aus Profil G10 Nord in 1,0 m Tiefe u. GOK.....	62
Abb. 33: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C3 aus Profil G10 Nord in 0,85 m Tiefe u. GOK.....	63
Abb. 34: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C4 aus Profil G10 Nord in 0,8 m Tiefe.....	64
Abb. 35: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D1 aus Profil M14 West in 1,0 m Tiefe u. GOK.	66
Abb. 36: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D2 aus Profil M14 West in 0,6 m Tiefe u. GOK..	67

Abb. 37: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D3 aus Profil M14 West in 0,55 m Tiefe u. GOK.	68
Abb. 38: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D4 aus Profil M14 West in 0,4 m Tiefe u. GOK.	69
Abb. 39: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D5 aus Profil M14 West in 0,3 m Tiefe u. GOK.	70
Abb. 40: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D6 aus Profil M14 West in 0,2 m Tiefe u. GOK.	71
Abb. 44: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für das Harz und Glas der Dünnschliffträger als Referenzmessungen. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte der Messung.....	72
Abb. 45: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-A1 und MB-A2. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-A1-U1/3 und MB-A2-U1/2 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte der Messung.....	73
Abb. 46: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-B1, MB-B2 und MB-B3. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-B1-U1/2, MB-B2-U1/2b und MB-B3-U1 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte der Messung.....	74
Abb. 47: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-B4 und MB-B5. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-B4-U1/2a/2b und der Grundmasse von MB-B5 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte der Messung.....	75
Abb. 48: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für den Dünnschliff MB-C1. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-C1-U1/2 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte der Messung.....	76
Abb. 49: Skizze des Blockes E1 des Sedimentpaketes MB-C1-M mit der Position der linienhaften WDRFA-Messungen RFA#1 und RFA#2. Die Messungen umfassen den Randbereich der stratigraphischen Einheit YBT aus Grabungsquadrat BXA	77
Abb. 50: Tortendiagramm für die gemittelten Anteile der WDRFA-Messungen RFA#1 und RFA#2.....	78
Abb. 51: Graphische Darstellung der Ergebnisse für die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzmessung des Blockes MB-C1-M-E1 mit den Kurvenverläufen der elementaren Zusammensetzung für die Messungen RFA#1 und RFA#2.....	79
Abb. 52: Schematische rekonstruierte Entwicklung des sagittalen Profils des Abris Pataud (Frankreich).....	84
Abb. 53: Vereinfachte schematische Darstellung im sagittalen Profil für die Genese des Abris Mochena Borago an der Westflanke des Mount Damota.....	86
Abb. 54: Klassifikation der Lockersedimente in den Grabungsquadraten BXA, G10 und M14 anhand der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen für die stratigraphischen Einheiten YBT, S-Group, YBS, R-Group, M14-I-VI und JSA.....	91

Abb. 55: Skizze des Sedimentblockes von YBT anhand der Reihe 3 des Google SketchUp Modells für die Mikromorphologie-Probe MB-C1-M.	92
Abb. 56: Schematische Darstellung des Wasserverlaufes am Randbereich von YBT anhand der Skizze der Aufsicht auf MB-C1-M.	94
Abb. 57: Graphische Darstellung der potentiellen fluvialen Erosionen in Testgrabung TU2.	100
Abb. 58: Graphische Darstellung der potentiellen fluvialen Erosion in Testgrabung N42.	101
Abb. 59: Schematische Darstellung der gebildeten Transekte im Abri Mochena Borago nach den vorgegebenen und analysierten Testgrabungen N42, TU2, G10, M14 und erweiternd N40E25.	105
Abb. 60: Synoptische Transektzeichnungen anhand der Stratigraphie der Testgrabungen im Abri Mochena Borago, mit Anpassung der Profile auf Höhe ü.M.	106
Abb. 61: Beispiel für die Sedimentations- und morphodynamischen Prozesse im Abri Mochena Borago anhand der synoptischen Profilbetrachtung unter Berücksichtigung der allgemeinen Morphologie des Abris.	108
Abb. 62: Gliederung des Abris Mochena Borago in die Bereiche mit Sedimentakkumulation und Sedimentabtrag.	111
Abb. A 1: Legende für die Profilzeichnungen der Grabungsquadrate N42, TU2, G10, M14 und N40E25.	126
Abb. A 2: Fotografische Aufnahme des Sedimentpaketes MB-C1-M bei der Aufsicht im natürlichen Zustand und die Ansicht des westlichen Profils nach Entfernung des Sedimentes.	127
Abb. A 3: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3 des Dünnschliffes MB-A1 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung ...	128
Abb. A 4: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 und U2 des Dünnschliffes MB-A2 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung ...	129
Abb. A 5: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 und U2 des Dünnschliffes MB-D4 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung ...	129
Abb. A 6: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3 des Dünnschliffes MB-A3 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung ...	130
Abb. A 7: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 und U2, sowie deren Grenzbereich des Dünnschliffes MB-B1 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5- und 10-facher Vergrößerung.	131
Abb. A 8: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2a und U2b des Dünnschliffes MB-B2 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	132
Abb. A 9: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheit U1 des Dünnschliffes MB-B3, sowie die Grundmasse und Fragmente mit Tonanlagerungen des Dünnschliffes MB-B5 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	133

Abb. A 10: Mikroskopische Aufnahmen der Begrenzung der Untereinheiten U1 und U2 des Dünnschliffes MB-B4, sowie Untereinheit U2b und Hämatit-Ausfällungen in U2a unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	134
Abb. A 11: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2a und U2b, sowie der Flecken in U2a des Dünnschliffes MB-C1 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung	135
Abb. A 12: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3, sowie der Calcit-Ausfällungen in U1 des Dünnschliffes MB-C2 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.....	136
Abb. A 13: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3 des Dünnschliffes MB-C3 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	137
Abb. A 14: Mikroskopische Aufnahmen der Grundmasse des Dünnschliffes MB-C4, sowie der Calcit-Ausfällungen unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	138
Abb. A 15: Mikroskopische Aufnahmen der Grundmasse des Dünnschliffes MB-D1, sowie die Untereinheiten U1 und U2 des Dünnschliffes MB-D3 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	139
Abb. A 16: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3 des Dünnschliffes MB-D2 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.....	140
Abb. A 17: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 und U2 des Dünnschliffes MB-D5, sowie der Fragmente F1 und F2 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung.	141
Abb. A 18: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1, U2 und U3 des Dünnschliffes MB-D6 unter einfachen und gekreuzten Polarisatoren bei 2,5-facher Vergrößerung	142
Abb. A 19: Graphische Darstellung der Ergebnisse für die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzmessung des Blockes MB-C1-M-E1 mit den Kurvenverläufen der elementaren Zusammensetzung für die Messungen RFA#1 und RFA#2	145

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Gegenüberstellung der Werte für die elementaren Zusammensetzungen von MB-C1 und MB-C1-M-E1 nach der energiedispersiven und wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse.	83
Tab. A 1: Auflistung der Bezeichnungen für die stratigraphischen Einheiten im Abri Mochena Borago, sowie der Langbezeichnung und Zuordnung der Namensgeber.....	121
Tab. A 2: Zuordnung repräsentativer Proben für die stratigraphischen Einheiten SRS, DRB, LLF, YBSX, BWT, R-Group und YBS, sowie für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 mit Angabe der Herkunft, Tiefe [m u. GOK] und deren Beschreibung.	122
Tab. A 3: Ergebnisse der Untersuchungen zum pH-Wert und zur elektrischen Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$] der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4.....	122
Tab. A 4: Ergebnisse der Untersuchungen zur Bodenfarbe nach MUNSELL der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4.	123
Tab. A 5: Ergebnisse der Untersuchungen zur Korngröße der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4.....	123
Tab. A 6: Ergebnisse der Untersuchungen zu Gehalten an Mangan und Eisenoxiden der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4.....	124
Tab. A 7: Ergebnisse der Untersuchungen zu Gehalten an Kohlenstoff, Stickstoff und organischer Substanz der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4.....	124
Tab. A 8: Umrechnungstabelle für die Änderung der Probenbezeichnung der Dünnschliffe MB-A1-D6.	125
Tab. A 9: Auflistung der Untereinheiten in den Dünnschliffen mit Röntgenfluoreszenzmessungen, sowie ihre repräsentative stratigraphische Einheit.	143
Tab. A 10: Werte der EDRFA-Messungen für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-A3, MB-B1 bis MB-B5 und MB-C1.	144

Abkürzungsverzeichnis

Al	Aluminium (Element)
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
Bal	nicht messbare Elemente
BWT	Bright White Tephra (strat. Einheit)
BXA	Block Excavation Area (Hauptgrabung)
Ca	Calcium (Element)
Cl	Chlor (Element)
CMER	zentraler Äthiopischer Grabenbruch
CO ₂	Kohlenstoffdioxid
DFG	Deutsche Forschungsgemeinschaft
DGM	Digitales Geländemodell
DRB	Dark Red Brown (strat. Einheit)
DS	Deckensturzmaterial (strat. Einheit)
EARS	Ostafrikanischer Grabenbruch
EDRFA	Energiedispersive Röntgenfluoreszenzanalyse
Fe	Eisen (Element)
GIS	Geoinformationssystem
ITC	Innertropische Konvergenzzone
JSA	Jüngste Sedimentablagerungen (strat. Einheit)
K	Kalium (Element)
ka	Tausend Jahre
km	Kilometer (Einheit)
LFX1	Lahar Feature X1 (strat. Einheit)
LFX2	Lahar Feature X2 (strat. Einheit)
LGM	Letztes Glaziales Maximum
LLF	Lower Lahar Flow (strat. Einheit)
L/ULF/X2	pyroklastische Serie LLF, ULF, LFX2
m	Meter (Einheit)
Ma	Millionen Jahre
Mg	Magnesium (Element)
Mn	Mangan (Element)
MER	Äthiopischer Grabenbruch
NS	Niederschlag
mm/J NS	jährlicher Niederschlag
µm	Mikrometer
N	Norden
NMER	nördlicher Äthiopischer Grabenbruch
O	Osten
P	Phosphat (Element)
PKT	Pink Tephra (strat. Einheit)
ppm	parts per million (Einheit)

Rb	Rubidium (Element)
RFA	Röntgenfluoreszenzanalyse
RFS	Röntgenfluoreszenzstrahlung
S	Süden
SFB	Sonderforschungsbereich
Si	Silicium (Element)
Sr	Strontium (Element)
SRS	Speckled Red Sand (strat. Einheit)
SMER	Südlicher Äthiopischer Grabenbruch
Ti	Titan (Element)
ULF	Upper Lahar Flow (strat. Einheit)
v.a.	vor allem
W	Westen
WDRFA	Wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzanalyse
WFB	Wonji-Bruchzone
Zn	Zink (Element)
Zr	Zirkon (Element)
YBS	Yellow Brown Silt (strat. Einheit)
YBSX	Yellow Brown Silt X (strat. Einheit)
YBT	Yellow Brown Tephra (strat. Einheit)

1 Einleitung

Höhlen sind verborgene Orte, die dem vorzeitlichen Menschen in vielen Gebieten der Erde schon immer als Schutz- und Zufluchtsorte dienten. Während arider Zeiten als Schattenspende und in regenreichen Zeiten als Unterschlupf, wurden Höhlen als Behausungen besiedelt und dienten als Gunststandort, wo sich das Leben abspielte. Aufgrund dessen sind in Höhlensedimenten oft Spuren vorzeitlicher Menschen vorzufinden, die Anknüpfungspunkte zur Erforschung der Geschichte der Menschheit bieten. Einer dieser Orte mit Spuren des vorzeitlichen Menschen ist der Abri *Mochena Borago* im Äthiopischen Hochland, der als Zufluchtsort während ungünstiger Klimabedingungen im Äthiopischen Grabenbruch gilt. Der Begriff ‚Abri‘ wird nach BRUNOTTE et al. (2001) aus der französischen Sprache abgeleitet (‚Schutzdach‘) und stellt einen Überhang an einer wandartig aufragenden Felsformation dar, der ur- und frühgeschichtlich als Wohn- und Zufluchtsort genutzt wurde.

Diese Arbeit ist im Rahmen des Sonderforschungsbereiches (SFB) 806 der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) mit dem Titel „Unser Weg nach Europa: Kultur-Umwelt Interaktion und menschliche Mobilität im Späten Quartär“ entstanden. Die interdisziplinäre Zusammenarbeit der Universitäten zu Köln, Bonn, RWTH Aachen und des Neanderthal Museums in Bonn strebt dabei die Erforschung der Bevölkerungsdynamik und Verbreitungsprozesse des anatomisch modernen Menschen aus Afrika bis zur permanenten Besiedlung Europas in den letzten 190.000 Jahren an. Durch die geologische, geographische und archäologische Betrachtung von Fundstellen in Nordost-Afrika, im Mittelmeerraum, auf dem Balkan und im restlichen Europa sollen neue Erkenntnisse zur Verbreitung von Innovationen, Techniken, Kultur und Entwicklung von Ethnien gewonnen werden. Dies erfolgt unter der Voraussetzung, dass die Bevölkerungsmobilität von menschlichen Verhaltensweisen und Reaktionen auf das Klima und die Umwelt gesteuert wurde.

Nordost-Afrika gilt als die Ursprungsregion für die Verbreitung des *Homo sapiens* und das Äthiopische Hochland stellt dabei als klimatischer Gunstraum einen Zufluchtsort während Dürrezeiten dar. Das Teilprojekt A1 des SFB 806 beschäftigt sich mit der spätpleistozänen Höhlen-Stratigraphie und Paläoumwelt in Nordost-Afrika. Dabei werden die Höhlensedimente von *Sodmein Cave* in Ägypten und *Mochena Borago* in Äthiopien auf paläoklimatische Veränderungen untersucht, sowie Push-und-Pull Faktoren für die Besiedlung der Höhlen durch den anatomisch modernen Menschen erörtert.

Mochena Borago befindet sich an der Westflanke des inaktiven Stratovulkans Mount Damota, positioniert am Rande des südlichen Äthiopischen Grabenbruchs, in einem klimatischen Gunstraum. Im Abri wurden in Zusammenarbeit von Ralf Vogelsang (Universität zu Köln), Steven Brandt (University of Florida) und Elisabeth Hildebrandt (Stony Brook University, New York) archäologische Testgrabungen durchgeführt, die ältere Funde als 50.000 Jahre vor heute enthalten. Der zentrale Forschungsgegenstand sind die Sedimente im Abri, die unterschiedlich stark fundführend sind und im Zuge der vorliegenden Arbeit anhand multiskaliger Untersuchungen untersucht werden. Die Stratigraphie des Untergrundes ist nicht eindeutig, weshalb ein stratigraphischer Kontext der Sedimente im Abri hergestellt werden muss, in den die Artefakte eingeordnet werden sollen. Die stratigraphische Auflösung soll die Aktivitätsbereiche des anatomisch modernen Menschen im Abri herausstellen, sowie den Grad der kulturellen und natürlichen Prozesse im Abri gewichten,

um Rückschlüsse auf paläoklimatische Bedingungen ziehen zu können. Die Studien über die Genese des Abris und die Sedimentation innerhalb sind ein wichtiger Aspekt des Forschungsprogramms, das die Lithostratigraphie, den Besiedlungszeitraum, die Technologien und Bedeutung von *Mochena Borago* für den *Homo sapiens* während des späten Quartärs entschlüsseln soll.

Zu diesem Zweck werden multiskalige Untersuchungen durchgeführt, indem mit Hilfe einer großräumigen Einzugsgebietsanalyse mit ArcGIS die Sedimentherkunft im Abri entschlüsselt werden soll, sowie die Sedimente mikromorphologisch anhand von Dünnschliffen und in der Elementarebene durch Röntgenfluoreszenzanalytik auf geomorphologische Prozesse untersucht werden. Die Entnahme der Proben erfolgte während der Geländearbeiten im Frühjahr 2012, während denen Mikromorphologie-Proben aus den Sedimenten des Abris entnommen wurden. Das Methodenspektrum soll durch die Informationen aus archäologischer Sicht erweitert werden, die bereits von BRANDT et al. (2012) bezüglich der Besiedlungsgeschichte von *Mochena Borago* ansatzweise entschlüsselt wurden. Es soll nun geklärt werden, in welchem stratigraphischen Kontext archäologische Funde enthalten sind und welche Aussagen über das Paläoklima getroffen werden können.

2 Vorstellung des Untersuchungsgebietes

Der Abri *Mochena Borago* liegt an der Westflanke des Berges Mount Damota (Mt. Damota), einem inaktiven Stratovulkan am Äthiopischen Grabenbruch. Mt. Damota befindet sich nördlich des Abaya-Sees, der sich im südlichen Ausläufer des Grabenbruchs befindet. Am südlichen Fuß des Mt. Damota befindet sich die Stadt Sodo, die das administrative Zentrum der Wolaita Region der *Southern Nations, Nationalities and Peoples Region* ist (Abb. 1).

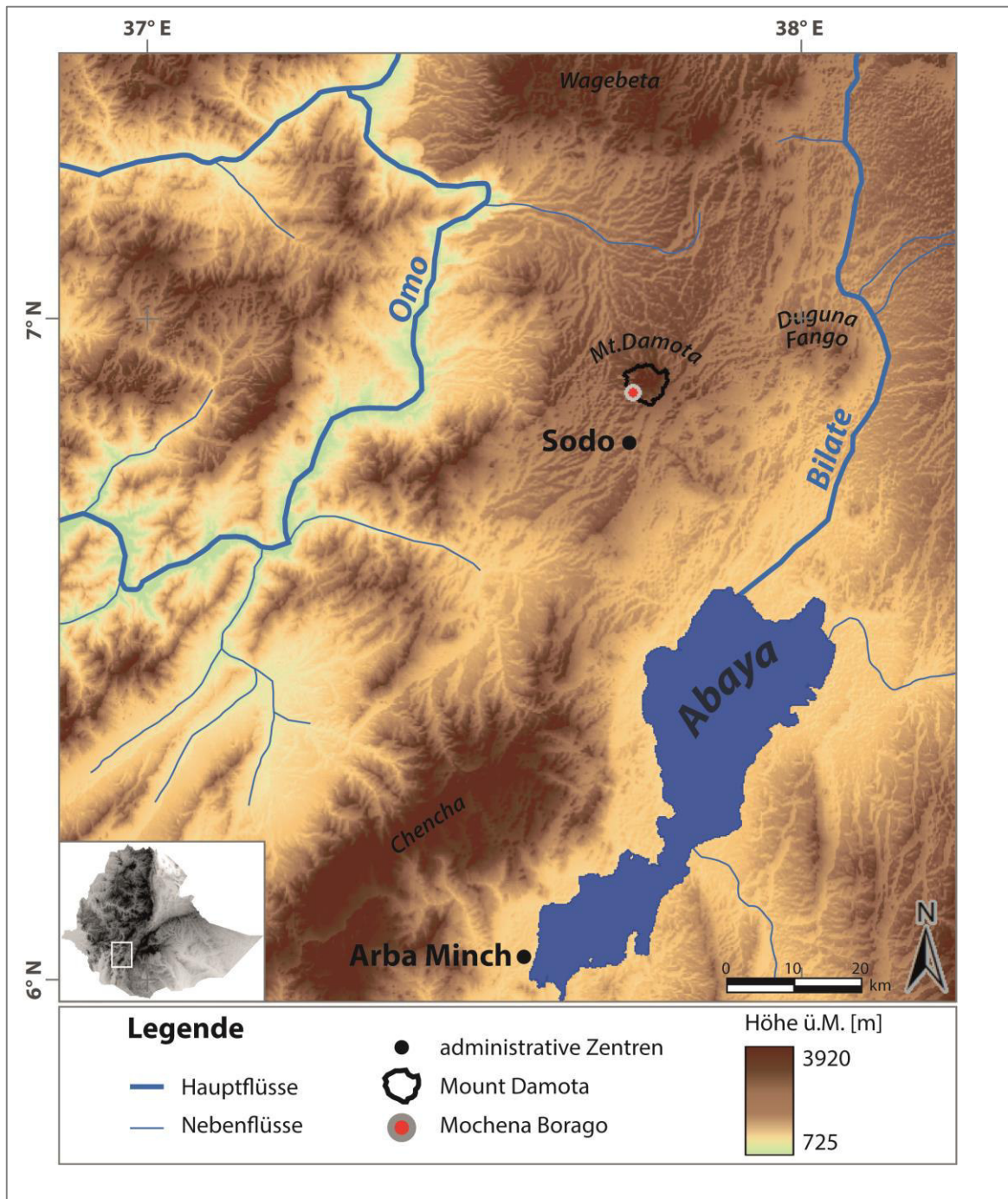


Abb. 1: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes am Mount Damota mit der Lokalität des Abri *Mochena Borago* (362408 E, 762531 N, WGS 1984 UTM Zone 37) an der Westflanke des inaktiven Stratovulkans, nördlich des Abaya-Sees und der Stadt Sodo im Südwesten Äthiopiens (Eigene Darstellung, Datengrundlage: ASTER GDEM).

Der Abri *Mochena Borago* verdankt seinen Namen dem letzten König des Wolaita Volkes *Moche Borago*. Er befindet sich in 2300 m Höhe ü.M. an der Westflanke des Mt. Damota (Gipfel: 2908 m ü.M.), als eine Halbhöhle am Kopf einer ~20 m hohen Schlucht. Über schmale Pfade an den Flanken des Berges gelingt der Zugang in die 70 m breite, 20 m tiefe und 12 m hohe Felsnische mit einem ebenen, mit Sedimenten bedeckten Boden. Außer in der Hauptregenzeit, in der zeitweise geringe Wassermengen aus der Rückwand in den Abri sickern, ist er ganzjährig vom Regen geschützt. Während starker Stürme kann es zu Spritzwassereintrag des saisonal aktiven Wasserfalls kommen, der von der Höhlendecke in die Schlucht fließt (BRANDT et al. 2012). Abbildung 2 zeigt eine photographische Aufnahme von *Mochena Borago*.

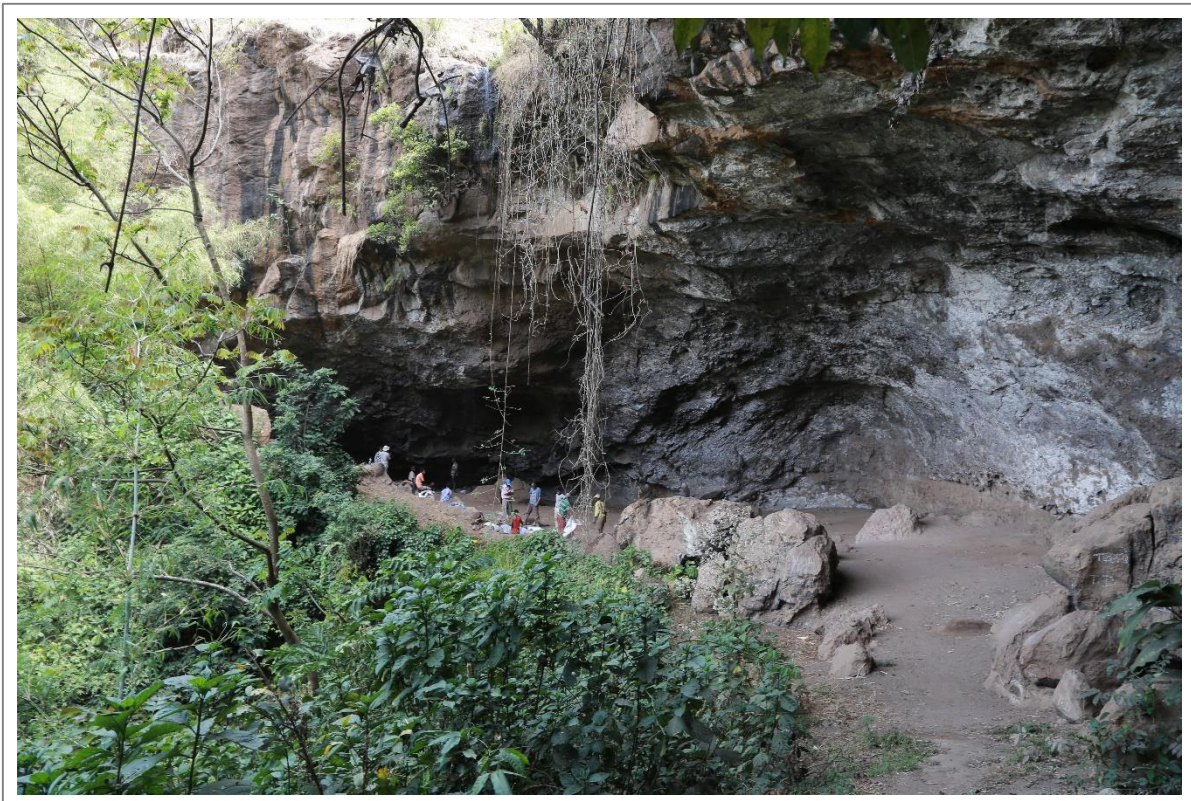


Abb. 2: Photographische Aufnahme des Abri *Mochena Borago* am Mount Damota aus der Perspektive am Hauptzugang auf der südlichen Seite. Zu sehen ist das archäologische Grabungsteam der Universität zu Köln unter der Leitung von Dr. Ralf Vogelsang während der Frühjahrskampagne 2014 (Eigene Aufnahme 2014).

In diesem Kapitel wird zunächst auf die Entstehungsgeschichte des Äthiopischen Grabenbruches eingegangen, die einen wesentlichen Einfluss auf die Geologie Äthiopiens und das Untersuchungsgebiet hat. Im weiteren Verlauf wird das Klima Äthiopiens beschrieben, das erheblich von der Topographie beeinflusst wird. Daran anschließend wird der aktuelle Stand der Forschung aus archäologischer Sicht beleuchtet, sowie eine Beschreibung der sedimentologischen Voruntersuchungen gegeben.

2.1 Geologischer Rahmen und Landschaftsentwicklung

In diesem Kapitel werden die Genese des Äthiopischen Grabenbruchs und die regionale Landschaftsentwicklung im Untersuchungsgebiet durch den Einfluss hoher vulkanischer

Aktivität dargestellt. Der Mt. Damota befindet sich im Südwesten Äthiopiens, am Grabensaum zwischen den südwestlichen Äthiopischen Hochländern und dem östlich gelegenen Äthiopischen Grabenbruch (Main Ethiopian Rift, MER). Der MER gehört zum Ostafrikanischen Grabenbruchsystem (East African Rift System, EARS), das sich von der Afar Triple Junction im Norden Äthiopiens bis zum Malawi-See im Süden erstreckt (PIK et al. 2008). Die Evolution des EARS wird fachlich immer noch kontrovers diskutiert (PIK 2011). CHOROWICZ (2005) und ROONEY (2007) stellen die erste Ausprägung des Riftprozesses vor ~30 Ma in der Afarregion Äthiopiens heraus, als Folge der Bildung eines Mantelplumes in der Region des Tanasees, der die Lithosphäre schwächt und erste Brüche hervor rief. Großräumig konstatieren BONINI et al. (2005) und ROONEY (2007) das kontinentale Aufbrechen durch das Divergieren der somalischen und nubischen Kontinentalplatten mit korrelierender Grabenbildung von Djibouti bis Mozambik. PIK (2011) stützt beide Hypothesen mit thermal gesteuerter Mantelkonvektion unterhalb des EARS und der graduellen nordwärts-Bewegung der afrikanischen Platte über einen Manteldiapir.

Die Entwicklung des EARS erfolgte typischerweise mit anfänglicher Aktivierung der großen Randverwerfungen und einhergehender Subsidenz des Zentralgrabens, gefolgt von Bruchbildung und Magmatismus in der Grabensenke (AGOSTINI et al. 2011; ROONEY et al. 2007). Dem zufolge zeigt das EARS oberflächlich von der Afar Triple Junction im Norden bis zum Malawi-See im Süden eine Reihe von individuellen tektonischen Becken umgeben von erhobenen Plateaus (CHOROWICZ 2005; PIK et al. 2008). Diese lassen sich in drei tektonische Einheiten gliedern, namentlich der Grabensenken, Plateaus und der dazwischen liegenden Grabensäume (SCHLÜTER 2006).

Der EARS lässt sich grundlegend in östliche und westliche Ausläufer gliedern. Der östliche erstreckt sich von der Afar Triple Junction im Norden Äthiopiens bis zur Nord-Tansanianischen Divergenz beim Sulunga-See, der westliche Ausläufer verläuft vom Albert-See an der Grenze Ugandas zur DR Kongo bis zum Malawi-See. Dabei erstrecken sich beide Ausläufer über 2100 bis 2200 km (CHOROWICZ 2005). CHOROWICZ (2005) gliedert den östlichen Ausläufer in die Afar Triple Junction, den Äthiopischen Grabenbruch, das Omo-Turkana-Tiefland, das Kenianische Rift und die Nord-Tansanianische Divergenz. Der MER gilt laut CORTI (2009) als Schlüsselsektor, der die Afar Depression mit der Turkana Depression und dem Kenianischen Rift verbindet und erstreckt sich vom südlichen Afar bis zum Chamo-Becken im südlichen Äthiopien. Zusammen mit der Afar Triple Junction bildet das MER den nördlichsten Ausläufer des EARS.

Der MER selbst wird allgegenwärtig in das südliche, zentrale und nördliche Segment (Southern, Central, Northern Main Ethiopian Rift, SMER, CMER, NMER) gegliedert. Die Segmente reflektieren die Stadien des kontinentalen Ausdehnungsprozesses durch Ungleichheiten in der Krusten-, Lithosphären- und Verwerfungsstruktur, sowie unterschiedliche Prozesse des Vulkanismus und der Deformation (CORTI et al. 2013; KERANEN & KLEMPERER 2008). Das NMER erstreckt sich von Afar bis zum Koka-See und wird vom CMER durch die Boru-Toru Aufwölbung getrennt. Vom Boru-Toru zieht sich das CMER bis zum Awasa-See bei ca. 7°N, wo sich das SMER bis zur Turkana-Depression nördlich von Chew-Bahir, Äthiopien, anschließt (CORTI 2009; KERANEN & KLEMPERER 2008). Die Entwicklung des MER ist bis heute nicht unzweifelhaft geklärt. Häufig wird behauptet, die

Ausbreitung des Riftprozesses fand nordwärts statt. Dabei soll das Frühstadium des Riftprozesses im SMER eingesetzt haben, ab ca. 30 Ma bis zur finalen Grabenbildung vor 18 Ma. Darauf erfolgte das Aufbrechen im NMER ab 10-11 Ma v.h. und eine finale Phase der Grabenbildung im CMER 9,7-8,3 Ma v.h. (AGOSTINI et al. 2011; BONINI et al. 2005). Die Gegenhypothese dazu ist die Grabenaufstellung bei Afar durch den Manteldiapir in der Region des Tana-Sees mit südwärts verlaufender Expansion (CHERNET 2011; CHOROWICZ 2005; KERANEN & KLEMPERER 2008). Die allgemeine Grabenmorphologie, marginale Deformation und fehlende axiale Bruchbildung weisen auf das initiale Stadium der Ausdehnung im SMER hin (CORTI et al. 2013). Darüber hinaus befinden sich die ältesten Flutbasalte des EARS, die durch Spalteneruption aus Magmakammern des Mantelplumes unterhalb der Lithosphäre resultieren, im Süden Äthiopiens. Dies lässt darauf schließen, dass das initiale Stadium des Riftprozesses im SMER stattfand (PIK et al. 2008).

Nach TADESSE et al. (2003) und SCHLÜTER (2006) sind in Äthiopien vier Hauptgesteinstypen vorzufinden. Dabei handelt es sich um präkambrische Metamorphite, die das Basement bilden, sowie spät-paläozoisch bis mesozoische marine und kontinentale Sedimente im Hangenden, basaltische und felsische känozoische Vulkangesteine und tertiäre bis quartäre vulkanische Sedimente mit vulkanoklastischen Gesteinen. Die Gesteinstypen ergeben sich aus den groß- und kleinräumigen tektonischen Prozessen seit Entstehung des afrikanischen Kontinents. Abbildung 3 (S. 7) dient als schematische geologische Übersicht für Äthiopien.

Der Kontinentaldrift des EARS folgt vorbestehenden Schwächezonen in der kontinentalen Lithosphäre und Bereichen um die stabilen Kratone, die zuletzt im Archaikum vor ca. 4,0-2,5 Ma der Deformation unterlagen (KERANEN & KLEMPERER 2008; GROTZINGER et al. 2008; PIK et al. 2008). Die extrem gefalteten, geblättern, metamorphisierten präkambrischen Gesteine unterlagen nach der Panafrikanischen Orogenese während des Paläozoikums einer langen Periode der Einrumpfung. Während des Früh-Perms dringt ein seichter Meeresarm zwischen das Horn von Afrika und das Vorgebirge Ost-Gondwanas, welcher das heutige Madagaskar und Indien vom Afrikanischen Kontinent trennt. Mit der Absenkung von afrikanischen Landmassen wurden mächtige Mesozoische marine Sandsteine, Schiefer, Gips und Kalkstein abgelagert, die heute in den zentralen und nördlichen Regionen Äthiopiens (Abb. 3) vorzufinden sind (CORTI 2009; SCHLÜTER 2006; TADESSE et al. 2003).

Noch vor Beginn des Riftprozesses, kam es während des Paläogens (66-23 Ma v.h.) zur episodischen Ablagerung von Flutbasalten durch die Bildung von Magmakammern innerhalb der Lithosphäre. Durch die niedrige Viskosität des Basalts und geringe Mengen an Gasen breiten sich die Basaltströme über große Distanzen in flachen Decken aus. Die ältesten Flutbasalte werden in Südäthiopien bis ins Eozän auf ~45 Ma datiert (BONINI et al. 2005; CORTI et al. 2009; SEPULCHRE et al. 2006). Die Episode mit den höchsten Eruptionsraten von Flutbasalten begann nach der Bildung des Mantelplumes in der Region des Tana-Sees, wodurch erste Verwerfungen im Bereich des heutigen MER entstanden (PIK et al. 2008; SEPULCHRE et al. 2006). Die großflächigen Spalteneruptionen traten während des späten Miozäns bis frühen Pliozäns hauptsächlich vor 31-29 Ma auf und bilden mit den oligozänen und jüngeren Flutbasalten die sogenannten Trap Series, die einen großen Teil des proterozoischen Untergrundes bedecken. Der Begriff *Trap Series* bezeichnet episo-

disch aufeinander abgelagerte Basaltströme. Auf dem Plateau erreichen die Trap Series Mächtigkeiten von mehreren 100 m und die mächtigsten Abfolgen belaufen sich auf maximal 2000 m im NW des Äthiopischen Plateaus und an den Säumen der Grabensenke (BONINI et al. 2005; CHOROWICZ 2005; PIK 2011).

CORTI et al. (2009) belegen die Haupteruption vor 31-29 Ma mit dem Beginn des Riftprozesses zwischen der Nubischen und Somalischen Kontinentalplatten. Die Trap Series sind im Süden Äthiopiens älter als in der nördlichen Region, was auf den initialen Riftprozess im SMER schließen lässt (SCHLÜTER 2006).

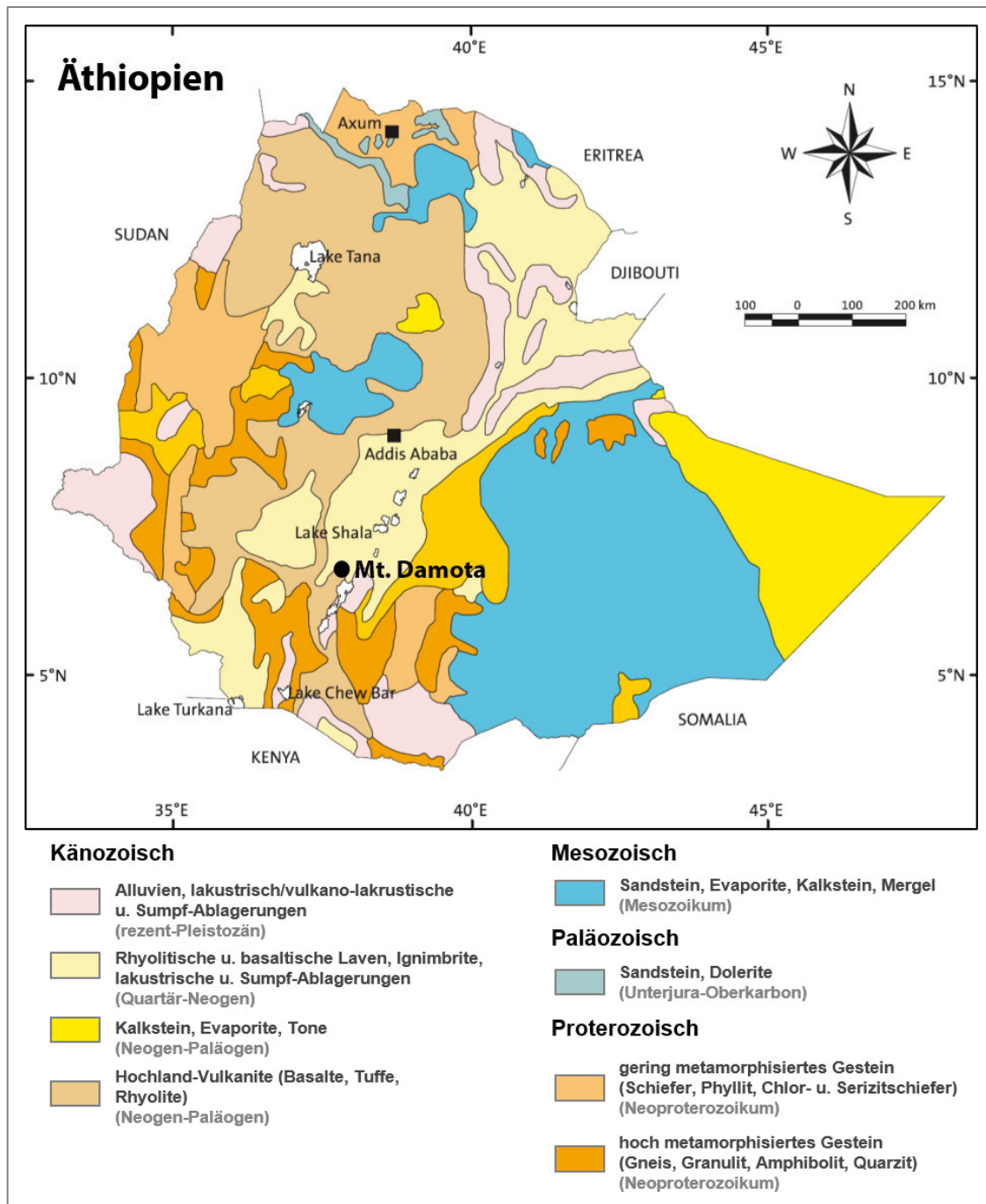


Abb. 3: Schematische Übersicht der Geologie Äthiopiens. Der Stratovulkan Mount Damota befindet sich am Rand der neogen-paläogenen Hochland-Vulkanite und quartär-neogenen rhyolitischen und basaltischen Ablagerungen (verändert nach SCHLÜTER 2006).

Im späten Pliozän seit ca. 2,5 Ma bilden sich weitere Verwerfungen, sodass rhyolitischer Vulkanismus an den Rändern der Grabensenke extensive Ignimbrit-Abfolgen förderte, die große Bereiche des Grabenbruches vor der Hauptausdehnungsphase und die heutigen Plateaus bedecken (CHERNET 2011; SCHLÜTER 2006). Durch die Hebung der zweiten Schulter wurde die Grabensenke ausgebildet und das Äthiopische und Somalische Plateau hoben sich von der Umgebung ab (STRAHLER & STRAHLER 1999). Das MER teilt die äthiopische Vulkanprovinz asymmetrisch in das nordwestliche Äthiopische und südöstliche Somalische Plateau. Sie setzen sich aus den angehobenen Ausgangsgesteinen mit überlagernden sedimentären Sequenzen und eozänen bis rezenten Flutbasalten und Ignimbriten zusammen (CORTI 2009; WOLDEGABRIEL et al. 1990).

Der östliche Saum des MER ist mit seinem relativ kontinuierlichen System von Grenzflächenstörungen deutlicher ausgeprägt als der westliche Saum, der weniger Verwerfungen aufweist. Die hauptsächlich auftretende Streichrichtung der östlichen Verwerfungen tendiert von NO nach SW, wohin gegen sich der Trend der westlichen Verwerfungen nördlich und südlich von 7°50'N unterscheidet, nämlich von N35°E-N40°E streichenden Verwerfungslinien im Norden zu NS-N20°E im Süden (BOCCALETTI et al. 1998). Abbildung 4 (S. 8) gibt einen Überblick über die tektonischen Störungen im MER.

Innerhalb des Großgrabens kommt es zur weiteren Bruchbildung durch die Wonji-Bruchzone (Wonji Fault Belt, WFB), die sich als eine Reihe von sich überlappenden, rechtsstufigen Staffelbrüchen ca. 1100 km entlang des MER zieht (Abb. 4). Charakteristisch sind ihre kurzen, S-förmigen Verwerfungen, die zu bimodalem basaltischen und silicatreichen Vulkanismus führen (AGOSTINI et al. 2011; CORTI 2009; SCHLÜTER 2006). Diese rezent aktive Spreizungsachse wurde nach der Entwicklung des MER durch quartäre Tektonik in den letzten 2 Ma hervorgerufen, wodurch felsische Vulkankomplexe entlang des Gürtels gebildet wurden (BOCCALETTI et al. 1998; CHARNET 2011). Auch ein Großteil der rezenten vulkanischen Aktivität wird mit der WFB assoziiert, an die sich Calderen, Schlackenkegel und vulkanische Spalten anschließen (CORTI 2009; WOLDEGABRIEL et al. 1990). Die grob SW-NO-streichenden Störungen des WFB sind im Einklang mit der WO-Ausdehnung des Äthiopischen Grabenbruchs (BOCCALETTI et al. 1998).

Die Verwerfungen im MER befinden sich im nördlichen Segment mittig konzentriert im Bereich des Grabenbruchs, wonach sie sich Richtung Süden im CMER auf die Grabensäume verlagern und in der Region Fonko und Langano ca. 100 km breit sind (Abb. 4). In der Abaya-Region weiter südlich verengt sich der Grabenbruch, bis er sich im zentralen bis südlichen Bereich des SMER durch den Amaro-Horst gabelt. Im südlichen Bereich des SMER bis hin zur Turkana-Depression verteilen sich die Verwerfungen lateral im relativ flachen Gebiet (BOCCALETTI et al. 1998).

Im westlichen Saum des MER unterscheiden sich die tektonischen Störungen in ihrer lateralen Ausdehnung und vertikalem Versatz nördlich und südlich von 7°50'N. Die nördlich gelegenen Steilhänge nehmen entlang einer Reihe von Verwerfungen mit einer Durchschnittshöhe von ~2000 m ü.M. Richtung Süden ab. Einen dieser Steilhänge bildet die Guraghe-Steilstufe, die sich durch ihre >60° O-NO-eintauchende, steilwinklige Verwerfung mit vertikalem Abfall bis 1000 m auszeichnet, wohin gegen die mehr N-S-streichenden Verwerfungen südlich von 7°50'N geringere laterale Ausdehnung und vertikalen Versatz

von wenigen 100 m aufweisen. Bloß die Steilstufen am Amaro-Horst und die westlich davon gelegene Chenchu-Steilstufe am Gamo-Gofa (Abb. 4: Gamo-Gidole) erreichen einen vertikalen Versatz von 1200-1700 m (BOCCALETTI et al. 1998; CHERNET 2011).

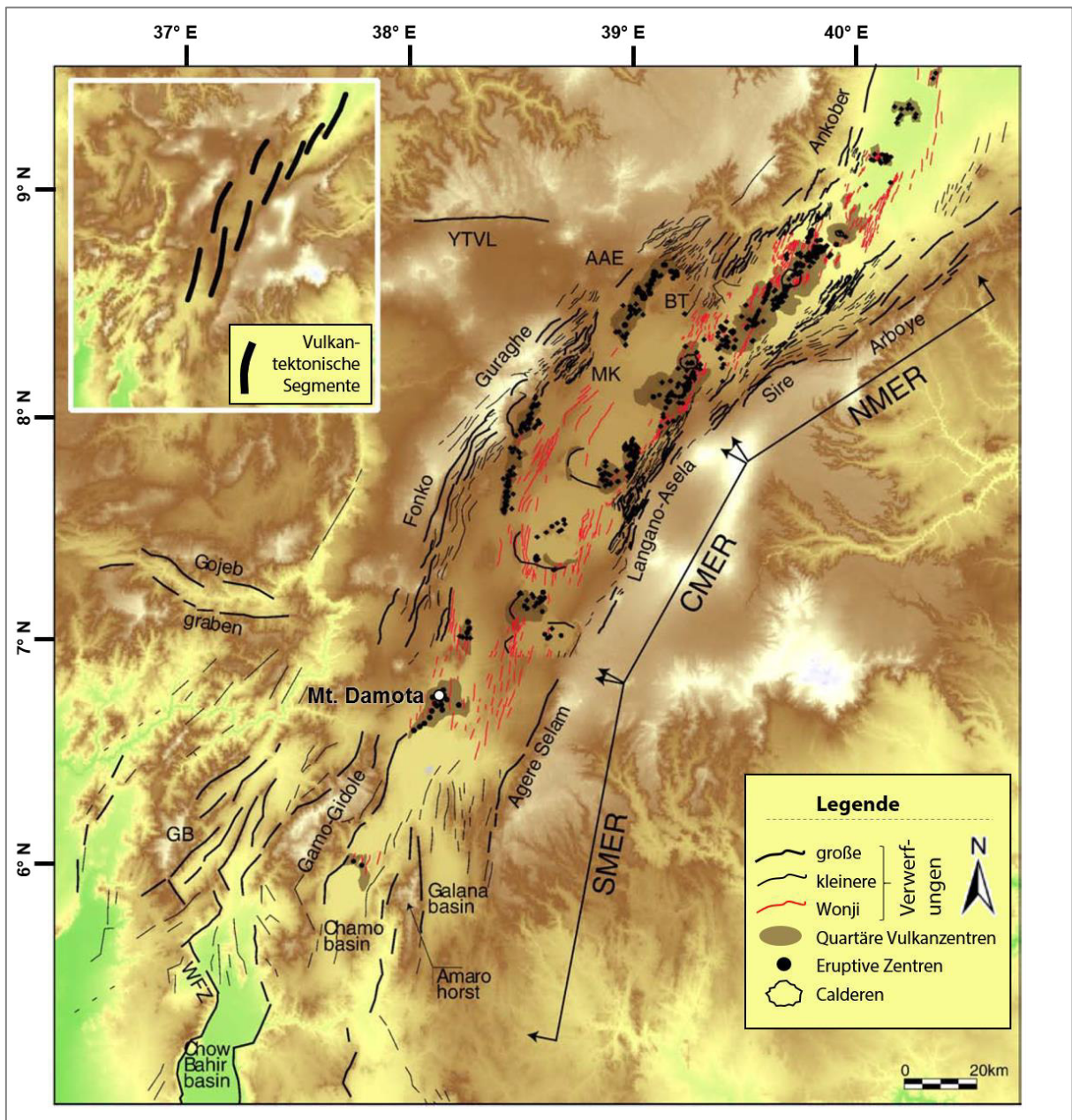


Abb. 4: Schematische Übersicht der tektonischen Störungen im Äthiopischen Grabenbruch (MER) in Anlehnung an die Topographie des Gebietes. Es werden die Haupt- und Nebenverwerfungen, Wonji-Staffelbrüche, quartäre Vulkanzentren, eruptive Zentren und Calderen dargestellt. Die Einteilung des MER erfolgt in den nördlichen (NMER), zentralen (CMER) und südlichen Ausläufer (SMER). Die Riftseen werden in dieser Darstellung nicht abgebildet (verändert nach CORTI 2009).

Der Mt. Damota befindet sich am westlichen Saum des MER zwischen den Hauptsteilstufen Chenchu am Gamo Gofa und Guraghe-Fonko als ein felsischer Vulkankomplex, der an der Grenze vom SMER zum CMER 1000 m über seine Umgebung herausragt (Abb. 4). Die Gesamthöhe des inaktiven Vulkans beträgt 2908 m ü.M. Er repräsentiert den Grabensaumvulkanismus in später Stufe des Riftprozesses im späten Pliozän und wurde neben der WFB durch die EW-verlaufende Goba-Bonga-Transversalstörung hervorgerufen. Goba-

Bonga trennt die Segmente des SMER und CMER durch vorexistierende Schwächezonen der Lithosphäre, die im Äthiopischen Plateau durch Steilhänge und Gräben ersichtlich sind (BRANDT et al. 2012; CHERNET 2011; CORTI et al. 2013). Abbildung 5 dient als Überblick über die geologischen Gegebenheiten des Untersuchungsgebietes am Mt. Damota.

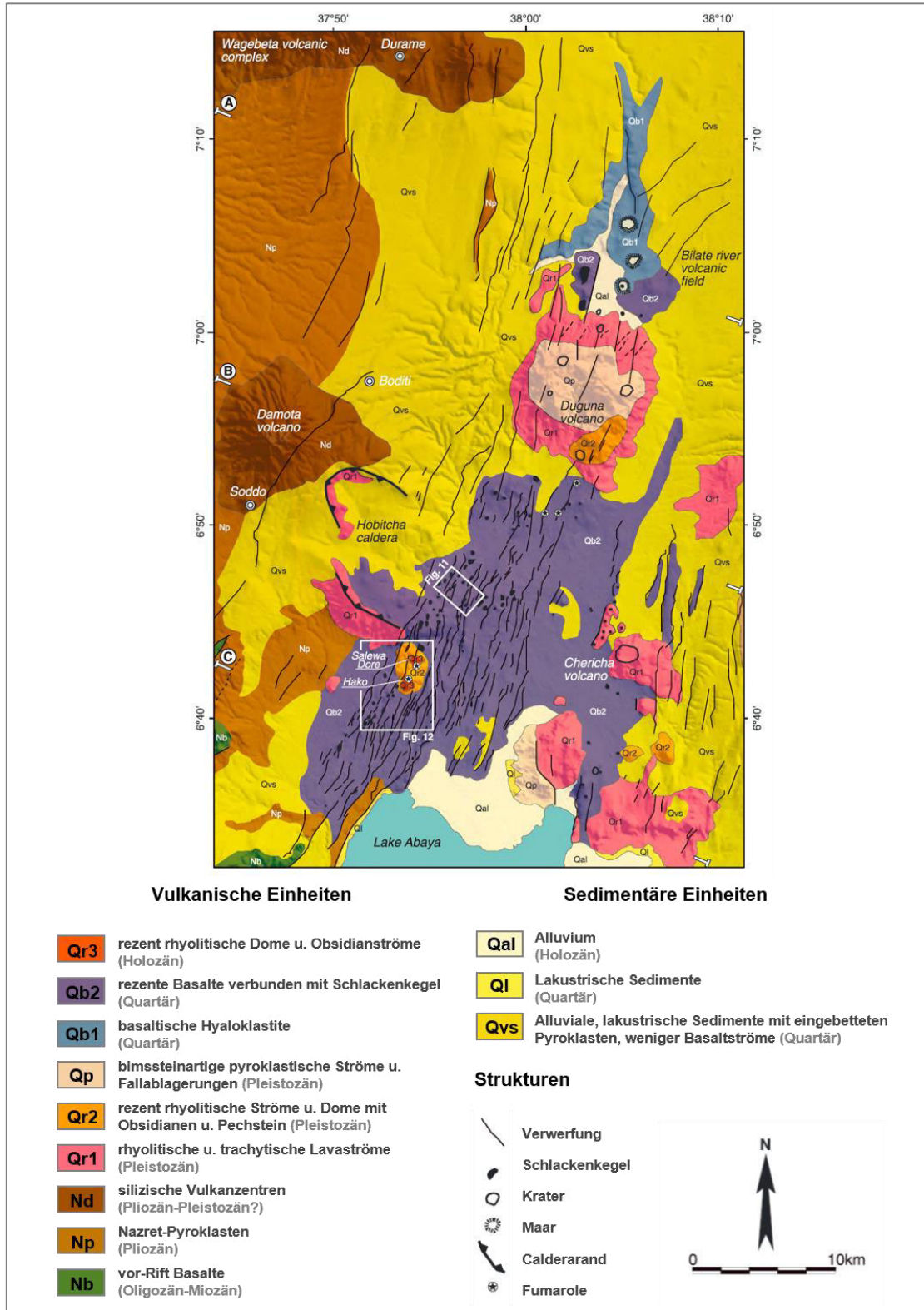


Abb. 5: Schematische Geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes am Mount Damota nördlich des Abaya-Sees. Neben den vulkanischen und sedimentären Einheiten sind auch tektonische Strukturen ersichtlich (verändert nach CORTI et al. 2013).

Nordöstlich des Mt. Damota befindet sich - in 20 km Entfernung - der Duguna Fango, der das größte Volumen rhyolitisch-felsischer Produkte im SMER hervorbrachte. Er ist der markanteste felsische Vulkankomplex in der Grabensenke des SMER mit einer Erhebung von 1000 m über der Umgebung, während die anderen Vulkankomplexe das Umland nur um höchstens 500 m überragen. Südlich des Mt. Damota sind oligozän-miozäne Basalte an der Chenchä-Steilstufe aufgeschlossen (Nb), die vor dem Riftprozess vor ~30-36 Ma abgelagert wurden (AGOSTINI et al. 2011; CHERNET 2011; CORTI et al. 2013).

Zur jüngsten rhyolitischen Aktivität in der SW-Region Äthiopiens gehören die Obsidian- und Pechsteinströme südlich der Hobitcha Caldera bei Salewa Dore und Hako (Abb. 5: Qr3). Obsidiane und Pechstein sind schwarze bis dunkelgrüne Vulkangesteinsgläser und bilden sich durch plötzliche Auskühlung als Einlagerung in Tephren saurer Laven (GROTZINGER et al. 2008; SCHWAB 2002; CORTI et al. 2013). Bei den Verwerfungen nordöstlich des Abaya-Sees handelt es sich um Ausläufer der WFB, die nordwestlich gelegenen sind Verwerfungen des westlichen Grabensaumes, die dem SW-NE-Trend des Grabenbruches folgen. Letztere bilden einen geringen vertikalen Versatz von wenigen Dutzend Metern, wodurch hier im Vergleich zur nördlichen Region eine weniger reliefierte Oberfläche geschaffen wird (CORTI et al. 2013).

Mount Damota befindet sich als silikatisches Vulkanzentrum über den westlich gelegenen Pliozänen Ignimbriten (Abb. 5: Nazret-Pyroklasten, Np), die vor ~4 Ma über den Trap Series abgelagert wurden. Der östliche Teil des Vulkans liegt über quartären alluvialen, weniger lakustrischen Sedimenten mit eingebetteten Pyroklasten und wenigen Basaltströmen (Qvs). Rezente Basalte mit assoziierten Schlackenkegeln des Quartärs befinden sich nördlich des Abaya-Sees (Qb2). Nördlich des Mt. Damota ist der Wagebeta Vulkankomplex lokalisiert, der ebenfalls durch den Grabensaumvulkanismus und die Goba-Bonga Transversalstörung entstand. Mount Damota ist ein inaktiver Stratovulkan, der sich durch die Wechsellagerung felsischer Lavaströme und Aschelagen auszeichnet, die helle Minerale wie Quarz und Feldspäte hervorbringen. Darüber hinaus kann es bei Eruptionen zur Förderung von Glutwolken kommen, die extrem heiß sind und mit hoher Geschwindigkeit Asche und brennende Gase mit sich führen (STRAHLER & STRAHLER 1999). Das Mindestalter der Damota Eruptionen beträgt an der nördlichen Basis 2,94 Ma und seine Aktivität hielt bis ins Quartär an (CHERNET 2011; WOLDEGABRIEL et al. 1990).

Der Abri *Mochena Borago* befindet sich an der südwestlichen Flanke des Mt. Damota und wurde durch das natürliche Drainagesystem des Stratovulkans geformt, da er sich in einer leicht erodierbaren Gesteinsschicht zwischen den im Hangenden und Liegenden resistenteren Gesteinsschichten befindet. Laut BRANDT et al. (2012) bestehen Höhlendecke und Untergrund aus Basaltströmen, die z.T. auch als Sturzmaterial am Boden des Abris vorzufinden sind. Zwischen geschaltet ist eine ~12 m mächtige Schicht aus pyroklastischem Schuttmaterial, das im Zuge der natürlichen Drainage chemisch wie physikalisch verwitterte und den Abri ausbildete. Bei den stratigraphischen Einheiten des Höhlenuntergrundes handelt es sich um komplexe Verschachtelungen äolisch, kolluvial, fluvial sedimentärer und vulkanischer Ablagerungen, deren Prozessbedingungen bisher ungeklärt sind und in dieser Arbeit weiter entschlüsselt werden sollen.

2.2 (Paläo-)Klima und Topographie

Anknüpfend werden die Topographie Äthiopiens als Trigger für Paläoklimaveränderungen in Ostafrika und die rezenten topographisch-klimatisch gesteuerten Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet dargestellt. Die Topographie des afrikanischen Kontinents zeichnet sich durch Becken und angrenzende Schwellen aus (PIK 2011). Afrika wird großräumig in Hochafrika und Niederafrika differenziert, dessen bimodale Höhenverteilung durch <600 m ü.M. für Niederafrika und >1000 m ü.M. für Hochafrika statistisch nachgewiesen wird. Niederafrika umfasst den nördlichen, westlichen und zentralen Teil des Kontinents, zu Hochafrika zählt der südliche und östliche Teil. Die Grenze der großräumlichen Gliederung lässt sich von Port Sudan am Roten Meer bis Benguela am Atlantik nachverfolgen.

Das Ostafrikanische und Äthiopische Hochland sind die größten und höchsten Schwellen des Kontinents und gehören zu Hochafrika (PIK 2011). Die Oberflächentopographie Äthiopiens wird durch Krustendeformation gesteuert und ist räumlich wie zeitlich abhängig von der Bewegung der divergierenden Kontinentalplatten. Das Resultat des Riftprozesses ist die Bildung von Becken entlang des Grabenbruches durch Krustendehnung und Subsidenz, sowie die Entstehung hoch gelegener Plateaus (BAILEY & KING 2011). Der größte Teil Äthiopiens liegt mehr als 1000 m ü.M., wobei sich das Land durch ausgedehnte Hochflächen von >3000 m Höhe ü.M. und vielen Gipfeln in 4000 m Höhe ü.M. auszeichnet. Der höchste Punkt liegt in den Simien Mountains auf dem Ras Dashen in 4620 m ü.M. und der tiefste Punkt nördlich in der Danakil-Depression mit 126 m u.M. (FAO 2006; GRIFFITHS 1972; VISTE & SORTEBERG 2013). Abbildung 6 (S. 13) dient als Überblick über die Topographie Äthiopiens.

Die Veränderung der Topographie im MER seit Entstehung des Grabenbruchsystems hat das Klima der Region in den letzten Jahrmillionen verändert, wodurch die Paläoumweltbedingungen Ostafrikas durch extreme Variabilität an vorhandener Feuchtigkeit geprägt sind (PIK 2011; TRAUTH et al. 2007). Während des Pliozäns (ca. 5,3-2,6 Ma v.h.) herrschten in Ostafrika vollhumide Bedingungen aufgrund der reduzierten topographischen Barriere des heutigen EARS, sodass eine zonale Zirkulation mit Feuchtetransport und starken Niederschlägen herrschte (FERNANDEZ & VRBA 2006; FOERSTER et al. 2012; SEPULCHRE et al. 2006). Im späten Miozän (8-6 Ma v.h.) erfolgte ein Vegetationswechsel von Waldländern zur Graslandschaft, was laut SEPULCHRE et al. (2006) auf die Reduktion des atmosphärischen CO₂ zurückzuführen ist. Darauf folgte die Ausbreitung der Grasländer, vermutlich durch die Abkühlung der Oberflächenwassertemperatur des Indischen Ozeans und den Beginn der Glazial-Interglazial-Zyklen mit periodischer Ab- und Zunahme der polaren Eisvolumina. Der Übergang vom nahezu immergrünen Regenwald zum sommergrünen Laubmischwald und schließlich zur Savannenlandschaft wurde weiter südlich in der Turkana-Depression ins Mittel- bis Spät-Pliozän datiert (FERNÁNDEZ & VRBA 2006; SEPULCHRE et al. 2006).

Im späten Pliozän begann die klimatische Variabilität mit erhöhten Temperaturen und Reduktion der Niederschlagsmengen, was lokal neben der Glazial-Interglazial-Zyklen auf die Erhebung der Ostafrikanischen Plateaus und Neugliederung der atmosphärischen Zirkulation zurückzuführen ist (LEVIN et al. 2003; SEPULCHRE et al. 2006). Seit dem Übergang vom Neogen ins Quartär ist ein Trend zu ariden Bedingungen mit Unterbrechung kurz-

weiliger humider Perioden zu verzeichnen, der bis heute anhält und die Ausbreitung der bis heute bestehenden Savannen in ganz Afrika verursachte (FERNÁNDEZ & VRBA 2006).

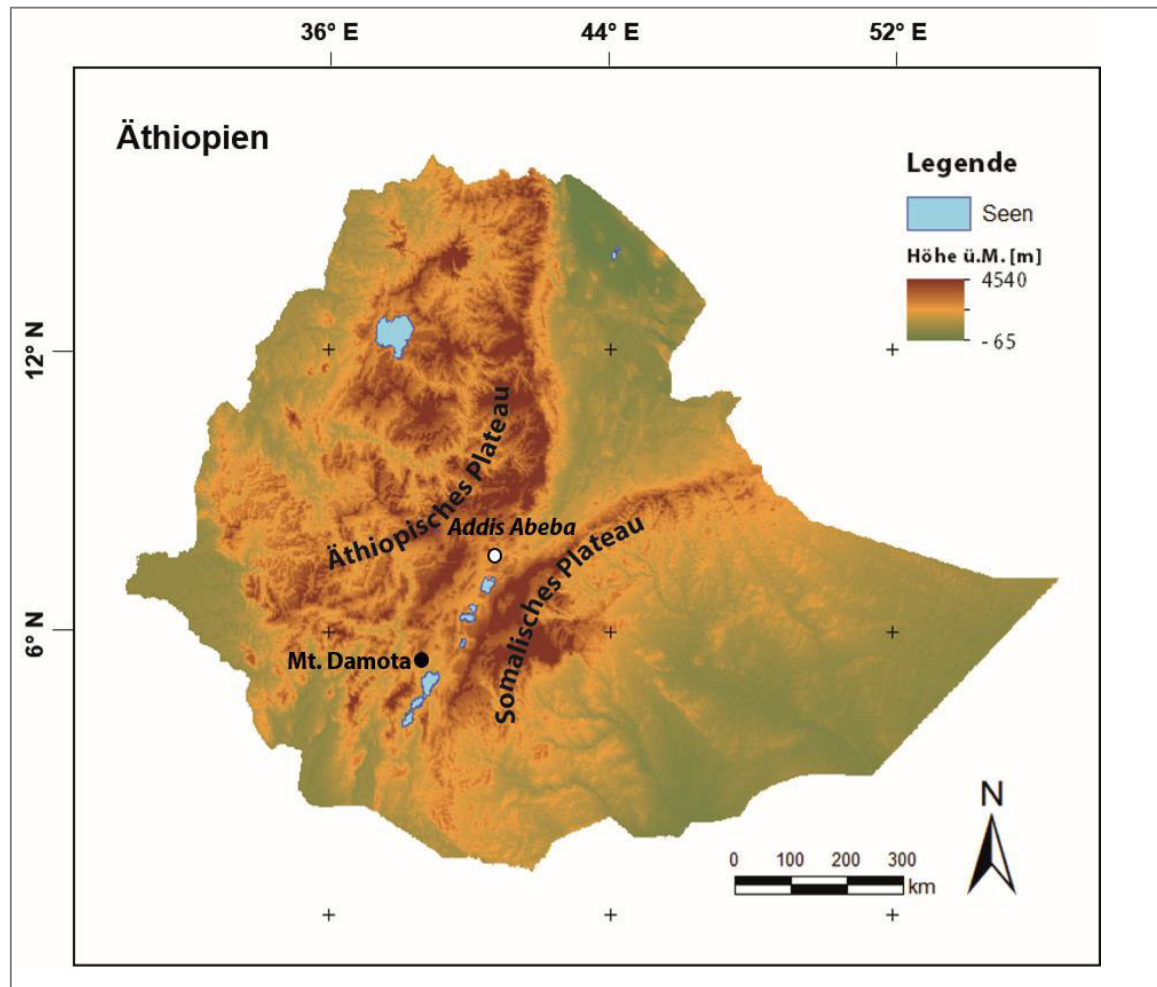


Abb. 6: Topographische Karte Äthiopiens mit verschiedenen Höhenlagen und den größten Seen im Grabenbruch und auf den Hochebenen. Das Äthiopische Hochland wird in das Äthiopische (westlich) und Somalische Plateau (östlich) gegliedert (Eigene Darstellung, Datengrundlage: ASTER GDEM).

Im Spätpleistozän in der Zeit von 45-35 ka v.h. war das Klima humider als zu rezenter Zeit, jedoch wurde es ca. alle 1000 Jahre von kurzen ariden Perioden unterbrochen, in denen es zu äolischem Sedimenteintrag kam (FOERSTER et al. 2012; MARSHALL et al. 2011). Im Anschluss an diese vorwiegend humide Periode herrschten von 35-23 ka v.h. stärker aride Bedingungen, die von kurzweiligen humiden Perioden unterbrochen wurden. Durch das Letzte Glaziale Maximum (LGM) vor 23-18 ka blieben die kurzzeitigen humiden Perioden aus und das Klima wurde zunehmend arider. Durch Veränderungen im Zuge der Milankovitch Zyklen führte die erhöhte Insolation seit 18 ka v.h. zu gesteigerter Humidität, wonach die erhöhte Präzession mit zeitgleich geringerer Exzentrizität in der nördlichen Hemisphäre seit 15 ka v.h. zu einer vollhumiden Phase führte. Diese bildet als die sogenannte African Humid Period (AHP) die letzte humide Phase Ostafrikas, die bis ca. 5 ka v.h. anhielt. In dieser Zeit wurden in den Seen Ostafrikas mächtige Sedimente abgelagert, da die Sedimentationsraten aufgrund der gesteigerten Humidität um das sechs- bis siebenfache höher waren als 35 ka und 13 ka v.h. (FOERSTER et al. 2012; UMER et al.

2007). Um 13 ka v.h. waren die Sedimentationsraten geringer, da die Jüngere Dryas um 12,8 ka v.h. eine kurze Periode extrem arider Bedingungen hervorrief (MARSHALL et al. 2011; UMER et al. 2007). Im Äthiopischen Hochland lassen sich zunehmend saisonale, variable und absolut verringernde Niederschlagsmengen seit ~8,5 ka v.h. nachweisen (FOERSTER et al. 2012; MARSHALL et al. 2011; UMER et al. 2007).

Rezent wird das Klima Äthiopiens in der Klimaklassifikation nach KÖPPEN & GEIGER in die Klimazonen BW/BS (aride bis semiaride Klimate), Aw (heiße, feuchte Klimate) und Cw/Cf (tropische Hochländer) gegliedert. Die nördlichen und Harar-Hochebenen zählen zu den tropischen Hochländern, während die Gebirgshänge zum Sudan, sowie diese Richtung S und O in den heißen, feuchten Klimaten liegen. Die Gebiete der Danakil-Depression und Ogaden-Region zählen zu den ariden bis semiariden Klimaten (GRIFFITHS 1972).

Das Klima Äthiopiens wird v.a. durch die Topographie und den jährlichen Verlauf der Inner-tropischen Konvergenzzone (ITC) gesteuert, die Zenitalregen durch die Verlagerung des subtropisch-randtropischen Hochdruckgürtels mit sich bringt. Darüber hinaus bestimmen äquatoriale Westwinde und die Bildung einer Tiefdruckrinne im nordhemisphärischen Winter das Klima (COOK & VIZY 2013; LAUER & BENDIX 2006; VISTE & SORTEBERG 2013). Abbildung 7 dient als schematischer Überblick der Luftmassenverhältnisse des nördlichen Afrika im nordhemisphärischen Winter und Sommer, sowie der Grenzen feuchter Luftmassen zu diesen Zeiten.

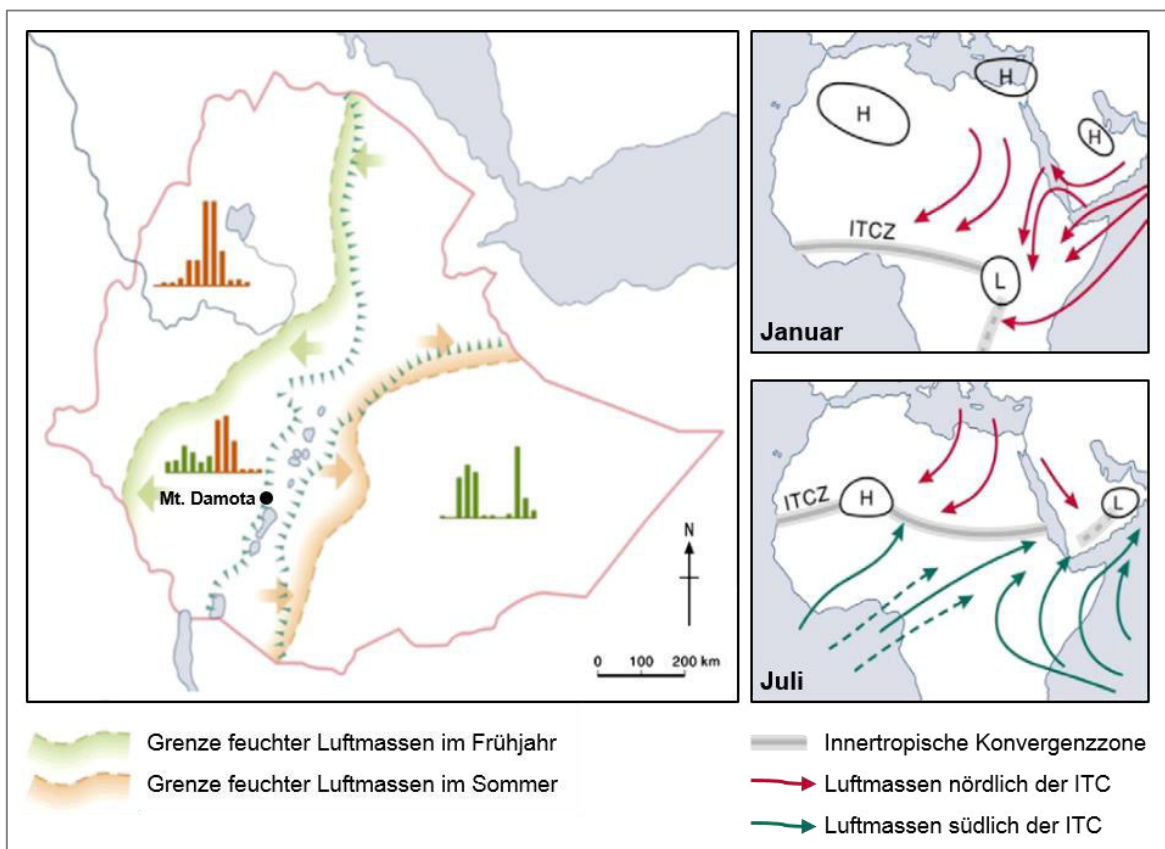


Abb. 7: Schematische Darstellung des Klimas Äthiopiens (links) mit den Grenzen feuchter Luftmassen des Indischen Ozeans im Frühjahr und des südwestafrikanischen Monsuns im Sommer, sowie Histogramme für die Niederschlagsverhältnisse in den Grenzregionen. Zum Vergleich sind (rechts) die Lage der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und die damit assoziierten Luftmassen schematisch für den nordhemisphärischen Winter (Januar) und Sommer (Juli) dargestellt (verändert nach BAKER et al. 2007).

Im nordhemisphärischen Winter liegt die ITC in Ostafrika sehr weit südlich des Äquators, wodurch der kontinental-trockene Nordostpassat aus dem Arabienhoch von den äquatorialen Tiefs angezogen wird (WEISCHET & ENDLICHER 2000). Durch die enorme Höhenlage des Äthiopischen Hochlandes heizt sich das Gebiet stark auf, sodass in Bodennähe ein Hitzetief entsteht, das sich zu einer Tiefdruckrinne ausbildet. Diese zieht Luftmassen westlich aus der Sahara, östlich aus dem Indischen Ozean und nördlich von der Arabischen Halbinsel an. Da meist die trockenen Luftmassen aus der Sahara und der Arabischen Halbinsel aufeinander treffen, fällt während der Wintermonate von November bis Februar kaum Niederschlag. Wenn es zur Konvergenz der Luftmassen aus der Sahara und dem Indischen Ozean kommt, kann dies in Niederschlägen über dem Äthiopischen Hochland resultieren (ADAMS et al. 1999; VISTE & SORTEBERG 2013).

Im nordhemisphärischen Sommer befindet sich die ITC bei ca. 20°N, nördlich von Eritrea. Dadurch zieht das Hitzetief über dem Äthiopischen Hochland wassergesättigte Luftmassen aus dem südwestafrikanischen Monsun und aus dem Indik an, sodass es von Juni bis September zu Steigungsregen kommt. In der Region der Simien Mountains und an den Westflanken von Kaffa, SW-Äthiopien, ist der Luveffekt besonders hoch. Im Bereich der Danakil-Depression, sowie auch an der Küste des Roten Meeres und am Golf von Aden führt die Leeseitenlage zu hoher Aridität mit ablandigen, föhnig-heißen Winden. Das Äthiopische Hochland wirkt somit als Niederschlagsbarriere und hat enorme Auswirkungen auf das azonale Trockengebiet am Horn von Afrika, das aufgrund der Divergenzen in Bezug auf Richtung, Reibung und Geschwindigkeit der Luftmassen zwischen dem äthiopischen und tibetischen Hitzetief höchster Aridität unterliegt (WEISCHET & ENDLICHER 2000; LAUER & BENDIX 2006). Die Hauptregenzeit von Juni bis September geht in der Übergangsphase in die winterliche Trockenheit von September bis November in plötzliche Starkniederschläge über, da sich die ITC rasch gen Süden verlagert (BAKER et al. 2007; GRIFFITHS 1972).

Aufgrund der topographischen Gegebenheiten unterscheidet sich das Klima Äthiopiens regional. Der nordwestliche Teil Äthiopiens unterliegt einer langwierigen Regenzeit im Nordsommer von März bis November. Der Süden Äthiopiens erfährt zwei kurzweiligere Regenzeiten jeweils bei Verlagerung der ITC, wobei der Frühjahrsniederschlag ergiebiger ist als der herbstliche. Aufgrund des Hochlandes als Barriere nimmt die Niederschlagsmenge von Westen bei der Hochebene von Gamo Gofa (1189 mm/J NS) zur Ogaden-Tiefebene im Osten (186 mm/J NS) stark ab. Die zentralen und östlichen Regionen Äthiopiens, sowie das nordöstliche Hochland erfahren ebenfalls zwei Regenzeiten im Frühjahr und Herbst. Hier wird jedoch die herbstliche vom südwestafrikanischen Monsun gesteuert, wodurch diese deutlich niederschlagsreicher ist (WEISCHET & ENDLICHER 2000). Die regenreichsten Gebiete des Landes sind an der Luvseite des südwestafrikanischen Monsuns lokalisiert, wozu Addis Abeba und Jimma gehören (1500-2000 mm/J NS) (WEISCHET & ENDLICHER 2000). Abbildung 8 (S. 16) zeigt die gemittelte jährliche Niederschlagsverteilung Äthiopiens, sowie die stark vereinfachten Klimaklassifikation nach KÖPPEN & GEIGER mit der Lage des Mt. Damota.

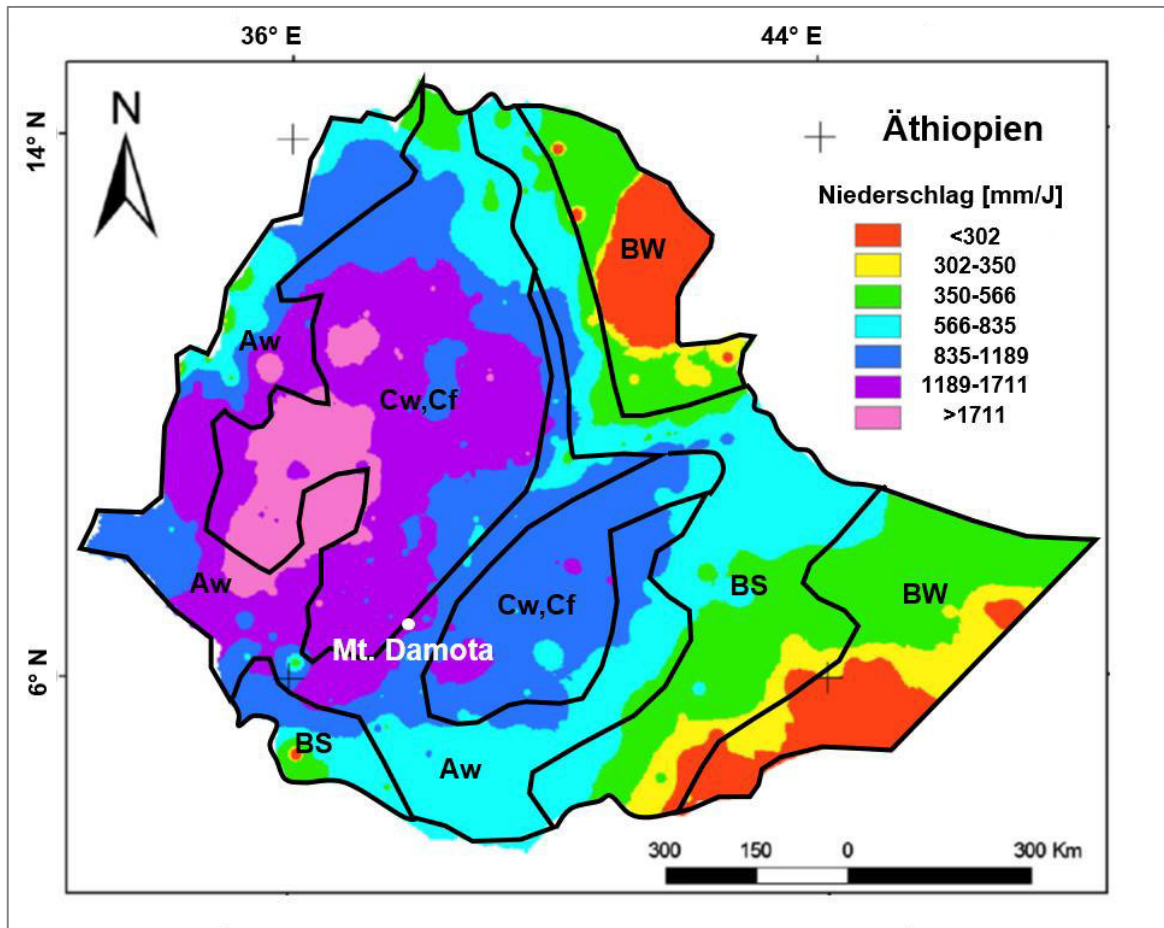


Abb. 8: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung Äthiopiens nach BERHANU et al. (2013) mit stark vereinfachter Übertragung der Klimaklassifikation nach KÖPPEN & GEIGER (nach GRIFFITHS 1972). Die Klimaklassen nach KÖPPEN & GEIGER ergeben sich aus Temperatur, Niederschlag und der Topographie Äthiopiens mit BW/BS aride bis semiaride Gebiete, Aw heiße feuchte Klimate und Cw/Cf als die tropischen Hochländer.

Der Abri *Mochena Borago* an der Westflanke des Mt. Damota in 2300 m Höhe ü.M. erhält fast ganzjährig Niederschläge mit einer Hauptregenzeit von Juni bis September mit monatlich >200 mm NS. Von November bis Februar sind die geringsten Niederschlagsmengen von <50 mm monatlich zu erwarten und in den verbleibenden Monaten (Oktober, März bis Mai) ca. 90-150 mm im Monat (BRANDT et al. 2012). Da es sich bei *Mochena Borago* um einen Abri handelt, dessen Höhlenmund eine große Spannweite besitzt, unterscheidet sich das Mikroklima im Abri selbst nur geringfügig vom Regionalklima. Die Temperaturen im Abri sind, durch den Schattenwurf der Hänge und des Felsüberhangs, ca. 5-10°C niedriger als außerhalb der Höhle (DEHARVENG & BEDOS 2012)

2.3 Landnutzung

Im Folgenden wird die rezente Landnutzung Äthiopiens unter geomorphologischen und hydrologischen Aspekten, speziell für das Untersuchungsgebiet im Südwesten Äthiopiens vorgestellt. Das MER als tektonisch aktives Gebiet bildet komplexe Landschaftsformen aus, die biologische und ökologische Interaktionen, sowie evolutionäre Veränderungen des Menschen hervorrufen. Aktive Tektonik beeinflusst die Topographie, das hydrologische Regime und somit auch regionale Umweltbedingungen. Die komplexe Topographie resultiert

in Landschaftsformen aus Sedimentbecken, Seen und Barrieren unterschiedlicher Größenordnung, wodurch lokale Gebiete erhöhter Fruchtbarkeit mit Nahrungsbereichen erhöhter Diversität geschaffen werden. Darum spielt das MER eine bedeutende Rolle für die menschliche und tierische Besiedlung in geschützten, bewaldeten Regionen, Sumpfgebieten und saisonalen Pfannen (BAILEY et al. 2011; REYNOLDS et al. 2011).

Das Äthiopische Hochland lässt sich in fünf thermische Höhenstufen gliedern, die agroökologische Zonen mit Variation der absoluten Höhe ü.M. darstellen. Es handelt sich dabei um die Bercha (<1500 m ü.M.), Kolla (1500-1800 m ü.M.), Weyna Dega (1800-2500 m ü.M.), Dega (2500-3600 m ü.M.) und Werch (>3500 m ü.M.). Die Bezeichnungen leiten sich aus der lokalen Namensgebung ab. Die Temperaturen nehmen entsprechend der Höhenabnahme von <14°C in der Werch bis >30°C in der Bercha zu. Die Weyna Dega und untere Dega stellen besondere agrarische Gunsträume dar, da der südwestafrikanische Monsun in der Regenzeit für konvektive Niederschläge sorgt (WEISCHET & ENDLICHER 2000: 284). Am Mt. Damota sind die Dega, Weyna Dega und Kolla vorzufinden, wobei sich der Abri *Mochena Borago* bei 2300 m ü.M. in der Weyna Dega befindet, mit Temperaturen im Bereich von ~25°C im Jahresmittel (BRANDT et al. 2012).

In der Hauptregenzeit von Juni bis September fallen 50-90% der jährlichen Niederschläge in Äthiopien, auf die 60 Mio. Menschen in den äthiopischen Hochländern aufgrund des Regenfeldbaus angewiesen sind. In Äthiopien sind 80-85% der Bevölkerung im Agrarsektor beschäftigt, wobei die Subsistenzwirtschaft fast ausschließlich durch Regenfeldbau betrieben wird. Das Äthiopische Hochland weist eine jährliche Vegetationsperiode von >300 Tagen auf. Für den landwirtschaftlichen Anbau in den Trockenzeiten werden seit Jahrzehnten traditionelle Bewässerungssysteme genutzt, indem saisonal wasserführende Ströme in den Hochländern umgeleitet werden (COOK & VIZY 2013; FAO 2006; VISTE & SORTEBERG 2013). Neben dem Regenfeldbau werden in Äthiopien Viehherden bestehend aus Rindern, Schafen, Ziegen, Pferden, Kamelen und Geflügel zur Milch- und Fleischproduktion gehalten, die die hauptsächlich schlecht zu bewirtschaftenden Gebiete in Höhen >1500 m ü.M. beweiden. Nur die Äthiopischen Tiefebene als Trockengebiete werden ausschließlich von Viehherden beweidet (FAO 2006).

Bei der natürlichen Vegetation in SW-Äthiopien handelt es sich um Buschland und Savannenlandschaft, sowie v.a. Akazienbäume in der Grabensenke und Laubbäume an den Steilhängen. Durch die zunehmende Bevölkerungsdichte Äthopiens ereignet sich ein Wandel von Waldländern in kultiviertes Land, das häufig in der Entwicklung von Badlands resultiert (CHERNET 2011; TEMESGEN et al. 2013). Diese Landschaftsform entsteht auf Tonformationen in semiariden bis ariden Gebieten durch intensive Erosion mit Oberflächenabfluss. Dadurch entwickeln sie engständige Erosionsfurchen, auf denen Pflanzen keine Wurzeln schlagen können und somit keine Bodenentwicklung möglich ist (STRAHLER & STRAHLER 1999). Abbildung 9 (S. 18) gibt einen Überblick über die Geomorphologischen Gegebenheiten im Untersuchungsgebiet.

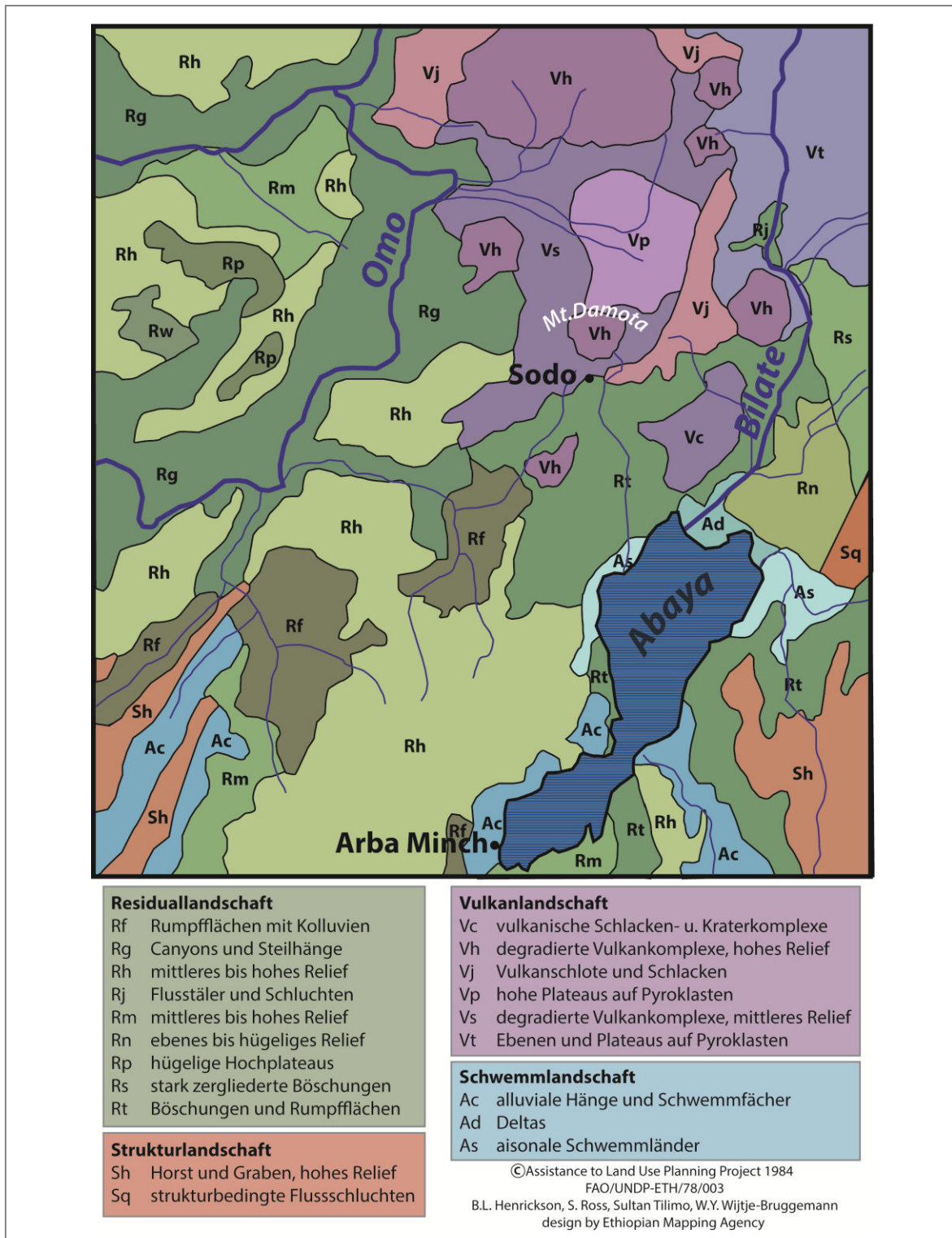


Abb. 9: Geomorphologische Übersicht des Untersuchungsgebietes am Mount Damota mit der Untergliederung in Residual-, Struktur-, Vulkan- und Schwemmlandchaften (Eigene Darstellung nach FAO/UNDP 1984).

Die Morphologie des Untersuchungsgebietes am Mt. Damota ist vorwiegend durch Residual- und Vulkanlandschaften geprägt (Abb. 9). Vor allem im Gebiet des Omo sind Rumpfflächen mit hohem Relief vorzufinden, die das rezente Äthiopische Plateau bilden. Im Bereich des Grabenbruches sind die Vulkanlandschaften besonders stark ausgeprägt, die sich durch degradierte Vulkankomplexe auszeichnen. In der Auenlandschaft des Abaya-Sees sind Schwemmländer vorzufinden (FAO/UNDP 1984).

Die Bodenart im Bereich des Mt. Damota variiert im lehmigen Bereich mit hohem Tonanteil im Untergrund des Berges und viel Sandanteil im östlich gelegenen Bilate Einzugsgebiet. Im Gebiet nördlich des Abaya-Sees und südlich des Mt. Damota sind großflächige Badlands vorzufinden, was für den hohen Tonanteil spricht. Der Bodentyp in unmittelbarer Nähe zum Mt. Damota beschränkt sich auf Vertisole und Leptosole. Vertisole sind tonreiche Böden mit intensiver Peloturbation, sodass Quell- und Schrumpfungsprozesse während ausgeprägter Trocken- und Regenzeiten zur ständigen Verlagerung von Material im Boden führen. Sie bilden sich vornehmlich in tropischen bis subtropischen Klimaten und bilden durch Austrocknung tiefe, breite Risse aus. Leptosole sind flachgründige Böden mit hohem Skelettanteil, da sie auf Lockermaterialien oder Fels liegen. Sie neigen ebenfalls zu hoher Erosion bei Nutzungsdruck. Die typisch rötlich-braun gefärbten Nitisole hingegen eignen sich äußerst gut für landwirtschaftliche Nutzung, da sie als Verwitterungsprodukt vulkanischen Ausgangsgesteines gut drainiert, tiefgründig und nährstoffreich sind (BGR 2008). Die Hydrologie im MER wird stark durch Tektonik beeinflusst und ist aufgrund des Bruchstufenwachstums noch nicht vollständig entwickelt. In einigen Längsprofilen der Flüsse sind Ungleichgewichte in Form von konvexen Wölbungen vorhanden, die durch tektonische Störungen hervorgerufen werden. Flüsse im Gleichgewichtsstand weisen hingegen konkav gekrümmte Längsprofile auf, wodurch der Durchfluss weder Transportfracht mit sich führt, noch sich in das anstehende Gestein einschneidet. Die dominierende Art der Einschneidung beschränkt sich weitestgehend auf Seitenerosion, wodurch schmale Flusstäler mit fast senkrechten Hängen, v.a. parallel zu tektonischen Störungen entstehen. Darüber hinaus gibt es Hinweise auf Einschneidung der Flüsse in den hochoberirdischen quartären alluvialen Sedimenten (Abb. 5, Qvs) in der Region des Abaya-Sees (CORTI et al. 2013).

Die Grabensenke im Bereich des Abaya-Sees liegt in der Kolla mit durchschnittlich 23°C und 700 mm NS/J. In diesem Bereich befinden sich mächtige Ablagerungen von lakustrischen und alluvialen Sedimenten. Dort werden großflächig Bewässerungssysteme eingesetzt, um eine Vielfalt an Exportprodukten herzustellen, wie beispielsweise Baumwolle, Tabak und Früchte. Die Hänge sind überzogen mit Lateritböden, weshalb sie als Risikozonen für geringe Ernten gelten. Aus diesem Grund wird an diesen dicht besiedelten Hängen vorwiegend Enset („Falsche Banane“) intensiv kultiviert und Farmwirtschaft mit Hirtentum betrieben (CHERNET 2011). Die feuchteren Gebiete der Hochländer dienen vorwiegend mit der Haltung von Viehherden als Zufluchtsort für den Pastoralismus der Oromo (TEMESGEN et al. 2013).

Innerhalb der Grabensenke befinden sich die natürlichen Stauseen (von N nach S) Koka, Ziway, Langano, Abiyata, Shala, Hawassa, Abaya, Chamo und Chew Bahir (Abb. 6). Südlich des Mt. Damota befindet sich in 1169 m ü.M. der Abaya-See, welcher mit über 1100 km² der größte See der Äthiopischen Grabensenke ist und ein bedeutendes regionales Biotop darstellt (BRANDT et al. 2012; WAGESHO et al. 2012). Eine große Anzahl an Flüssen und Strömen konvergieren im Abaya-See als ein geschlossenes Drainagesystem. Dieser hat ein Einzugsgebiet von 15.000 km², wird durch das Omo- (W), Genale-Dawa- (S) und Ziway-Shala-Awasa-Einzugsgebiet (N) begrenzt und bildet eine langgestreckte Flanke parallel zum MER. Durch die schwebende Tonfracht der Lateritböden der Umgebung und

lakustrischen Sedimenten trägt der See eine gelb-braune Färbung (CHERNET 2011). Er wird durch die quartäre Basaltformation Tosa Sucha („Brücke Gottes“) vom südlich angrenzenden Chamo-See getrennt, dessen blaue Färbung hingegen der eines Sees ohne Schwebfracht entspricht (CORTI 2009). Der Bilate ist der Hauptzufluss des Abaya-Sees, der nördlich des Sees parallel zu den Störungen des MER verläuft. Des Weiteren fließen der Hamesa (NW), Gidabo und Gelana (SO) in den Abaya-See (CHERNET 2011). Der Bilate hat ein Einzugsgebiet von ~5500 km² und erfährt im Zuge des Klimawandels eine Abnahme des sommerlichen Niederschlages (WAGESHO et al. 2012). Er erhält im Bereich 40 km ENE des Mt. Damota ~750 mm/yr NS (BRANDT et al. 2012).

2.4 Wissenschaftlicher Forschungsstand zum Abri *Mochena Borago*

Schlussendlich wird der aktuelle Forschungsstand zum Abri Mochena Borago vorgestellt. Dabei handelt es sich einerseits um die archäologischen Forschungen seit den letzten Jahrzehnten, sowie um die sedimentologischen Voruntersuchungen aus dem Jahr 2012.

2.4.1 Archäologische Untersuchungen

Der Abri *Mochena Borago* wurde erstmals von der Forschergruppe GEPCA (*Groupe de la Protohistoire de la Corne de l'Afrique*), unter der Leitung von X. GUTHERZ untersucht, woraufhin während archäologischer Testgrabungen in den Jahren 1998-2001 spätpleistozäne bis holozäne Sedimentabfolgen mit Artefakten und tierischen Knochen identifiziert wurden. Der Fokus bei diesen Untersuchungen lag auf der Rekonstruktion der menschlichen Nahrungsmittelproduktion in Bezug auf die Jagd nach Tieren während des Holozäns (GUTHERZ 2000; GUTHERZ et al. 2002; LESUR et al. 2007). Ab 2006 wurden in *Mochena Borago* im Rahmen des SWEAP (*Southwest Ethiopian Archaeological Project*) unter der Leitung von S. BRANDT und E. HILDEBRANDT weitere Testgrabungen angelegt, die in Bezug auf die spätpleistozäne Verbreitung des modernen Menschen aus Afrika untersucht werden. Seit 2009 gehört der Abri zum Teilprojekt A1 des SFB 806, wodurch er unter Zusammenarbeit von S. BRANDT mit R. VOGELSANG der Universität zu Köln weiter untersucht wird (BRANDT et al. 2012).

Die Äthiopischen Hochländer gelten nach BRANDT et al. (2012) als Zufluchtsort für den Anatomisch Modernen Menschen in ariden, kalten Perioden während der letzten 70 ka. Dabei sind in *Mochena Borago* Indizien für die Besiedlung des modernen Menschen im Zeitraum von 60-40 ka v.h. vorzufinden (BRANDT et al. 2012).

Im Rahmen der archäologischen Grabungen wurden innerhalb des SWEAP und SFB-806 insgesamt ~30.000 Steinartefakte geborgen, die durch tachymetrische Vermessung allesamt in ein ArcScene 3D GIS eingepflegt wurden. Dadurch wird für jetzt und für die Zukunft eine hochauflösende Datenbank angelegt, in der alle Grabungsquadrate, Artefakte und weitere geomorphologische Proben des Abris einzusehen sind (BRANDT et al. 2012). Die Grabungsflächen und der Umriss von *Mochena Borago* sind in Abb. 10 (S. 21) schematisch dargestellt.

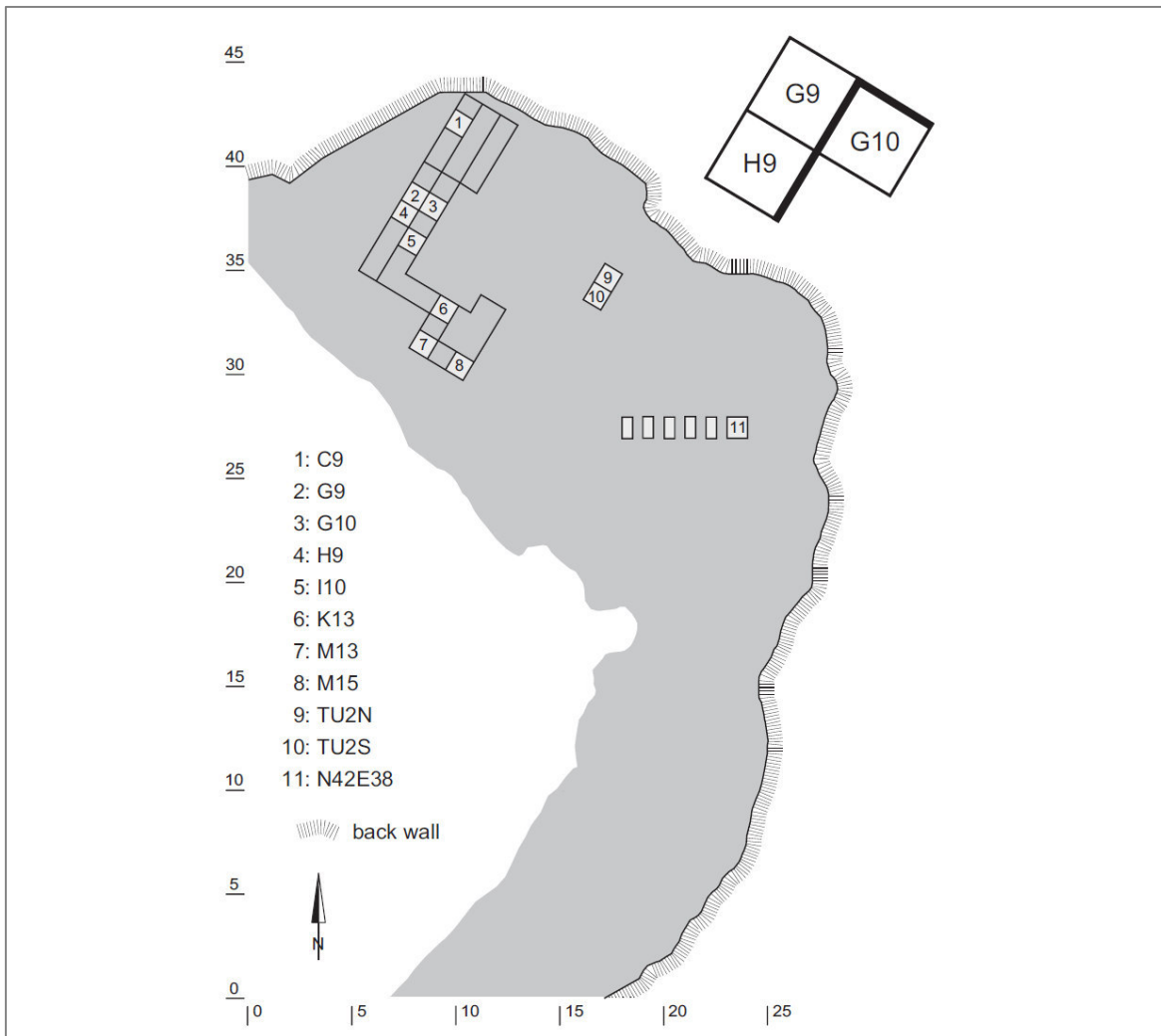


Abb. 10: Grabungsplan des Abris *Mochena Borago* mit den archäologischen Grabungsquadraten. Die schwarz hinterlegten Bereiche stellen die unter dem GEPCA freigelegten Grabungen dar (GUTHERZ et al. 2000, 2002), alle anderen wurden während der Grabungskampagnen unter SWEAP und SFB-806 freigelegt. Das Fundreichste und am detailreichsten untersuchte Grabungsquadrat ist G10 (BRANDT et al. 2012).

Mit Hilfe von Radiokarbondatierung wurden Holzkohleartefakte datiert, deren höchste Alter bei 31 Proben zwischen ~53,224 ka calBP und bei 19 Proben >40 ka calBP liegen (kalibriert mit CalPal-2007 Hulu, Köln). Diese Alter liegen oberhalb der Datierungsgrenze für Radiokohlenstoffdatierungen, weshalb solche Ergebnisse nur bedingt verlässlich sind. Neuerdings können jedoch nach BRANDT et al. (2012) Materialien >50 ka datiert werden, da Präparationsverfahren und Anwendungstechniken des Atomabsorptionsspektrometers mit ausgedehnteren und detaillierteren Kalibrationskurven verbessert wurden. Darüber hinaus wurden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, OSL und ESR-Datierungen an vier Tephraschichten vorgenommen, welche jedoch keine glaubwürdigen und weiterführenden Daten lieferten (BRANDT et al. 2012). Bei den Steinartefakten handelt es sich fast ausschließlich um homogene schwarze, glänzende Obsidiane (~98%), nur ein geringer Anteil besteht aus Basalt oder Rhyolith (~2%). XRF-Messungen der Obsidiane weisen auf eine geradezu gleiche chemische Zusammensetzung und Herkunft aus Obsidianaufschlüssen im 20 km SW entfernten Humbo Wareda. Die Herkunft einiger grobkristalliner Silikatartefakte und Quarzite ist bisher ungeklärt, wobei sie aufgrund des fehlenden Kalksteinvorkommens in SW-Äthiopien ver-

mutlich über große Distanzen dort hingetragen wurden. Bei diesen Artefakten handelt es sich ausschließlich um ungeformtes Abschlagmaterial (BRANDT et al. 2012), wohingegen die Werkzeuge aus Obsidianen verschiedenartige Entwicklungsstadien der Klingentechnologie aufweisen. Die Klingentechnologie wurde im Rahmen einer Masterarbeit von H. PAROW-SOUCHON untersucht (Titel: „Die Klingentechnologie von Mochena Borago / Äthiopien. Innovation vor 40.000 Jahren“).

Die ältesten Materialien wurden auf $53,226 \pm 2662$ ka calBP datiert, wobei sich im Liegenden des Materials weitere Artefakte befinden, deren Datierungen noch ausstehen. Diesbezüglich besiedelten Spätpleistozäne Jäger und Sammler den Abri *Mochena Borago* spätestens seit ~ 53 ka calBP während des Paläolithikums (MIS 3), wobei BRANDT et al. (2012) die Möglichkeit zur Besiedlung des Abris ab ~ 60 ka calBP oder sogar ab dem MIS 4 (<74 ka v.h.) nicht ausschließen. Das jüngste Material wurde innerhalb einer Ascheschicht (BWT-Tephra) auf 7.589 ± 689 calBP datiert, welches sich in einem weitaus verlässlicheren Alter zur Datierung mit ^{14}C befindet.

Die Stratigraphie des Untergrundes im Abri deutet auf häufige, unvorhersehbare, plötzliche Veränderungen durch Vulkanismus und hydrologische wie klimatische Bedingungen hin (BRANDT et al. 2012). Die folgende Abbildung gibt einen Überblick über die archäologische Stratigraphie der Hauptgrabung BXA (Abb. 11), der für diese Arbeit von besonderer Bedeutung ist.

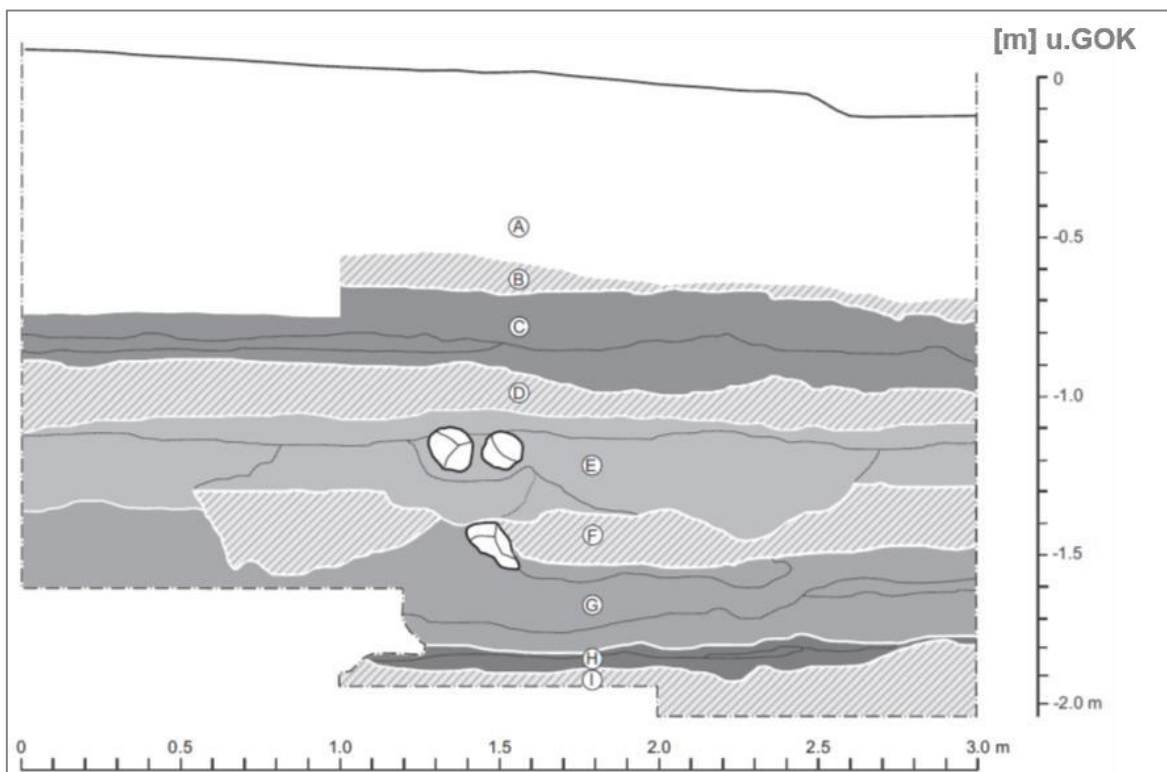


Abb. 11: Profilzeichnung der stratigraphischen Einheiten von Profil BXA Nord von BRANDT et al. (2012: 45). Die Stratigraphie lässt sich gliedern in (A) Ablagerungen des Holozäns, (B) BWT-Tephra, (C) R-Group, (D) YBS, (E) S-Group, (F) YBT-Tephra, (G) Obere T-Group, (H) Untere T-Group, (I) DF-Group (BRANDT et al. 2012).

Das älteste datierte Material liegt mit >53 ka calBP in der Unteren T-Group (Abb. 11 H), was auf die bisher früheste Besiedlung des modernen Menschen durch das Vorkommen von

Steinartefakten hindeutet. In der darunter liegenden DF-Group (Abb. 11 I) sind keine archäologischen Funde vorhanden. Die Obere T-Group (Abb. 11 G) enthält Steinwerkzeuge mit gebrannten Artefakten, deren Alter auf ~45 ka calBP datiert wurden. Die S-Group (Abb. 11 E) im Hangenden stellt nach BRANDT et al. (2012) einen massiven vulkanischen Schlammstrom dar, der erstmals eine zweipolige Technologie der Werkzeuge aufweist. Diese Artefakte wurden auf ~43 ka calBP datiert. Im Hangenden und zwischengeschaltet befinden sich Tephraschichten (YBT-Tephra, BWT-Tephra) und zuoberst holozäne Ablagerungen (Abb. 11 A).

Zwischen ~53-43 ka calBP sind keine bemerkenswerten Veränderungen der Steinbearbeitungstechnik im Abri vorzufinden, wodurch BRANDT et al. (2012) den Übergang vom Mesolithikum ins Neolithikum in diesem Fall ausschließen. ROSSO et al. (2013) hingegen konstatieren diesen Übergang, nach einem Vergleich mit den ockerfarbenen Funden in der Höhle Porc-Epic in Dire Dawa im Norden Äthiopiens. Die sedimentäre Stratigraphie weist im selben Zeitraum auf eine Veränderung der Feuchteverfügbarkeit in *Mochena Borago* hin (BRANDT et al. 2012).

LESUR et al. (2007) konnten innerhalb der holozänen Sedimentabfolgen eine starke Variabilität der faunischen Diversität sowie Veränderungen lokaler Umweltbedingungen nachweisen. Der Erhalt von Überresten der Flora und Fauna des Pleistozäns ist jedoch gering, wobei einige Phytolithe laut BRANDT et al. (2012) noch untersucht werden. Die geringen Mengen an Knochen in den Pleistozänen Schichten sind in mehr als der Hälfte der Fälle eingeschwärzt oder kalziniert, was auf eine intensive Verbrennung der Knochen hindeutet. In der Oberen T-Group wurden Knochenfunde untersucht, unter denen Knochenfragmente von Rindern (*Bovini*) und Antilopen (*Hippotragini*, *Alcelaphini*) ausgemacht wurden. Diese Grasfresser leben im hölzernen bis offenen Grasland, was auf aridere landschaftliche Umweltbedingungen vor ~45 ka oder wie zu rezenter Zeit hindeutet (BRANDT et al. 2012).

Im Abri *Mochena Borago* wurden daher bereits Ansätze zur Rekonstruktion der Veränderungen von Werkzeugtechnologien, Landnutzung und anderer Verhaltensweisen des modernen Menschen untersucht, dessen offene Fragen mit weiteren Untersuchungen aufgeschlüsselt werden müssen. Dazu bedarf es der Untersuchung geomorphologischer Prozesse, die in und außerhalb des Abris stattgefunden und den modernen Menschen in seiner Verhaltensweise geprägt haben.

2.4.2 Sedimentologische Voruntersuchungen

Im Rahmen des SFB 806 wurden in der Bachelorarbeit von A. KOLVENBACH und S. MEYER (2012) sedimentologische Untersuchungen der Ablagerungen im Abri *Mochena Borago* durchgeführt (Titel der Arbeit: „Rekonstruktion der Sedimentation im Abri Mochena Borago, Mount Damota (Äthiopien)“). Mit der Anwendung bodenkundlicher und geomorphologischer Methoden wurde ein erster Überblick über die Sedimentation innerhalb des Abris geleistet. Dabei wurden gestörte Bodenproben aus den Grabungsquadraten N42, TU2, G10 und N40E25 untersucht (Abb. 10, Grabungsquadrate 3, 9, 10, 11). Die Bodenproben wurden folglich auf physikalische Bodenparameter, wie Korngrößen und Bodenfarbe, sowie chemische Bodenparameter, wie pH-Wert, elektrische Leitfähigkeit, Phosphatretention, C/N-

Analyse, sowie dithionit- und oxalatlösliche Eisen- und Mangengehalte analysiert. Die dort angewandten Methoden dienen als erster Ansatz zur Beschreibung der Sedimente im Abri. Bereits in dieser Arbeit wird die sehr heterogene Schichtung und Vielfalt der Sedimente hervorgehoben, die durch unterschiedliche Ausgangsmaterialien bedingt durch verschiedene Ablagerungsmechanismen begründet wird. Es stellt sich heraus, dass Grabungsquadrat N42 andersartige und stärker verwitterte Sedimente aufweist als die übrigen Grabungen TU2, G10 und N40E25. In TU2, G10 und N40E25 befinden sich im Gegensatz fluvial geprägte Ablagerungen, sowie eine darüber abgelagerte Ascheschicht, die in N42 nicht vorzufinden ist. Es wird hervorgehoben, dass die Dynamik der Erosionsprozesse und Sedimentationsbedingungen im Abri sehr unterschiedlich ausgeprägt gewesen sein muss. Für zukünftige Untersuchungen wird in der Arbeit auf eine räumlich detailliertere Beprobung der Sedimente hingewiesen, sowie auf das Hinzuziehen weiterer Methoden zur Bestimmung der Sedimentationsbedingungen. Darüber hinaus sollten die archäologischen Befunde enger in den sedimentologischen Kontext gestellt werden, um Siedlungsgunstphasen und Umweltklimaanzeiger in der Region um *Mochena Borago* näher entschlüsseln zu können.

3 Beschreibung der behandelten Sedimente und diesbezügliche Fragestellungen

Im Folgenden werden die behandelten Sedimente anhand der Grabungsquadrate vorgestellt, die archäologisch untersucht und in einen stratigraphischen Kontext gestellt werden sollen. Es wird zunächst der Aufbau der Profile erläutert, wobei die Ergebnisse von sedimentanalytischen Voruntersuchungen aus der unveröffentlichten Bachelorarbeit von KOLVENBACH & MEYER (2012) erneut aufgegriffen (Tab. A2-A7) und Datierungen sowie archäologische Informationen aus BRANDT et al. (2012) herangezogen werden. Dabei erfolgt die Beschreibung der Profile vom Liegenden zum Hangenden. Anschließend werden die Problematik und Fragestellungen zum Verständnis der geomorphologischen Ablagerungsdynamik im Abri, sowie die Lagebeschreibung und Begründung zur Entnahme der Mikromorphologie-Proben vorgestellt. Die Vorgehensweise erfolgt anhand der Grabungsquadrate und ihrer Profile, beginnend bei N42 im südöstlichen Bereich an der Höhlenwand des Abris, zu TU2 und G10 ebenfalls an der Höhlenwand gelegen. Grabungsquadrat G10 liegt in der Hauptgrabung BXA (*block excavation area*), bei der auch auf die übrigen Bereiche von BXA eingegangen wird. Anschließend werden die zum Höhlenmund gerichteten Grabungsquadrate M14 und N40E25 vorgestellt. Abbildung 12 zeigt die Aufsicht des Abris *Mochena Borago* mit seinen Grabungsquadraten N42, TU2, BXA mit G10, M14 und N40E25, die bereits archäologisch untersucht wurden. Im Rahmen der archäologischen Untersuchungen wurden den stratigraphischen Einheiten von E. FISHER (Arizona State University, USA) Bezeichnungen zugeordnet (unpub.), die aufgrund der Vergleichbarkeit in dieser Arbeit übernommen werden (Tab. A1).

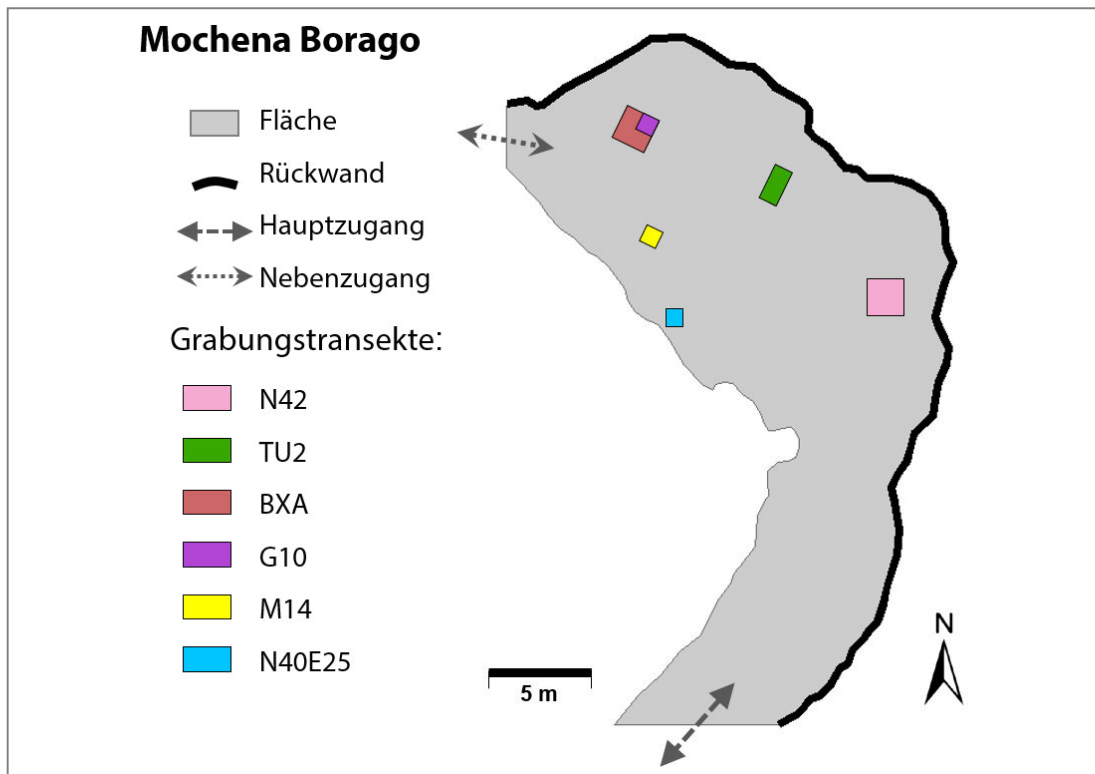


Abb. 12: Aufsicht des Abris Mochena Borago und den Grabungsquadraten, die archäologischen Untersuchungen unterlagen. Der heutige Hauptzugang befindet sich im südlichen Ausläufer, der Zugang des nordwestlichen Ausläufers ist sehr schmal und steil (Eigene Darstellung nach BRANDT et al. 2012).

3.1 Testgrabung N42

Im südwestlichen Bereich des Abris wurde das Grabungsquadrat N42 freigelegt, das sich am südlichen Zugang nahe der Höhlenwand befindet. Jedes Profil (Nord, Ost, Süd und West) ist 1,8 m breit und mindestens 1,2 m tief. Das Teilquadrat in der nordwestlichen Ecke (ca. 0,9x0,9 m) von N42 wurde bis ca. 2,6 m Tiefe u. GOK abgetragen. Abbildung 13 stellt die unterschiedlichen Grabungstiefen schematisch dar.

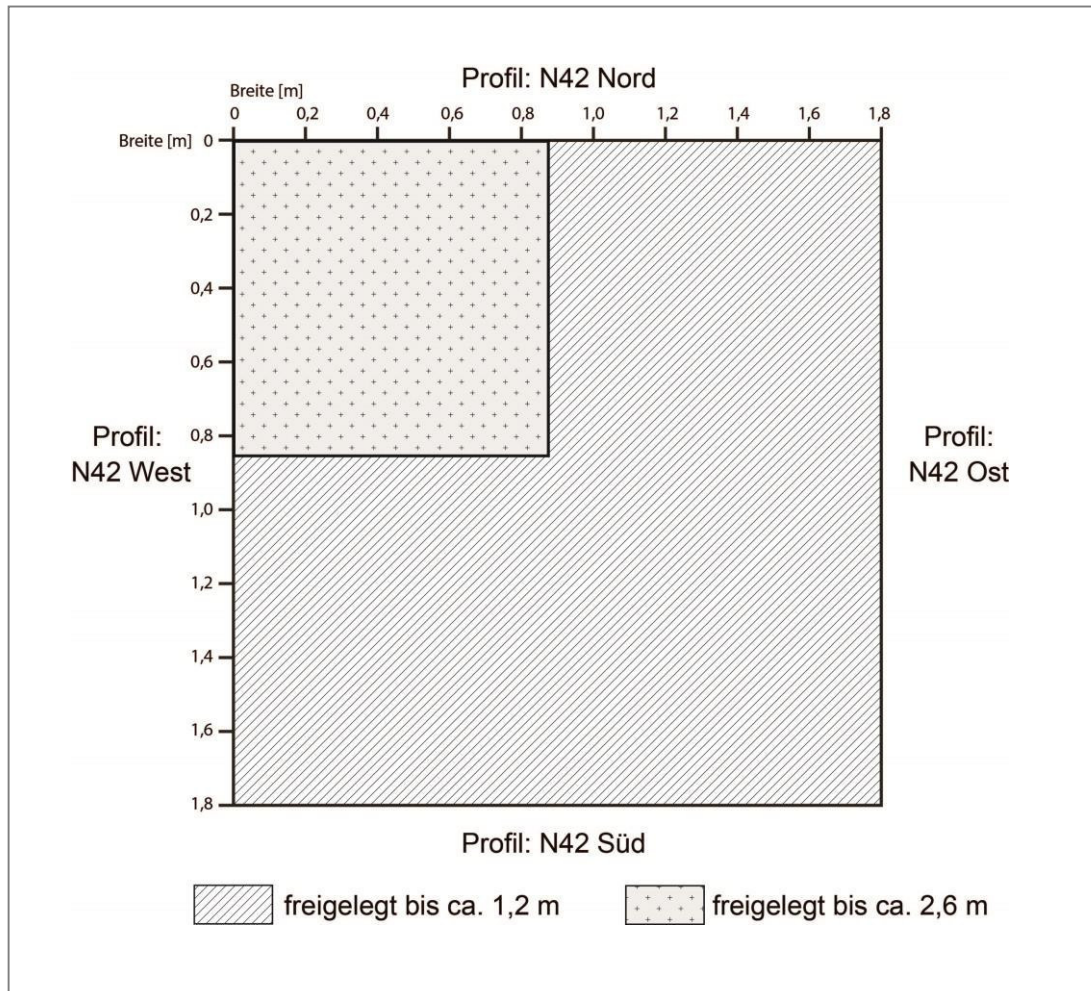


Abb. 13: Aufsicht auf das Grabungsquadrat N42 mit der schematischen Darstellung der bis 1,2 m und 2,6 m Tiefe u. GOK gegrabenen Bereiche. Das Teilquadrat in der nordwestlichen Ecke ist bis 2,6 m Tiefe u. GOK einzusehen, der restliche Bereich nur bis 1,2 m Tiefe u. GOK. Dadurch ergibt sich eine Profilsynthese von Nord nach West (Abb. 14) mit unterschiedlichen Einsichtstiefen (Eigene Darstellung).

Aufgrund der unterschiedlichen Grabungstiefen sind nicht alle Profile (Nord, Ost, Süd, West) bis 2,6 m Tiefe u. GOK einzusehen, sondern nur die nordwestliche Ecke des Grabungsquadrates. Abbildung 14 dient als schematische Übersicht für die Profile N42 Nord, Ost, Süd und West, und somit als Synthese von Nord nach West. Bei Profil N42 Ost wird die nördliche Hälfte unterhalb der schwarz-gelben Linie durch das ca. 0,9 m weiter westlich stehende Profil erweiternd dargestellt.

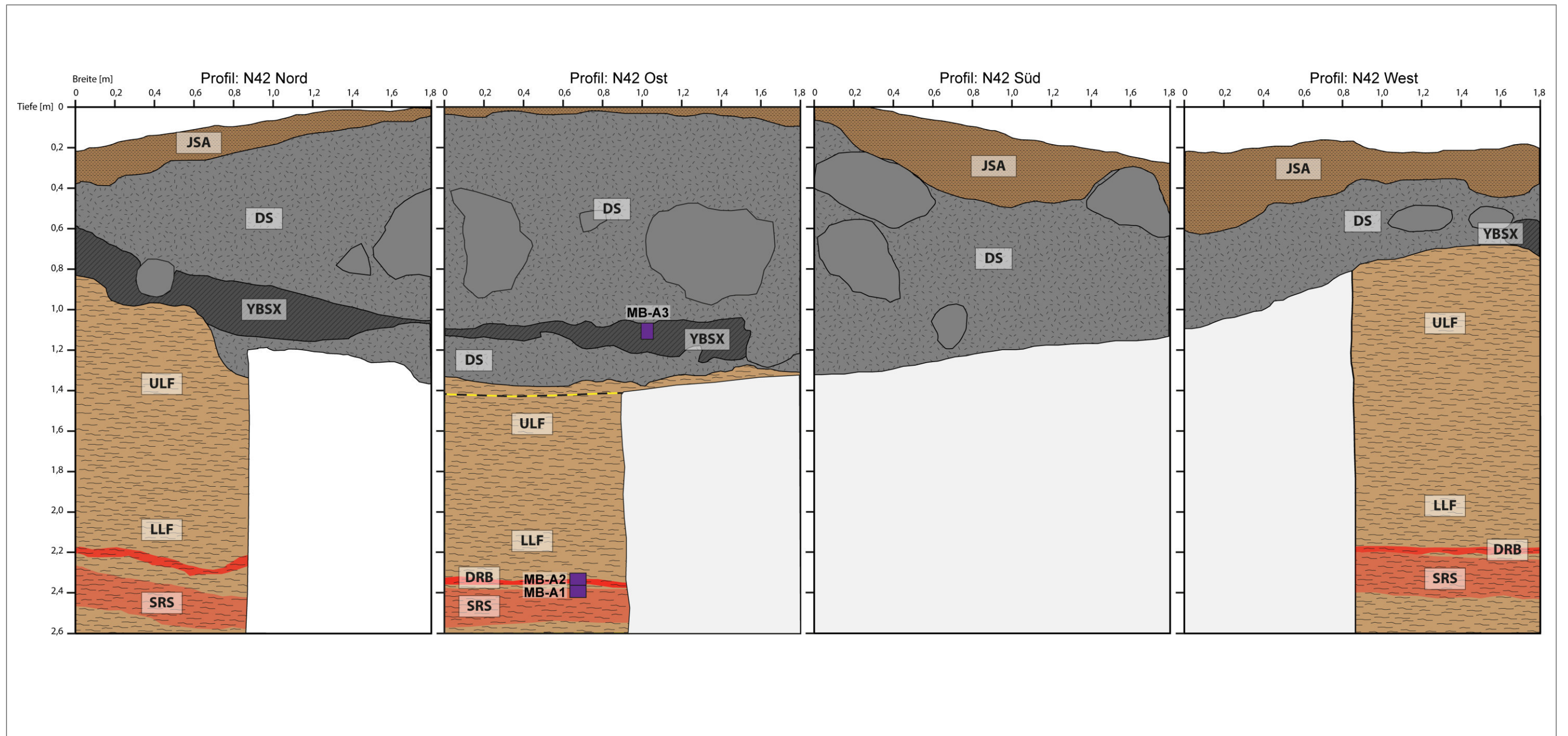


Abb. 14: Synthese der Profilzeichnungen des Grabungsquadrates N42 im südwestlichen Bereich des Abris (Abb. 12) in Grabungstiefen bis 1,2 m und 2,6 m u. GOK. Es werden die Profile N42 Nord, Ost, Süd und West (v.l.n.r.; Legende s. Abb. A1) mit der Lage der Dünnschliffe MB-A1-3 dargestellt. Das Profil N42 Ost wurde unterhalb 1,4 m u. GOK anhand der Informationen von der ca. 0,9 m weiter westlich stehenden Profilwand erweiternd dargestellt. Die Profile setzen sich aus den stratigraphischen Einheiten SRS, DRB, LLF, ULF, DS, YBSX und JSA (Tab. A1) zusammen (Eigene Darstellung).

In der nordwestlichen Ecke von N42 befinden sich in 2,6 m bis ca. 1,3-0,8 m Tiefe u. GOK pyroklastische Ablagerungen, die von FISHER (pers. Mitt.) in den unteren (LLF, lower lahar flow) und oberen (ULF, upper lahar flow) pyroklastischen Strom unterteilt werden. Der LLF zieht sich von der Basis der Grabung bis ca. 1,8 m Tiefe u. GOK, worauf sich der ULF im Hangenden anschließt. Beide Ströme haben nach KOLVENBACH & MEYER (2012) eine beige Farbgebung (Hue 2,5 Y 8/2).

Laut FISHER befindet sich bei ca. 2,4 m u. GOK die stratigraphische Einheit SRS (speckled red sand), die sich als ein ca. 20 cm mächtiges Band durch den LLF zieht und nach KOLVENBACH & MEYER (2012) rötlich gefärbt ist (Hue 7,5 YR 7/3). Im Hangenden von SRS zieht sich durch LLF bei ca. 2,2 m u. GOK ein weiteres rötlich-braunes (Hue 10 YR 6/6), ca. 5 cm dickes, söhliges Band namens DRB (dark red brown) (FISHER pers. Mitt., KOLVENBACH & MEYER 2012). Die beiden Einheiten SRS und DRB weisen einen W-O-Einfall von ca. 0,2 m auf, was in Profil N42 Nord ersichtlich ist. Der ULF zieht sich von ca. 1,8 m bis ca. 0,8 m u. GOK auf der westlichen Seite von N42, jedoch nur bis 1,3 m u. GOK auf der östlichen Seite. Somit weist der ULF ebenfalls einen W-O-Einfall auf. Die Unterscheidung der beiden pyroklastischen Ströme LLF und ULF ist nicht ersichtlich.

Anhand der sedimentologischen Voruntersuchungen lassen sich die Einheiten LLF, SRS, DRB und ULF nach KOLVENBACH & MEYER (2012) als mäßig sauer (pH 5,2-5,3) mit ähnlicher Korngrößenzusammensetzung von sandigem Schluff mit Gesteinsfragmenten >63 µm einordnen (Tab. A2-A7). SRS und DRB unterscheiden sich vom Rest des LLF durch eine geringere elektrische Leitfähigkeit (ELF), die in SRS bei 214 µS/cm, in DRB bei 156 µS/cm und in LLF bei 264 µS/cm liegt. DRB weist mit 22,9 g/kg Fe_d einen höheren Gehalt an Fe auf als SRS mit 6,4 g/kg und LLF mit 6,0 g/kg (KOLVENBACH & MEYER 2012). Im Hangenden des pyroklastischen Stromes befindet sich Deckensturzmaterial (DS), außer in der nordwestlichen Ecke von N42. Hier ist laut FISHER (pers. Mitt.) eine Schicht aus vulkanischem Schuttmaterial zwischengelagert (YBSX, yellow brown silt X), die unterschiedlich mächtig ist (5-25 cm) und im nordöstlichen Bereich im Liegenden und Hangenden von DS umgeben ist. Das DS, teilweise inklusive YBSX, hat eine Mächtigkeit von ca. 0,5-1,2 m. Dem DS liegen jüngste Lockersedimentablagerungen (JSA) mit 10-40 cm Mächtigkeit auf.

In N42 wurden zwei Mikromorphologie-Proben entnommen, mit denen Fragen (N42-1-4) bezüglich der Ablagerungsarten und Erosionsprozessen beantwortet werden sollen. Aus diesen wurden drei Dünnschliffe (MB-A1, MB-A2, MB-A3) angefertigt.

N42-1: Ist das unterste Material in Grabungsquadrat N42 ein pyroklastischer Strom oder könnte es zementiertes Sediment sein? Sofern es sich um einen pyroklastischen Strom handelt, ist dieser durch ein vulkanisches Event in den Abri eingetragen worden?

N42-2: Wie kommt es zu den Farbunterschieden in LLF? Stellen SRS und DRB, sowie LLF eine Serie pyroklastischer Ströme dar, oder könnte es ein einzelner Strom gewesen sein? Gehören sogar LLF und ULF zu einem einzelnen Event?

N42-3: Wie kommt das oberflächige Nordwest-Südost-Gefälle von SRS, DRB und ULF zustande? Wurde die Oberfläche fluvial überprägt? Lassen die Gefälle in N42 Rück-

schlüsse auf fluvial-erosive Prozesse zu und wenn ja, was sagen diese über die Prozessdynamik in dieser Position des Abris aus?

N42-4: Wie kommt es zu der mächtigen Ablagerung des Deckensturzmaterials im östlichen Bereich von N42? Kann dies auf humide Bedingungen mit stärkerer Verwitterung zurückgeführt werden? Wieso ist YBSX hier zwischengeschaltet?

Antworten bezüglich der Zusammensetzung, Ablagerungsart und Farbänderungen von LLF, SRS und DRB sollen durch MB-A1 und MB-A2 gewonnen werden, die repräsentativ für diesen Bereich sind. Dünnschliff MB-A3 ist repräsentativ für YBSX, dessen Ablagerungsmilieu und Zusammensetzung bislang ungeklärt ist. Die Lage der Proben ist in Abb. 14 ersichtlich.

3.2 Testgrabung TU2

Der archäologische Schnitt TU2 wurde nord-süd orientiert rechteckig im zentralen Bereich des Abris an der Höhlenwand angelegt (Abb. 12). Mit ihm wurden die Profile TU2 Ost und TU2 West (je 2 m Breite), sowie die kurzen Seiten TU2 Nord und TU2 Süd (je 1 m Breite) bis 2,2 m Tiefe u. GOK freigelegt. Das Grabungsquadrat TU2 ist von besonderer Ablagerungsdiversität geprägt, was sich in einer Farbvielfalt und unterschiedlichen Kompaktionsgraden des Materials widerspiegelt. Die Heterogenität der Abfolge und Dynamik der visuellen Stratigraphie ist von TU2 Ost zu TU2 West so unterschiedlich, dass es der Erklärung durch mikromorphologische Untersuchungen bedarf. Abbildung 15 (S. 30) dient als schematische Übersicht der Profile TU2 Ost, Süd, West und Nord.

An der Basis des Grabungsquadrates TU2 befindet sich laut FISHER (pers. Mitt.) die stratigraphische Einheit PKT (pink tephra), die von 2,2 m Tiefe u. GOK eine Mächtigkeit von mindestens 0,7 m bis höchstens 1,1 m aufweist. Das Material von PKT schwankt zwischen hellgrau-rötlicher bis hellbrauner Färbung (Hue 7,5 YR 6/2-6/3-7/3; Hue 10 YR 7/1) und ist sehr schwach bis mäßig sauer (pH 5,1-6,2). Die Werte an Fe_d liegen zw. 4,2-12,0 g/kg, dabei liegt das Verhältnis von Fe_o/Fe_d zwischen 0,03-0,07 (KOLVENBACH & MEYER 2012).

Im Hangenden von PKT befindet sich nach FISHER (pers. Mitt.) die stratigraphische Einheit LFX2 (lahar feature X2), außer in der südwestlichen Ecke von TU2. Das Material ist laut KOLVENBACH & MEYER (2012) hellbraun (Hue 7,5 YR 6/3) und in TU2 Ost ist der obere Bereich dieser Ablagerung (0,6-0,9 m Tiefe u. GOK) mit einer stark roten Färbung durchzogen. LFX2 ist mäßig sauer (pH 5,0), die Fe_d -Werte liegen mit 17,4 g/kg höher als in PKT und das Verhältnis von Fe_o/Fe_d liegt bei 0,03. In Profil TU2 Ost befinden sich in LFX2 zwei Gesteinsfragmente, die heller gefärbt sind als LFX2. Einheit LFX2 ist in der südwestlichen Ecke von TU2 nicht vorhanden, wo im Hangenden von PKT hier DS aufliegt. In diesem Bereich ist DS bis zu 0,8 m mächtig. Das Material von LFX2 ist in Profil TU2 West vertikal gekappt und seine Oberfläche verläuft auf der südlichen Seite von West nach Ost unregelmäßig aufwärts mit einer Neigung von ca. 45°.

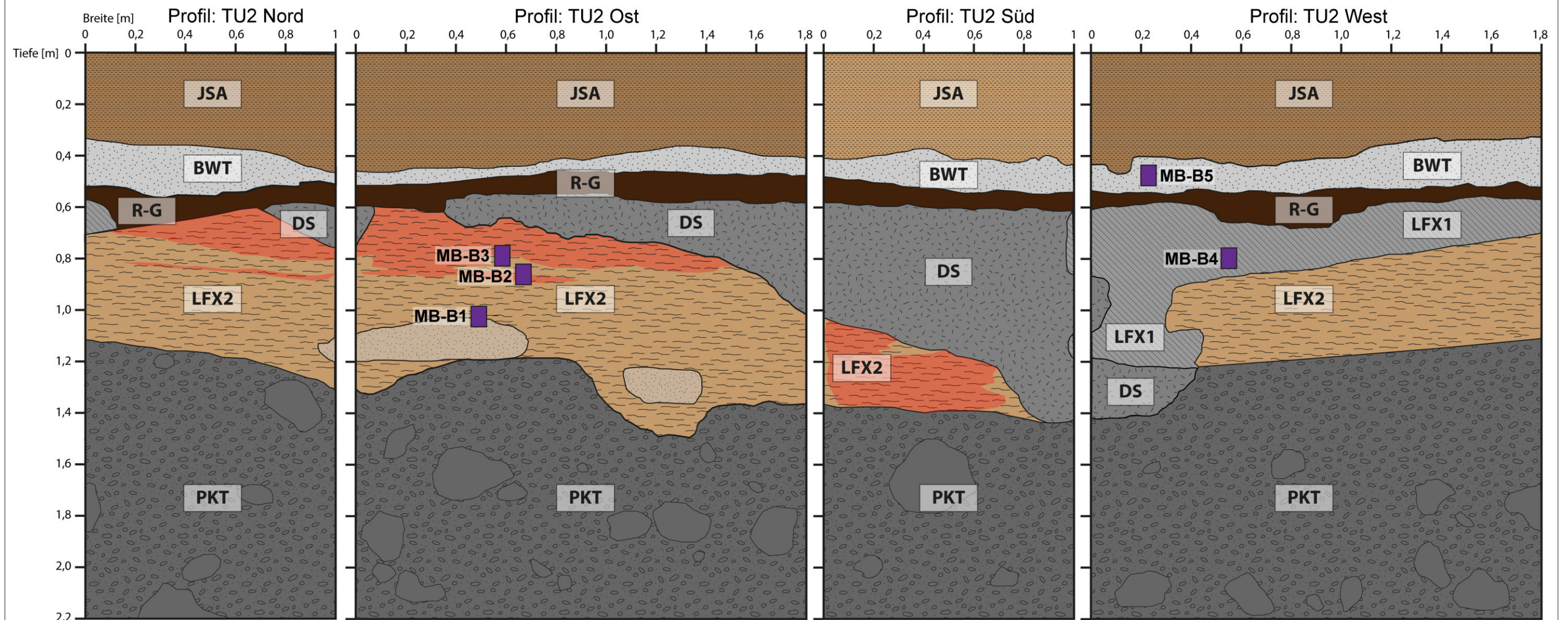


Abb. 15: Synthese der Profilzeichnungen des Grabungsquadrates TU2 im zentral gelegenen Bereich des Abris (Abb. 12) mit Grabungstiefen bis 2,2 m u. GOK. Es werden die Profile TU2 Nord, Ost, Süd und West (v.l.n.r.; Legende s. Abb. A1) mit der Lage der Dünnschliffe MB-B1-5 dargestellt. Die Profile setzen sich aus PKT, LFX2, LFX1, DS, R-Group, BWT und JSA (Tab. A1) zusammen (Eigene Darstellung).

Im Hangenden von LFX2 befindet sich in Profil TU2 West laut FISHER (pers. Mitt.) die Einheit LFX1 (lahar feature X1), dessen Material nach KOLVENBACH & MEYER (2012) hellgrau (Hue 10 YR 7/2) und stark sauer ist (pH 4,3). Die Menge an Fe_d ist mit 6,9 g/kg niedriger als in LFX2, das Verhältnis von Fe_o/Fe_d liegt mit 0,2 höher. Einheit LFX1 ist in Profil TU2 Ost nicht vorhanden. Die bisher erläuterten Ablagerungen PKT, LFX2, DS und LFX1 in Grabungsquadrat TU2 sind archäologisch steril und erstrecken sich bis ca. 0,6 m Tiefe u. GOK.

Über den archäologisch sterilen stratigraphischen Einheiten von Grabungsquadrat TU2 liegt in 0,6 m Tiefe u. GOK eine Schicht aus braunem Lockersediment (Hue 2,5 Y 5/4) mit Artefakten und relativ hohen Mengen an organischem Material (18,1 g/kg org. Sub.) (KOLVENBACH & MEYER 2012). FISHER (pers. Mitt.) bezeichnet dieses Sediment als R-Group (archaeological sequence R), in dem sich viele (mehrere Dutzend pro dm^3) gerollte Artefakte aus Obsidian befinden. Sie ist ca. 10 cm mächtig und liegt söhlig über LFX2, LFX1 und DS.

Söhlig im Hangenden der R-Group bei ca. 0,5 m Tiefe u. GOK befindet sich eine helle weiße Asche im gesamten Grabungsquadrat, die nach E. FISHER als BWT (bright white tephra) bezeichnet wird. Sie ist ca. 5-20 cm mächtig und laut KOLVENBACH & MEYER (2012) aus schluffigem Material. Sie hat schwach saure Eigenschaften (pH 5,8), die Menge an Fe_d liegt bei 2,8 g/kg und das Verhältnis von Fe_o/Fe_d erreicht den Maximalwert des Profils mit 0,6. BWT ist archäologisch steril und wird von E. FISHER als Event mit Zeitmarker-Funktion eingeordnet.

Im Hangenden von BWT befinden sich JSA aus schluffreichen Sedimenten mit Geröllen. Sie haben laut KOLVENBACH & MEYER (2012) Gehalte an organischer Substanz von 5,2 g/kg, die Mengen an Fe_d liegen bei 6,1 g/kg bei einem Verhältnis von Fe_o/Fe_d 0,4 und sind mäßig sauer (pH 5,4). Alle sedimentären Einheiten in TU2 oberhalb von LFX2, LFX1 und DS liegen söhlig im Grabungsquadrat und sind gleichmäßig mächtig.

In TU2 wirft die Variabilität der stratigraphischen Abfolgen in Profil TU2 Ost und TU2 West Fragen auf. Die Diversität der Ablagerungen passen visuell bei TU2 Ost und TU2 West nicht zueinander, darüber hinaus befinden sich stark und ungewöhnlich ausgeprägte vertikale Einschnitte in der Stratigraphie an diesem Standort des Abris.

Es stellen sich folgende Fragen:

TU2-1: Stellt die stratigraphische Einheit PKT an der Basis des Grabungsquadrates TU2 das Basement des Abris dar? Wie sind die unterschiedlichen Mächtigkeiten von PKT einzuordnen? Können sie auf fluvial-erosive Prozesse zurückgeführt werden?

TU2-2: Ist Einheit LFX2 in TU2 Ost im Hangenden von PKT ein pyroklastischer Strom oder eine Abfolge pyroklastischer Ströme? Und wenn ja, wo liegt sein Ursprung bzw. seine Ursprünge? Wie kommt die stark rötliche Färbung im oberen Bereich der Ablagerung zustande? Welche zeitlichen Aussagen können über das Basement des Abris getroffen werden, wenn es sich um pyroklastische Ablagerungen des Mt. Damota handelt?

TU2-3: Sind die hell-beigen Gesteinsfragmente in TU2 Ost Schollen vulkanischen Materials mit dem Ursprung aus den oberhalb des Abris liegenden Hängen, die mit dem pyroklastischen Strom herantransportiert wurden? Lässt sich eine allochthone Herkunft mit Prä-Zementierung der Schollen nachweisen? Ähnelt die Zusammensetzung der Schollen

derer des pyroklastischen Stromes und können sie somit von gemeinsamer Herkunft sein?

TU2-4: Wie lassen sich die unterschiedlichen Mächtigkeiten von LFX2 in Grabungsquadrat TU2 erklären? Wie konnten die vertikalen Einschnitte in LFX2 von Profil TU2 West entstehen? Sind diese Einschnitte durch fluvial-erosive Prozesse entstanden? Wieso entstand der Überhangbereich der Erosion – stellt er unterschiedlich stark ausgeprägte Feuchteperioden mit fluvial erodierender Wirkung dar? Wieso ist LFX2 in der südwestlichen Ecke von TU2 nicht vorhanden?

TU2-5: Ist die stratigraphische Einheit LFX1 in TU2 West im Bereich ein pyroklastischer Strom? Ist er von gleicher Herkunft wie LFX2 und wenn ja, wieso ist er in Profil TU2 Ost nicht vorhanden? Welche Aussagen lassen sich über die Situation von LFX1 im vertikal eingeschnittenen Bereich von LFX2 in Profil TU2 West treffen?

TU2-6: Wie kam es zur mächtigen Ablagerung von DS im südlichen Teil des Grabungsquadrates TU2? Könnte sich das Material durch Einfluss hohen Niederschlages und starke Verwitterung vom Höhlendach gelöst haben, oder ist dies auf ein Event zurückzuführen?

TU2-7: Wodurch wurde das Lockersediment R-Group mit den gerollten Artefakten im Abri abgelagert? Konnte die R-Group als ein Schlammstrom im Abri abgelagert werden, wodurch Sediment samt Artefakte des anatomisch modernen Menschen vom Hang abgetragen wurden? Wie kommt es zur söhligigen Ablagerung dieses Sediments im Grabungsquadrat, das im Liegenden der R-Group stratigraphische Einheiten mit unregelmäßigen Oberflächen zeigt? Lassen sich hier Rückschlüsse auf Änderungen der Prozessdynamik im Abri ziehen?

TU2-8: Wie wurde die Asche BWT in den Abri eingetragen? Handelt es sich um äolischen oder fluvialen Eintrag und wo könnte der Ursprung liegen? Kann die Hypothese von FISHER für BWT als Zeitmarker gestützt werden?

In TU2 wurden fünf Mikromorphologie-Proben entnommen, die zur Beantwortung der Fragen TU2-1 bis TU2-8 dienen sollen. Repräsentativ für LFX2 und Gemeinsamkeiten zwischen ihm und den Gesteinsfragmenten sind die Dünnschliffe MB-B1-3. Für den Vergleich von LFX2 und LFX1 dienen MB-B1-4. Für die Untersuchung der hellen weißen Asche BWT dient MB-B5. Die Lage der Proben ist in Abb. 15 ersichtlich.

3.3 Hauptgrabung BXA mit Grabungsquadrat G10

In der Hauptgrabung BXA wird das nördliche Profil des Grabungsquadrates G10 untersucht. Die stratigraphische Abfolge in BXA zeigt ganz andere Sedimente auf als das ca. 10 m entfernte Grabungsquadrat TU2 und die Sedimente sind reich an Artefakten. Die Testgrabung G10 nimmt ca. 1,4x1,4 m der 3x3 m großen Hauptgrabung BXA ein, ist ca. 2 m tief und befindet sich in der nordwestlichen Ecke (Abb. 12). Es wird das Profil G10 Nord betrachtet, dessen archäologische Untersuchungen bereits von BRANDT et al. (2012) veröffentlicht wurden. Abbildung 16 (S. 33) zeigt die Profilzeichnung von G10 Nord.

An der Basis des Profils G10 Nord befindet sich laut FISHER (pers. Mitt.) die stratigraphische Einheit PKT, die sich von der Grabungsbasis bei 2 m bis ca. 1,8 m Tiefe u. GÖK erstreckt. Nach BRANDT et al. (2012) ist das Material vulkanischen Ursprungs, gelblich-braun in der Farbe (Hue 10 YR 4/4), sehr kompakt und archäologisch steril. PKT wurde in der Hauptgrabung BXA nur im Bereich des Grabungsquadrates G10 expositioniert.

Im Hangenden von PKT befindet sich nach BRANDT et al. (2012) ein ca. 40-50 cm mächtiges, braunes Lockersediment, das als T-Group (archaeological sequence T) bezeichnet wird. Das Sediment enthält Artefakte und wird mit ^{14}C -Datierungen von Holzkohlefragmenten an der Basis der T-Group auf 53.224 ± 2662 calBP datiert. Die archäologischen Funde in der T-Group deuten laut BRANDT et al. (2012) auf die erste Besiedlungsphase des anatomisch modernen Menschen in *Mochena Borago* hin. Untersuchungen an Dünnschliffen im Rahmen des SWEAP und SFB-806 zeigen periodische Niederschlagseinflüsse in diesem Sediment (BRANDT et al. 2012: 45). Der oberflächige Verlauf der T-Group ist weitestgehend eben und zieht sich durch die gesamte Hauptgrabung BXA in gleichbleibender Tiefe u. GÖK.

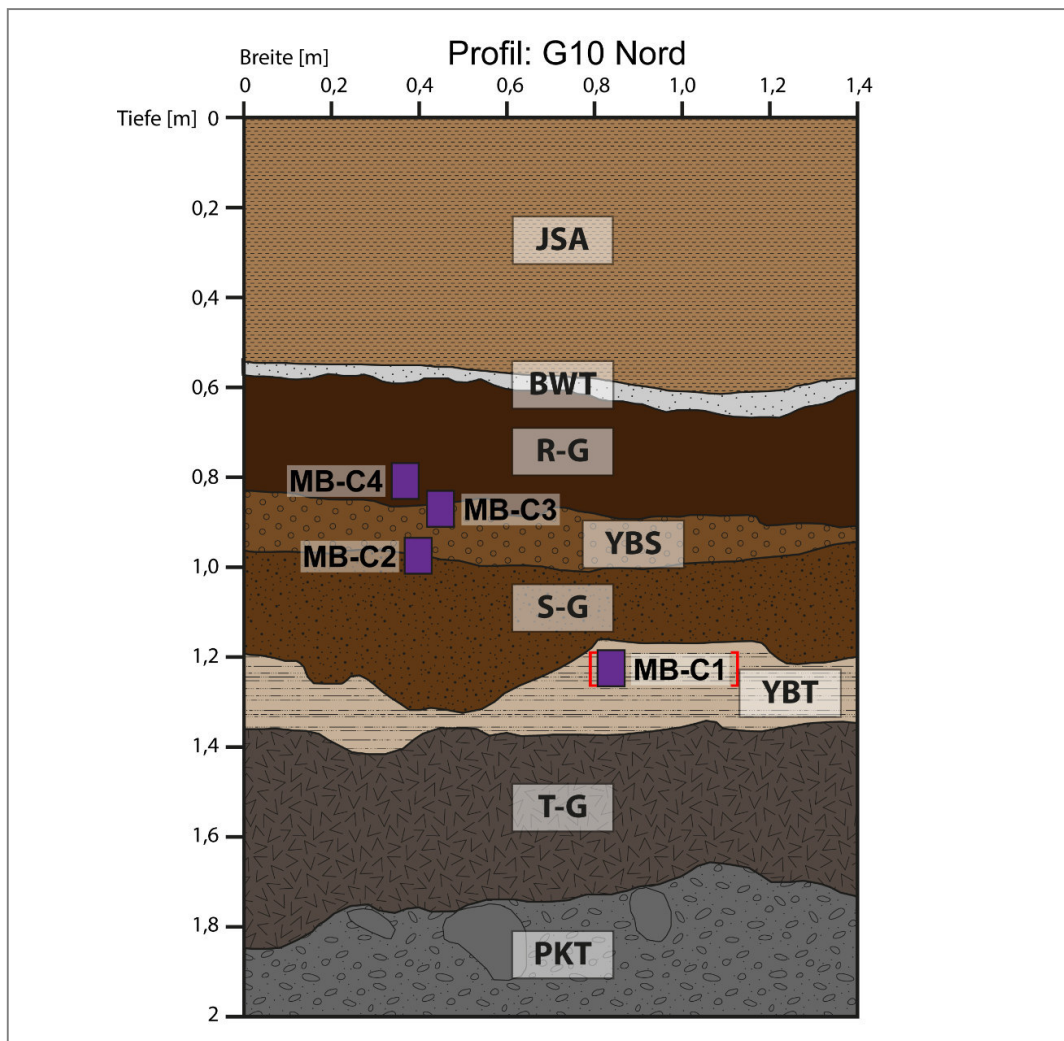


Abb. 16: Profilzeichnung von G10 Nord in der nordwestlichen Ecke der Hauptgrabung BXA (Legende s. Abb. A1) mit der Lage der Dünnschliffe MB-C1-4. Bei den Sedimenten handelt es sich um vulkanische, klastische und vulkanoklastische Lockersedimente mit Artefakten und archäologisch sterile Einheiten vulkanischen Ursprungs (Bezeichnungen s. Tab. A1) (Eigene Darstellung).

Im Hangenden der T-Group befindet sich nach BRANDT et al. (2012) die stratigraphische Einheit YBT (yellow brown tephra), die aus sortiertem, fein homogenen, gelblich-braunen (Hue 2,5 YR 6/3) vulkanischen Material besteht. Durch das Vorhandensein dünner, feinkörniger, brauner Laminierungen konstatieren BRANDT et al. (2012) eine syn-sedimentäre Ablagerung von YBT unter fluvialen Bedingungen. In dieser stratigraphischen Einheit sind nur wenige Artefakte enthalten. ^{14}C -Datierungen an Holzkohlefragmenten ergaben ein Alter von 43.403 ± 1213 calBP (BRANDT et al. 2012). YBT liegt söhlig auf der T-Group auf und ist durchgängig in Profil G10, jedoch lässt es sich bei einem Blick in BXA durch seine Unterbrechungen als zwischengeschaltet einstufen. Im Südprofil von BXA ist diese Einheit nur 30 cm breit und 10 cm hoch. Der oberflächige Verlauf von YBT ist in G10 Nord von 0,3-0,8 m Breite rinnenförmig und uneben.

Im Hangenden von YBT liegt in G10 Nord ein weiteres braunes Lockersediment auf, das ca. 30 cm mächtig ist und von BRANDT et al. (2012) als S-Group (archaeological sequence S) bezeichnet wird. Im restlichen Bereich der Hauptgrabung von BXA liegt die S-Group vorwiegend direkt im Hangenden der T-Group, da YBT dort nicht vorhanden ist. In der S-Group sind Artefakte, Holzkohle- und Knochenfragmente vorhanden. In G10 Nord im Bereich von 0,3-0,8 m Breite liegt die S-Group rinnsal-förmig in YBT, wo abgeriebene Artefakte vorhanden sind und die Begründung dafür auf fluviale Prozesse zurückgeführt wird. Die Artefakte in der S-Group außerhalb dieses Rinnsals sind weniger zerstört (BRANDT et al. 2012).

Über der S-Group liegt weiteres Lockersediment auf, das von BRANDT et al. (2012) als YBS bezeichnet wird. YBS ist 5-15 cm mächtig, hell gräulich-braun in der Farbe (Hue 2,5 Y 7/2) und damit um einiges heller als die S-Group (KOLVENBACH & MEYER 2012). BRANDT et al. (2012) vermuten, dass Einheit YBS einen vulkanoklastischen Schlammstrom darstellt, der mit ^{14}C -Datierungen an Holzkohlefragmenten auf 43.121 ± 692 calBP datiert wird. In YBS sind, für die Hauptgrabung BXA, verhältnismäßig wenige Artefakte enthalten.

Im Hangenden YBS befindet sich die R-Group, die auch in TU2 zu sehen ist. Sie ist hier weitaus mächtiger mit ca. 30 cm Mächtigkeit, im Gegensatz zu 10 cm in TU2 (BRANDT et al. 2012; KOLVENBACH & MEYER 2012). Die Sedimente der R-Group in G10 wurden von BRANDT et al. (2012) anhand von ^{14}C -Datierungen auf 41.159 ± 783 calBP datiert. Über der R-Group liegt wie in TU2 die helle weiße Asche (BWT), die hier ebenfalls als hellgraue, homogene, feinkörnige ca. 5 cm mächtige Schicht söhlig durch die Hauptgrabung BXA zieht. In BWT wurden ebenfalls Holzkohlefragmente auf ^{14}C untersucht, dessen Alter bei 7.589 ± 689 calBP liegen. BRANDT et al. (2012) weisen hier auf 33 ka fehlende pleistozäne Sedimentsequenzen zwischen R-Group und BWT hin. Im Hangenden von BWT befinden sich in der Hauptgrabung BXA die JSA wie auch in TU2, die von LESUR et al. (2007) als holozäne Ablagerungen eingeordnet werden.

Um die stratigraphischen Einheiten besser einordnen zu können, sowie Ablagerungsprozesse definieren zu können, bedarf es der Beantwortung folgender Fragestellungen:

G10-1: Stellt die stratigraphische Einheit PKT an der Basis von G10 das Basement des Abris dar? Oder könnte es auch ein großes Gesteinsfragment aus Deckensturzmaterial sein? Könnten weitere Sedimente unter diesem Fragment liegen und somit archäologische Fundschichten überlagert worden sein?

G10-2: Wie kommt es zum mächtigen Eintrag von der T-Group in BXA? Warum ist diese stratigraphische Einheit nicht in N42 oder TU2 vorhanden? Was bedeutet die große Menge an archäologischen Funden in der T-Group? Stellt dies den ersten Besiedlungszeitraum dar oder könnte diese Hypothese durch Frage G10-1 widerlegt werden?

G10-3: Ist YBT durch fluviale Prozesse eingetragen worden? Warum ist diese Einheit in BXA teilweise so schmal und nicht durchgängig? Zeichnet es eine Art Rinnsal oder Wasserbecken nach? Wurde er fluvial überprägt oder wieso kommt es zur Ausbildung der rinnsal-förmigen Hohlform bei 0,3-0,8 m Breite in G10? Wie ist der geringe Fund an Artefakten in diesem Sediment einzuordnen?

G10-4: Wie ist der Eintrag eines vulkanoklastischen Schlammstromes wie YBS einzuordnen? Wie kann es generell zum Eintrag von Schlammströmen in den Abri kommen? Stellen S-Group, YBS und R-Group eine Serie von Schlammströmen dar? Lassen sich dadurch Aussagen über Paläoklimabedingungen treffen?

G10-5: Können die jüngsten Ablagerungen über BWT als holozäne Ablagerungen eingeordnet werden? Kann somit BWT als Zeitmarker für die Holozän-Pleistozän-Grenze verwendet werden? Wäre dieser Marker im gesamten Abri übertragbar?

G10-6: Wie ist der deutlich größere Anteil an Artefakten in G10 als in N42 und TU2 einzuordnen? Wieso sind hier keine pyroklastischen Ablagerungen vorhanden? Warum ist die stratigraphische Varietät der Lockersedimente in diesem Bereich so hoch? Wieso sind T-Group, S-Group, YBT und YBS nicht in TU2 oder N42 vorhanden? Können hier Aussagen über dynamische Prozesse des Abris getroffen werden?

Zur Beantwortung dieser Fragen wurden im Profil G10 Nord zwei Mikromorphologie-Proben entnommen, aus denen drei Dünnschliffe (MB-C2-4) hergestellt wurden. Dünnschliff MB-C2 repräsentiert den Übergang von der S-Group zu YBS, MB-C3 den Übergang von YBS zur S-Group und MB-C4 ist repräsentativ für die R-Group. Mit Hilfe der Untersuchungen soll herausgefunden werden, wie die Sedimente in den Abri eingetragen wurden.

Bezüglich der Fragestellungen um die stratigraphische Einheit YBT wurde im Profil BXA eine große Menge an Sediment untersucht, das als vollständiger Block aus der westlichsten Ecke der Hauptgrabung BXA entnommen wurde. Der Sedimentblock ist ca. 40x30x15 cm groß und wurde vollständig eingeharzt. Aus ihm wurde ein Dünnschliff hergestellt, der repräsentativ für YBT ist (MB-C1). Der Dünnschliff umfasst den Randbereich von YBT, sowie auch die laminierten Bereiche des Sediments.

3.4 Testgrabung M14

Das Grabungsquadrat M14 befindet sich ca. 5 m südlich von BXA nahe am Höhlenmund des Abris (Abb. 12). Es wurde quadratisch von West nach Ost gegraben, wodurch die Profile M14 Nord, Ost, Süd und West (je 1 m Breite) bis 1,2 m Tiefe u. GOK freigelegt wurden. Es wird das Profil M14 West näher betrachtet. Abbildung 17 (S. 34) zeigt die Profilzeichnung von M14 West. Den stratigraphischen Einheiten des Grabungsquadrates M14 wurden bisher keine stratigraphischen Einheiten von FISHER zugeordnet, daher werden sie von M14-I bis M14-VI nummeriert. Die Beschreibung erfolgt anhand visueller makroskopischer Merkmale.

An der Grabungsbasis von M14 befindet sich ein bräunlich-graues, verhärtetes Lockersediment bis ca. 1 m Tiefe u. GOK (M14-I). Im Hangenden dieses Lockersediments befindet sich ein ca. 50 cm mächtiges, braunes Lockersediment (M14-II), das dem der R-Group in der Hauptgrabung BXA ähnelt.

Die vier stratigraphischen Einheiten im Hangenden von M14-II von ca. 0,5-0,3 m Tiefe u. GOK ähneln sich stark (M14-III-VI). Die Sedimente besitzen unregelmäßige Mächtigkeiten von ca. 2-10 cm, sind grau-braun in der Farbe und bestehen aus feinkörnigem Lockersediment mit Aschen und gerundeten Feinkiesen. Die Farbgebung der Sedimente variiert von unten nach oben von hellbraun (M14-III), über dunkel bräunlich-grau (M14-IV), zu braun (M14-V) bis hellgrau (M14-VI) im oberen Bereich. M14-VI ist bei ca. 0,3 m u. GOK sehr feinkörnig, vermischt mit gerollten Feinkiesen und weißer Asche. Im Hangenden von M14-VI liegen JSA auf, die ca. 30 cm mächtig sind.

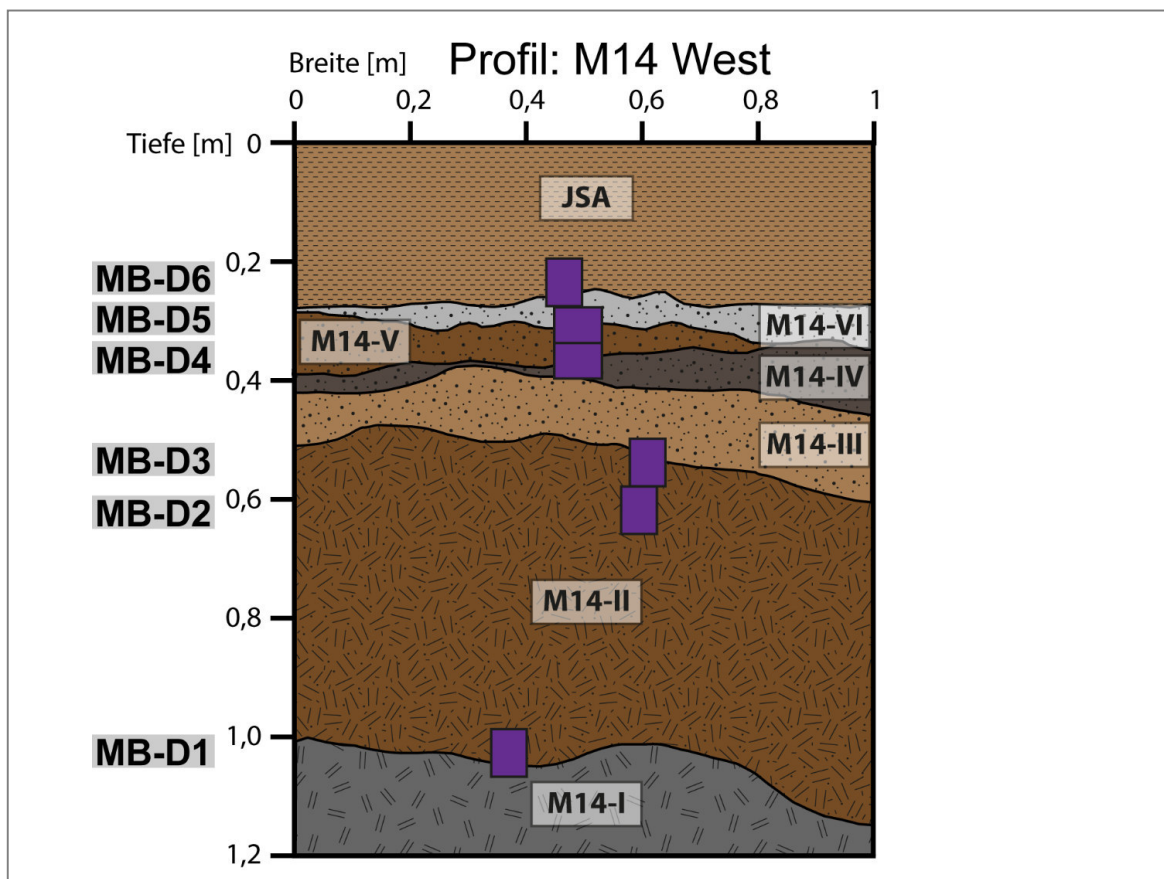


Abb. 17: Profilzeichnung von M14 West nahe am Höhlenmund des Abris *Mochena Borago* (Legende s. Abb. A1) mit der Lage der Dünnschliffe MB-D1-6. Bei den Sedimenten handelt es sich um Lockersedimente, die denen der Hauptgrabung BXA ähneln. Die stratigraphischen Einheiten werden in M14-I-VI gegliedert (Tab. A1) und zu oberst liegen Jüngste Sedimentablagerungen (JSA) auf (Eigene Darstellung).

Bezüglich des Grabungsquadrates M14 stellen sich folgende Fragen:

M14-1: Um was für Sedimente in Grabungsquadrat M14 handelt es sich? Durch welche Ablagerungsdynamiken können sie an dieser Lokalität des Abris sedimentiert worden sein? Welche Faktoren müssen zu den Sedimentablagerungen an der Position von M14 am Höhlenmund berücksichtigt werden?

M14-2: Können die stratigraphischen Einheiten aus Grabungsquadrat M14 mit denen aus der Hauptgrabung BXA verknüpft werden? Können M14-I-VI die gleichen stratigraphischen Einheiten wie in BXA darstellen oder sind die Sedimente in M14 Sedimentgemische von denen aus BXA? Könnte M14-I ein Gemisch aus T-Group und S-Group, sowie M14-II ein Gemisch aus YBS und R-Group sein? Wenn ja, kann man auf fluviale Prozesse im Abri schließen?

M14-3: Wodurch entsteht die hellgraue Farbgebung in M14-VI? Ist in diesem Sediment vulkanische Asche enthalten und wenn ja, könnte es die Gleiche sein wie die helle weiße Asche BWT in G10 und TU2? Könnte BWT von Bereich der Höhlenwand zum Höhlenmund transportiert worden sein und wenn ja, durch welchen Prozess?

M14-4: Sind die in M14 bezeichneten JSA mit denen aus N42, TU2 und N42 gleichzusetzen? Welche Aussagen können weiterführend über JSA getroffen werden?

Zur Beantwortung dieser Fragestellungen wurden drei Mikromorphologie-Proben entnommen, aus denen sechs Dünnschliffe (MB-D1-6) hergestellt wurden. Dünnschliffe MB-D1 und MB-D2 repräsentieren den Übergangsbereich von M14-I zu M14-II. Einheiten M14-II-VI und JSA werden hochauflösend von den Dünnschliffen MB-D3-6 abgedeckt.

3.5 Testgrabung N40E25

Grabungsquadrat N40E25 wurde ca. 4 m südlich von M14 im Bereich des Höhlenmundes gegraben. Er liegt in dem Bereich, wo während der Regenzeiten ein Wasserfall von der Höhlendecke in den Wasserpool unterhalb des Abris fällt. Dieser Bereich des Abris wird somit stärker von der Witterung beeinflusst als die restlichen Bereiche bei N42, TU2, BXA und M14. Das Grabungsquadrat ist ca. 1x1 m groß und 1,8 m tief. Abbildung 18 zeigt die Profilzeichnung eines 60 cm breiten Ausschnittes von N40E25 Nord.

Testgrabung N40E25 stellt keinen archäologischen Schnitt dar, sondern wurde von O. BÖDEKER (Universität zu Köln) im Jahre 2011 zur geographischen Betrachtung des Untergrundes freigelegt. An der Grabungsbasis von N40E25 befindet sich laut FISHER und BÖDEKER (pers. Mitt.) die stratigraphische Einheit PKT. Das Material gleicht dem von PKT in den Grabungsquadraten TU2 und BXA und erstreckt sich bis ca. 1,6 m u. GOK. Im Hangenden von PKT befindet sich ein ca. 1 m mächtiges Lockersediment aus dunkel bräunlich-grauen Schutt (N40E25-I), in dem sich an der Basis große Gesteinsbrocken befinden. Oberhalb dieses mächtigen Sediments befindet sich braunes Lockermaterial (N40E25-II), dessen sedimentologische Untersuchungen ähnliche Werte derer der R-Group in G10 ergaben (KOLVENBACH & MEYER 2012). Die oben aufliegenden Sedimente ähneln denen der JSA in den anderen Grabungsquadraten.

In N40E25 wurden keine Mikromorphologie-Proben entnommen, das Profil N40E25 Nord dient allein der erweiternden Diskussion und Interpretation der anderen Grabungen.

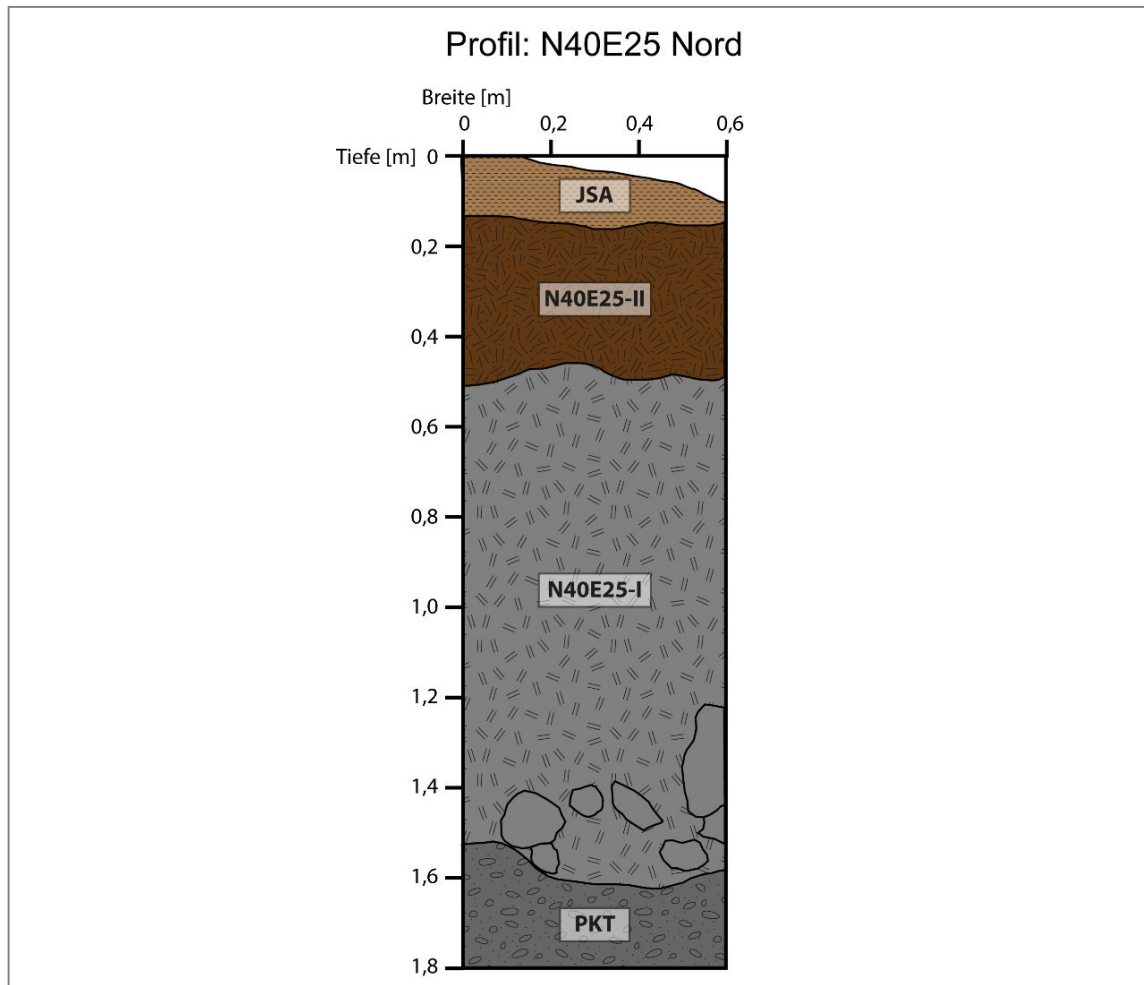


Abb. 18: Profilzeichnung von N40E25 am Höhlenmund des Abris *Mochena Borago* gelegen (Legende Abb. A1). Bei den Sedimenten handelt es sich um PKT an der Grabungsbasis, sowie Lockersedimente (N40E25-I-II) und Jüngste Sedimentablagerungen (JSA), die oben aufliegen (Eigene Darstellung).

4 Methodik

Um die stratigraphische Abfolge der Sedimente des Abris auflösen zu können, wurden multiskalige Untersuchungen in Form von einer Einzugsgebietsanalyse mit Geoinformationssystemen (GIS) sowie mikromorphologische Untersuchungen anhand von Dünnschliffen und der Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) auf Elementarebene durchgeführt. Die Methodik soll nun näher erläutert werden, beginnend bei den großräumigen bis schließlich kleinräumigen Analysen.

4.1 Einzugsgebietsanalyse mit ArcGIS

Um das Einzugsgebiet des Mt. Damota und speziell des Abris *Mochena Borago* genau definieren zu können, wird mit Hilfe der ArcHydro Erweiterung für ArcGIS eine hydrologische Analyse vollzogen. Die hydrologische Analyse dient der Kartierung von Oberflächenabflüssen basierend auf digitalen Geländemodellen (DGM), die das Relief der Erdoberfläche beschreiben (MAIDMENT 2004; ABDEL-MAGID & SHIGIDI 2010).

Hydrologische Kartierungen sind mühsam und zeitaufwendig, weshalb die Kalkulation durch die Anwendung von Softwares wie ArcGIS rascher, einfacher und mit höherer Genauigkeit erreicht werden kann. Durch das Hinzufügen der ArcHydro Tools zu ArcMap als Ergänzung der Werkzeuge werden raumbezogene Analysen von Wasserressourcen mit ArcGIS ermöglicht (ABDEL-MAGID & SHIGIDI 2010; AVENHAUS 2007; MAIDMENT 2004).

ArcHydro hat dabei keine Datenstruktur für die Beschreibung von Grundwassersystemen oder Grundwassereigenschaften, sondern nur für die Oberflächenhydrologie, wodurch Flussnetzwerke, Wasserspeicher und Wassereinzugsgebiete definiert werden können. Das Ziel ist also die Beschreibung der hydrologischen Umwelt, ohne zu beschreiben auf welche Art und Weise sie funktioniert. ArcHydro dient daher nicht als ein Simulationsmodell (MAIDMENT 2002; MAIDMENT 2004).

Das DGM in Rasterformat bildet die Basis für die Berechnung der hydrologischen Gegebenheiten (AVENHAUS 2007). Mit Hilfe des frei zugänglichen *Global Digital Elevation Model* (GDEM) von *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) wird das DGM für das Untersuchungsgebiet am Mt. Damota aus verschiedenen Kacheln der ASTER-Daten erstellt. Die Auflösung der ASTER-Daten liegt bei ca. 30 m (TACHIKAWA et al. 2011).

In ArcGIS wird ein geometrisches Netzwerkmodell erstellt, das als Kern für das hydrologische Netzwerk dient. Durch die Verknüpfung und permanente Verbindung von unterschiedlichen Geoobjekten wird die Analyse des Gewässernetzes des DGM ermöglicht. Zunächst erfolgt die klare Definierung der Wasserscheiden, Gerinne, Strukturen, Oberflächenbeschaffenheiten und des Gewässernetzes der Region. Daraus entsteht das Datenmodell, das die komplexe Wasserlandschaft in vereinfachter Weise beschreibt und das hydrologische Informationssystem darstellt (AVENHAUS 2007; MAIDMENT 2004).

Das Datenmodell von ArcHydro dient als Gerüst, das mit Informationen gefüllt wird. Die Vektordaten werden in einer Datenbank organisiert und dabei in die vier Hauptkategorien (1) Einzugsgebiet, (2) Hydrographie, (3) Netzwerk und (4) Wasserlauf gegliedert. Die

Kategorien berücksichtigen folgende Aspekte der hydrologischen Gegebenheiten (AVENHAUS 2007):

- 1) Einzugsgebiet: Definition flächenhafter Einzugsgebiete, Auslasspunkte und Fließfaden des Wassers über der Landschaft
- 2) Hydrographie: Einberechnung besonderer Strukturen wie Seen, Staudämme usw., die das Gewässernetz beeinträchtigen
- 3) Netzwerk: Vereinigung der Fließgewässerbestandteile zur Simulation des Gewässerflusses, mit Kanten und Knoten der Flussabschnitte
- 4) Wasserlauf: Dreidimensionale Beschreibung des Flussbettes

(AVENHAUS 2007)

Die Vorgehensweise erfolgt nach ABDEL-MAGID & SHIGIDI (2010), DJOKIC (2008), ESRI (2009) und MAIDMENT (2000, 2004) und ist als Arbeitsfluss in Abb. 19 dargestellt.

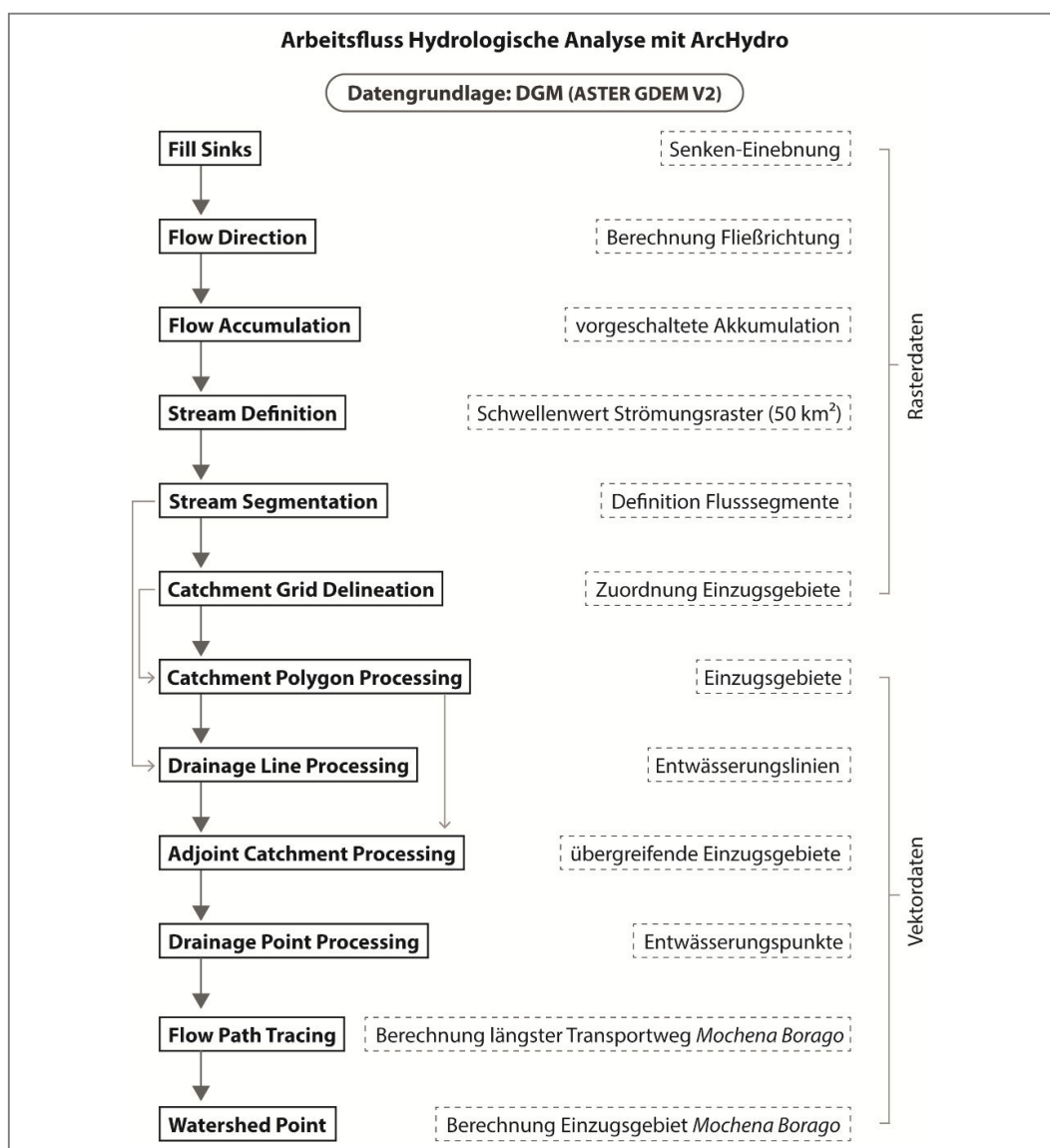


Abb. 19: Arbeitsfluss der hydrologischen Analyse mit ArcHydro für ArcGIS nach ABDEL-MAGID & SHIGIDI (2010), DJOKIC (2008), ESRI (2009) und MAIDMENT (2000, 2004). Die Datengrundlage für die Analyse bildet das digitale Geländemodell (DGM) von ASTER (GDEM Version 2), das mit Hilfe der zwölf Arbeitsschritte (links) analysiert wird. In der rechten Spalte sind die Zielsetzungen der Arbeitsschritte vermerkt (Eigene Darstellung).

Um den kontinuierlichen Wasserlauf zu gewährleisten werden die artifizialen und natürlichen Senken des DGM eingeebnet (*fill sinks*). Im nächsten Schritt wird der Fluss des Wassers zwischen den Zellen definiert (*flow direction*), basierend auf der Topographie und Hangneigung des DGM. Dabei wird die Fließrichtung von einer Zelle zur nächst tiefer gelegenen angegeben. Daraufhin folgt die Berechnung der vorgeschalteten Akkumulation vor jeder Zelle im Raster (*flow accumulation*) stromaufwärts (DJOKIC 2008; MAIDMENT 2000; ESRI 2009).

Um das Abflussregime für einen Strom definieren zu können, wird ein Schwellenwert für ein Strömungsraster aller Zellen angegeben (*stream definition*). Der Schwellenwert gibt dabei die Fläche [km²] an, die das Abflussregime für einen Strom bildet. Kleinere Schwellenwerte sorgen für ein detaillierteres Strömungsnetz als größere Werte. In diesem Fall wird der Schwellenwert 50 [km²] gewählt, um die größtmögliche Detailtiefe zu erreichen. Ein kleinerer Schwellenwert sollte der Übersicht halber nicht gewählt werden. Daraufhin wird ein Raster von Flussegmenten mit spezifischer Zuweisung für Haupt-, Neben- und Verbindungssegmente erzeugt (*stream segmentation*). Anschließend wird jeder Zelle ein Wert für sein jeweiliges Einzugsgebiet zugeordnet (*catchment grid delineation*) und in Rasterformat ausgegeben (ABDEL-MAGID & SHIGIDI 2010; ESRI 2009).

Anschließend werden die Rasterdaten in Vektordaten konvertiert. Dabei werden die Einzugsgebiete in Polygone umgewandelt (*catchment polygon processing*) und gleichzeitig eine Attributtabelle erzeugt, in der für jedes Einzugsgebiet die Fläche [km²] einzusehen ist. Aus dem Raster der Flussegmente gehen die Abflusslinien der einzelnen Einzugsgebiete hervor (*drainage line processing*). Darüber hinaus werden Vektordaten für gemeinsame Einzugsgebiete erzeugt (*adjoint catchment processing*) und in Polygonen dargestellt. Schlussendlich werden die Entwässerungspunkte der Einzugsgebiete berechnet (*drainage point processing*) (ESRI 2009).

Im Anschluss an die hydrologische Analyse wird das Einzugsgebiet von *Mochena Borago* genauer definiert und der längste Transportweg der Sedimente von dort aus berechnet (*flow path tracing, watershed point*). Dadurch wird das Gebiet eingegrenzt, aus der die Sedimente im Abri ursprünglich stammen und wohin sie durch Abtragung transportiert werden.

4.2 Dünnschliff-Analyse mit Durchlichtmikroskopie

Für die Untersuchung der Sedimente im Abri auf der Mikroebene wurden 17 Dünnschliffe hergestellt, die aus den archäologischen Grabungsquadraten stammen. Für die Herstellung der Dünnschliffe werden zunächst mit Gips verfestigte Sedimentpakete aus den Profilen entnommen, um das natürliche Gefüge der Proben zu erhalten. Anschließend werden die Proben nach BECKMANN (1997) vollständig mit Kunstharz verfestigt, zugeschnitten und anschließend auf einen Glasträger geklebt. Letztendlich wird die Probe bis ~20-50 µm heruntergeschliffen. Die Dicke der Dünnschliffe beträgt hier ca. 25 µm.

Die Dünnschliffe werden gemäß der Kriterien nach STOOPS (2003) und FITZPATRICK (2011) auf Ablagerungsbedingungen im Abri untersucht. Die Analysen erfolgen mit Hilfe des Durchlichtmikroskops *BH-2 (Olympus)* unter einfach polarisiertem (*plane polarized light, PPL*) und gekreuzt polarisiertem Licht (*cross polarized light, XPL*), sowie schräg einfallendem Auflicht (*oblique incident light, OIL*). Bei XPL wird der Analysator um 270°

gedreht, sodass Mineralkörner Interferenzfarben zeigen und sich so von durchsichtigen oder opaken Partien unterscheiden lassen. Im Wesentlichen werden die Untersuchungen unter PPL durchgeführt und mit Informationen unter XPL und OIL erweitert.

STOOPS (2003) hebt hervor, dass die mikromorphologische Analyse mit Dünnschliffen nicht immer erfolgreich ist, um spezifische Komponenten eines Dünnschliffes identifizieren zu können. Deshalb sei es hilfreich, geochemische Analysen hinzuzuziehen.

Die Dünnschliffe wurden skizziert und anhand folgender Kriterien beschrieben:

1. Gefüge, Farbe, Art und Verteilung grob- und feinkörniger Komponenten, Porenraum
2. Organische Rückstände, Anthropogene Elemente
3. Fein mineralische Komponenten, Transportmerkmale, Pedogenetische Merkmale

Die Dünnschliffe wurden anhand von Unterschieden in der Farbe, Kompaktionsgrad, Grundmasse, Anteil und Art an grobkörnigen Komponenten, sowie auch sichtbare Ablagerungsvariabilitäten in Untereinheiten gegliedert. Die Untereinheiten werden in den Skizzen als U1 usw. gekennzeichnet, bei vorhandenen Sub-Untereinheiten werden diese mit einem erweiternden U1a usw. dargestellt. Sind Fragmente oder Minerale enthalten, werden diese hell gefärbt und mit F1 bzw. M1 usw. markiert. Knochen werden braun und Holzkohle schwarz hervorgehoben, jedoch werden sie nicht benannt. Bei allen Dünnschliffen werden nur die Komponenten in den Skizzen eingetragen, die aussagekräftig für den jeweiligen Dünnschliff sind. Fließbewegungen, sowie horizontale und vertikale Lamierungen oder Farbänderungen werden ebenfalls dargestellt.

Dem Anhang werden photographische Aufnahmen der Dünnschliffe beigelegt, die mit dem Durchlichtmikroskop *DFC420 Leica/ Axiolab (Zeiss)* aufgenommen wurden (Abb. A3-A18).

4.3 Mobile und stationäre Röntgenfluoreszenzanalytik

Mit Hilfe der Röntgenfluoreszenzanalytik (RFA) wird die anteilige Menge von Elementen einer Boden- oder Gesteinsprobe bestimmt. Dabei wird die charakteristische Strahlung eines Atoms als Röntgenfluoreszenzstrahlung (RFS) bezeichnet. Wenn in Atomen durch harte Röntgenquanten die Elektronen von den inneren Schalen auf die äußeren Schalen heraufgesetzt werden, fallen Elektronen aus den höheren Schalen zurück und es entsteht RFS. Bei der Messung wird zwischen der energiedispersiven (EDFRA) und wellenlängendispersiven (WDRFA) RFA unterschieden. Dabei wird bei der EDFRA die Fluoreszenzstrahlung nach ihrer Energie gemessen und bei der WDRFA nach ihrer Wellenlänge. Der analytische Unterschied liegt dabei in der Messung bei der EDFRA durch einen Halbleiterdetektor und bei der WDRFA durch einen Analysatorkristall (WESENER 2004). Abbildung 20 (S. 43) stellt den Aufbau des energiedispersiven und wellenlängendispersiven RFA-Spektrometers vereinfacht schematisch im Vergleich dar.

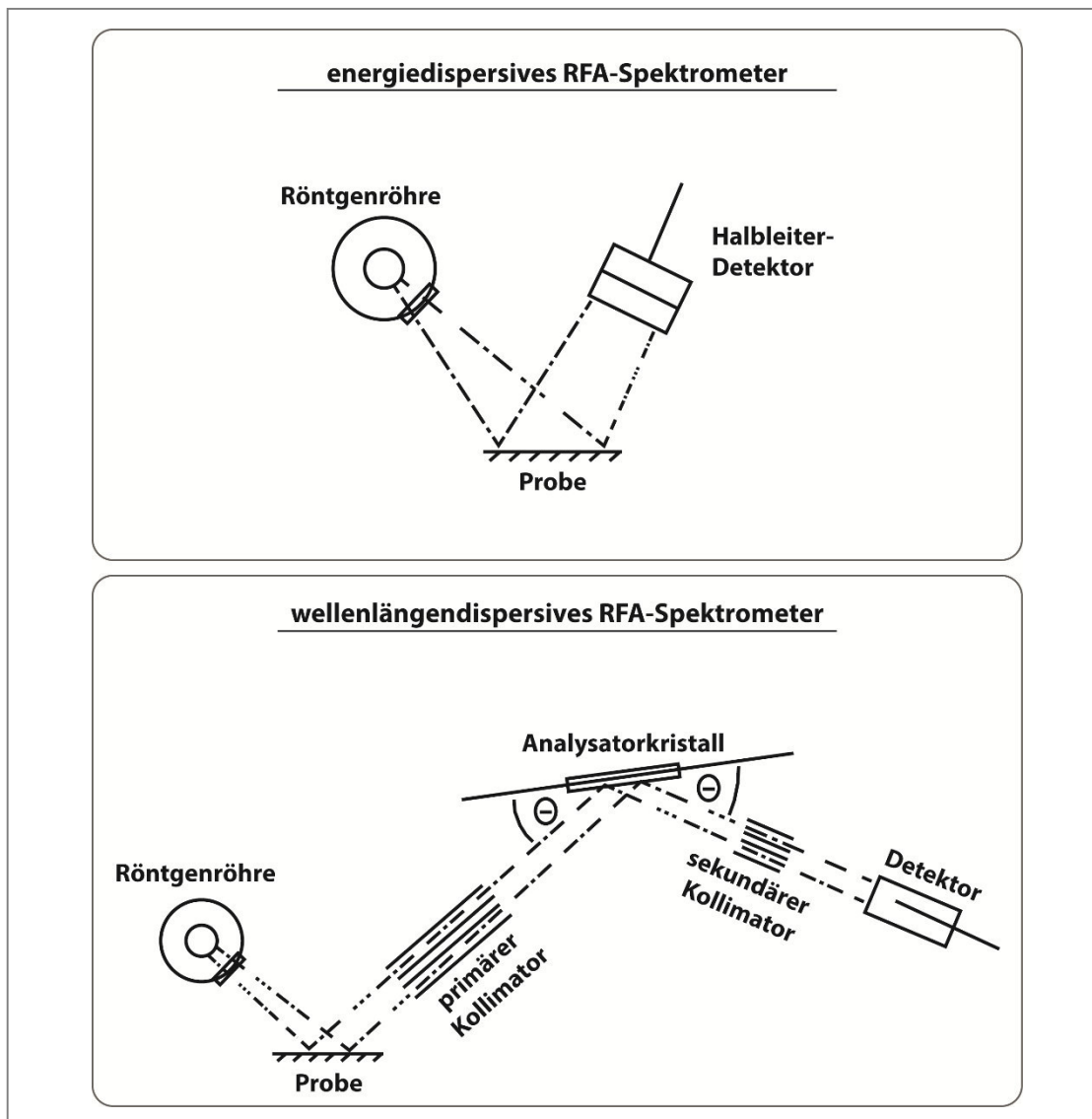


Abb. 20: Vereinfachter schematischer Aufbau des energiedispersiven (oben) und wellenlängendispersiven (unten) Röntgenfluoreszenzspektrometers zur Messung elementarer Zusammensetzung von Gesteins- und Bodenproben (Eigene Darstellung nach HAHN-WEINHEIMER et al. 2000).

Bei der EDRFA ermöglichen die Halbleiterdetektoren eine ausreichend hohe spektrale Auflösung. Bei der WDRFA hingegen wird die zu analysierende Probe mit der polychromatischen Strahlung einer Röntgenröhre zur Aussendung der Fluoreszenzstrahlung angeregt und diese wiederum durch den beweglichen Analysatorkristall gebeugt. Für die Röntgen-beugung gilt die Bragg'sche Gleichung (WESENER 2004):

$$n\lambda = 2d \cdot \sin\theta$$

Dabei ist n eine natürliche Zahl für die Beugungsordnung, λ die Wellenlänge der Röntgenstrahlung, d der Abstand zwischen den parallelen Gitterebenen und θ der Braggwinkel zwischen Röntgenstrahl und Gitterebene (WESENER 2004).

Die Messung der Elemente erfolgt qualitativ in Anteilen (*parts per million*, ppm), daher erfolgt eine Grundeinschätzung des elementaren Aufbaus der Proben für die Vergleichbarkeit. Die quantitative Messung der Elemente ist durch die Auswertung der Spektren mit Referenzproben möglich, was in dieser Arbeit nicht vollzogen wird. Das von jedem Element

spezifische Röntgenfluoreszenzspektrum besteht aus wenigen charakteristischen Linien, die eine qualitative Zuordnung des Elementes ermöglichen (WESENER 2004).

Mit der RFA können Elemente mit der Ordnungszahl ≥ 4 (Beryllium, Be) gemessen werden, d.h. alle außer Wasserstoff (H), Helium (He) und Lithium (Li). Die fehlerhaften Werte der leichten Elemente sind jedoch häufig so groß, dass die verlässliche Messung meist erst ab der Ordnungszahl ≥ 11 (Natrium, Na) erfolgt. Mit dem EDRFA-Spektrometer können alle Elemente außer H, He, Li, Be, Bor (B), Kohlenstoff (C), Stickstoff (N), Sauerstoff (O), Fluor (F) und Neon (Ne) gemessen werden. Die Messung mit dem EDRFA eignet sich eher für schnelle, quantitative Punktmessungen von Hauptbestandteilen einer Probe, dem hingegen kann mit dem WDRFA eine linienhafte Messung erfolgen (WESENER 2004).

Zur Unterstützung der mikromorphologischen Untersuchungen wird das Material der Dünnschliffe aus den pyroklastischen Ablagerungen punktuell mit der *Niton XL3t GOLDD+* (*Thermal Scientific*) (mobile EDRFA, Geographisches Institut Köln) zur Vergleichbarkeit der elementaren Hauptbestandteile untersucht. Dadurch werden die mikromorphologischen Ergebnisse mit weiteren Informationen auf der Elementarebene erweitert. Die Messung mit dem EDRFA erfolgt punktuell in einem Bereich von 8 mm Durchmesser im Modus ‚Minerale‘ mit einer Messzeit von 30 s im Standard-, Niedrig- und Hochfilter, sowie 60 s im Leichtfilter. Darüber hinaus wird ein Teil eines eingeharzten Sedimentblockes mit dem *Itrax Core Scanner* (*Cox Analytical Systems*) (stationäre WDRFA, Geologisches Institut Köln) linienhaft auf die elementare Zusammensetzung untersucht. Zum Abgleich der Messungen des EDRFA am Dünnschliff und WDRFA am Sedimentblock werden die Ergebnisse der Messungen am identischen Sediment miteinander verglichen.

5 Ergebnisse

Im weiteren Verlauf werden die Ergebnisse zur Einzugsgebietsanalyse, den mikromorphologischen Untersuchungen und der Elementaranalytik vorgestellt. Dabei wird bei den großräumigen Untersuchungen begonnen und bei den Analysen auf der Mikroebene geendet. Darüber hinaus wird das Sedimentpaket (MB-C1-M) aus der Hauptgrabung BXA vorgestellt, das geomorphologisch beschrieben wird.

5.1 Ergebnisse der Hydrologischen Analyse mit ArchHydro

Mit Hilfe der Einzugsgebietsanalyse mit ArchHydro werden großräumig die Einzugsgebiete und Entwässerungslinien des Untersuchungsgebietes am Mt. Damota und kleinräumig von *Mochena Borago* zu rezenten Gegebenheiten näher definiert. Dadurch werden die Gebiete eingegrenzt, aus denen die Sedimente im Abri stammen und wohin sie aus dem Abri transportiert werden. Abbildung 21 (S. 46) stellt die Ergebnisse der Einzugsgebietsanalyse des Untersuchungsgebietes graphisch dar.

In Abb. 21 sind die Einzugsgebiete (schwarze Polygone) und Entwässerungslinien (blaue Linien) des Untersuchungsgebietes gut ersichtlich. Die Entwässerungslinien stellen dabei den Abfluss dar, den die Zellen in einem Radius von 50 km² speisen. Jede Entwässerungslinie hat ein dazu gehöriges Einzugsgebiet und umgekehrt. Die Einzugsgebiete stellen dabei die Entwässerungsgrenzen dar.

Anhand der Ergebnisse lässt sich eine Wasserscheide zwischen dem Omo im Westen und Bilate im Osten erkennen, die geradewegs durch den Mt. Damota führt. Die Wasserscheide zieht sich nord-südwärts durch das gesamte Untersuchungsgebiet. Der Abri *Mochena Borago* liegt auf der westlichen Seite des inaktiven Vulkans und somit im Einzugsgebiet des Omo. Dies bestätigt auch die Berechnung des längsten Transportweges der Hydrologie ab der Lokalität des Abri, der als rote Linie in der Karte eingezeichnet ist. Der Abfluss der Gewässer und Sedimente aus dem Abri fließt also in das Gewässernetz des Omo, der im Äthiopischen Hochland entspringt und in den Turkana-See an der südwestlichen Grenze Äthiopiens zu Kenia mündet. Anhand der topographischen Gegebenheiten lässt sich erkennen, dass der Omo mit der Höhenlage von 700 m ü.M. im Vergleich zum umliegenden Höhenpotential tief in das Relief eingeschnitten ist. Der Bilate ist vergleichsweise weniger eingeschnitten.

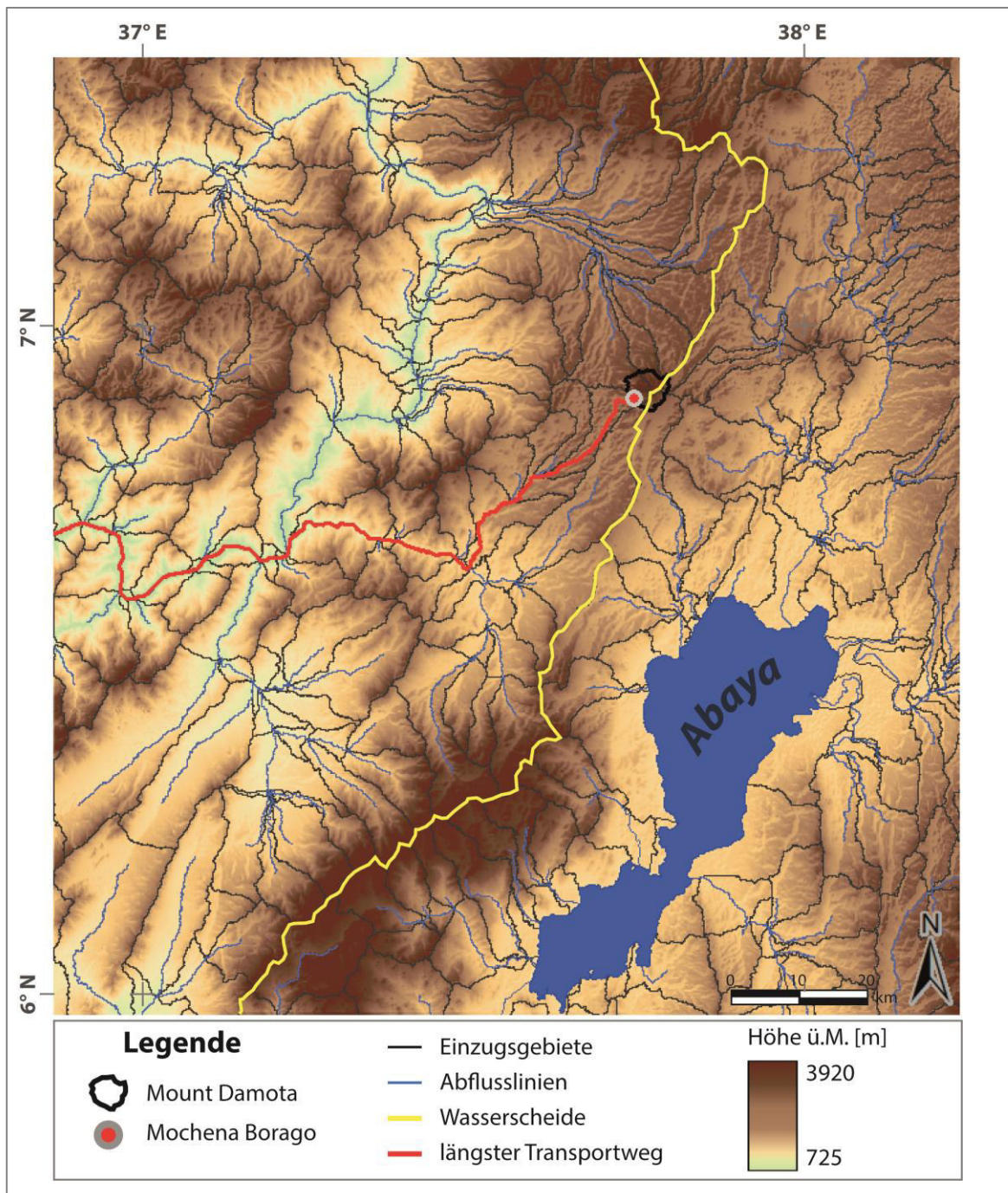


Abb. 21: Topographische Karte des Untersuchungsgebietes am Mount Damota im Südwesten Äthiopiens mit den rezenten Einzugsgebieten (schwarz), Entwässerungslinien (blau), dem längsten Transportweg (rot) und der Wasserscheide (gelb) zwischen Omo und Bilate (Eigene Darstellung, Datengrundlage: ASTER GDEM).

Neben den großräumigen Einzugsgebieten wird im Folgenden auch das Einzugsgebiet von *Mochena Borago* vorgestellt. Aufgrund der geringen Auflösung der ASTER GDEM Daten von 30 m ist die Genauigkeit gering, jedoch für diese Zwecke mehr als ausreichend. Abbildung 22 (S. 47) stellt die Ergebnisse der kleinräumigen Untersuchung graphisch dar.

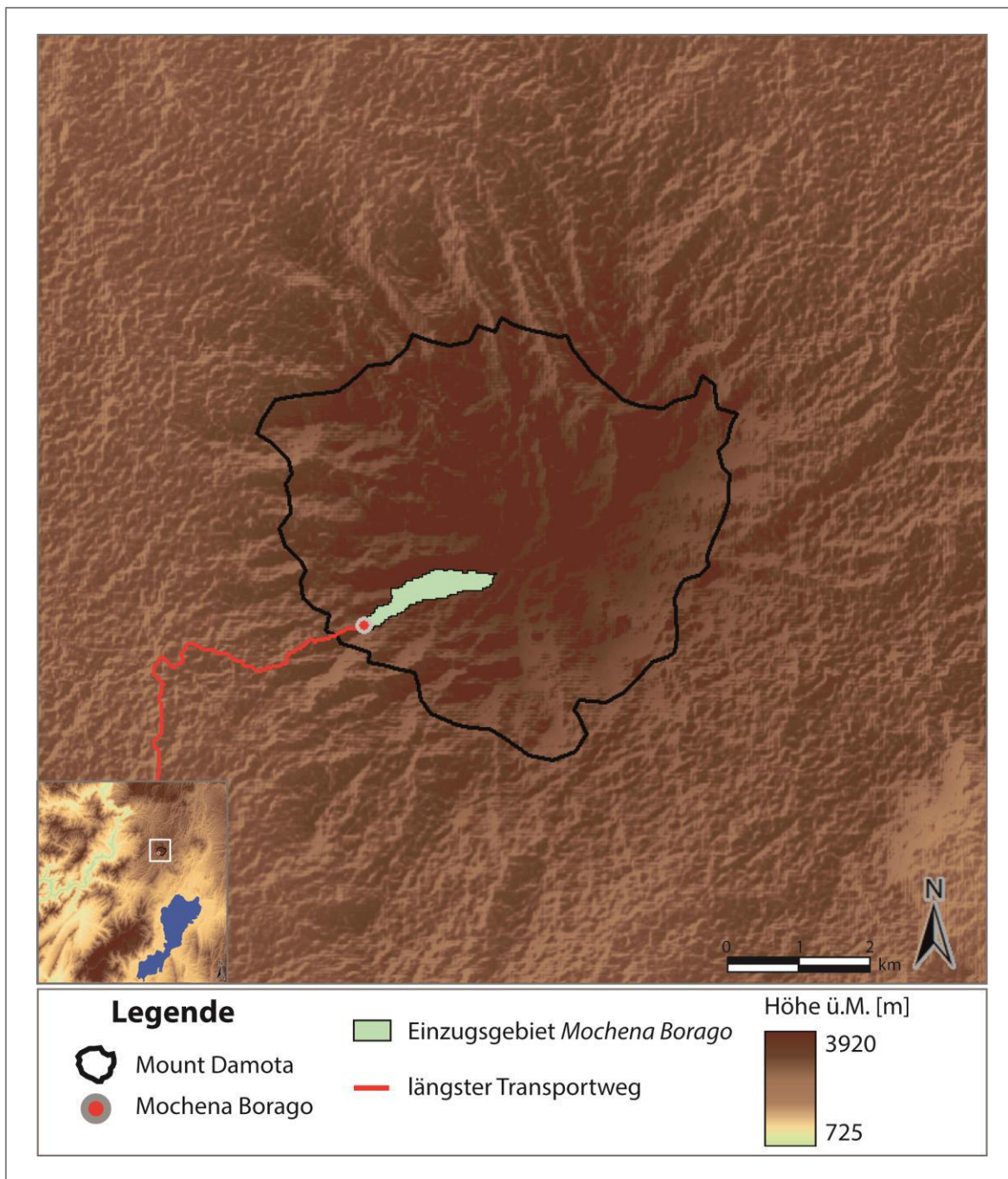


Abb. 22: Topographische Karte mit Hervorhebung des Mount Damota und Lage des Abris *Mochena Borago* an der südwestlichen Flanke, sowie dem längsten Transportweg (rot) und das rezente Einzugsgebiet (grün) von *Mochena Borago* (Eigene Darstellung, Datengrundlage: ASTER GDEM).

In Abb. 22 ist das rezente Einzugsgebiet des Abris *Mochena Borago* zu sehen, das auf eine Fläche von ca. 0,7 km² berechnet wird. Der Abri ist an einer Flussmündungssituation angelegt, bei der das von der Bergspitze und umliegenden Hängen fließende Gewässer gesammelt ankommt. Oberhalb des Höhlendaches kommen die Gewässer und Sedimente von den Hängen an und gehen dort in einen Wasserfall über. Unterhalb des Abris befindet sich ein Pool, in dem die Fracht ankommt und von dort aus weiter transportiert wird. Durch den Wasserfall gewinnt die Fracht in dieser Situation an Energie und der normale Wasserlauf wird dort unterbrochen.

Die Fläche von 0,7 km² stellt also rezent das Gebiet dar, wo die Sedimente im Abri herkommen können. Die Bereiche außerhalb dieses Gebietes können anhand der hydrologischen Analyse als Sedimentzulieferer ausgeschlossen werden.

5.2 Beschreibung des Sedimentpaketes MB-C1-M aus Grabung BXA

Das Sedimentpaket MB-C1-M aus der Hauptgrabung BXA repräsentiert die stratigraphische Einheit YBT aus ca. 1,3 m Tiefe u. GOK (fotographische Aufnahme Abb. A2). Das Sediment ist im natürlichen Zustand porös und zerfällt leicht bei Berührung, daher wurde der Sedimentblock mit Polyesterharz verfestigt und anschließend in quadratische Blöcke von 6x6 cm mit unterschiedlicher Mächtigkeit von 11 bis 18 cm geschnitten. Die Einzelblöcke wurden anschließend von Süd (1) nach Nord (6) und von Ost (A) nach West (E) nummeriert. Somit konnte das Sedimentpaket inner- und äußerlich untersucht werden.

Die einzelnen Blöcke wurden mit Hilfe eines Scanners von jeder Seite digitalisiert und mit der Software Google SketchUp in ein dreidimensionales Modell überführt. So besteht die Möglichkeit, den Block von innen und außen zu betrachten. Abbildung 23 zeigt eine Momentaufnahme des 3D-Modells, das auch in der beiliegenden CD in dreidimensionaler Form anzusehen ist.

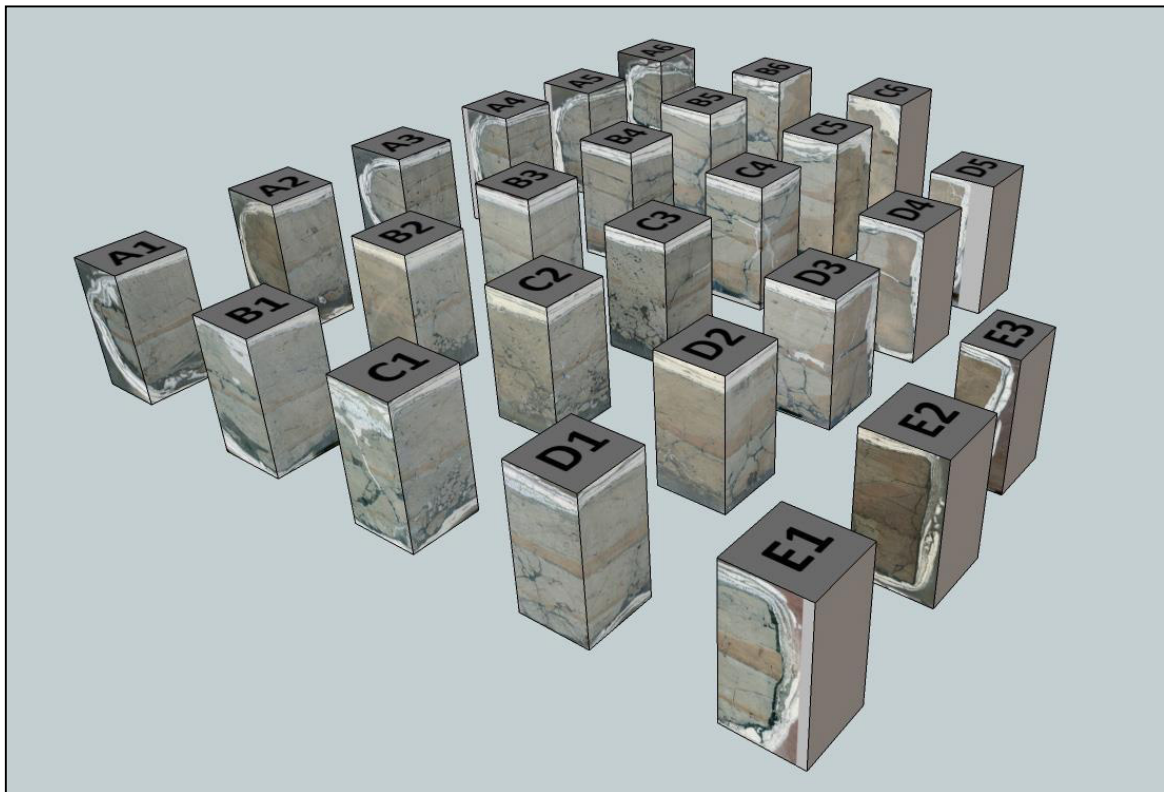


Abb. 23: Momentaufnahme des 3D-Modells in Google SketchUp für die Einzelblöcke des Sedimentblockes MB-C1-M. Die Nummerierung befindet sich auf den oberen Seiten der Blöcke A1 bis E3. Mit der Software können die Blöcke und Reihen so verschoben werden, dass das Innere des Sedimentpaketes sichtbar wird (Eigene Darstellung).

Mit Hilfe des Modells und Betrachtung der Einzelblöcke wird deutlich, dass sich rötlich-braune Laminierungen horizontal durch das gesamte feinkörnige, graue, homogene Sediment ziehen. Das Sedimentpaket weist an einigen Bereichen Bruchstellen auf, daher ist es

nicht vollständig ungestört und in manchen Klüften mit Gips verfüllt (z.B. Block C1, C4). An der Basis der Reihen drei bis sechs befindet sich das rötlich-braune Lockersediment aus feinkörnigem Material, das die Kontaktzone von YBT zur T-Group darstellt. Die Farbgebung ist gleich der T-Group, jedoch ist das Sediment sehr feinkörnig. In den Reihen eins und zwei ist dies nicht der Fall, da das Material hier nicht in die Probenentnahme mit eingeschlossen wurde (Abb. 23, Abb. A2). Die Korngrößenzusammensetzung des Materials ändert sich makroskopisch nicht. Die Laminierungen ziehen sich zweimalig als 0,5 bis 1,5 cm mächtige vertikale Linien durch das Sediment. Der Randbereich des Sedimentpaketes ist besonders gut an Block D3 erkennbar, aus dem der Dünnschliff MB-C1 gewonnen wurde (Abb. 34). Abbildung 24 stellt die Momentaufnahme der äußeren und inneren Ansicht des Blockes D3 dar.

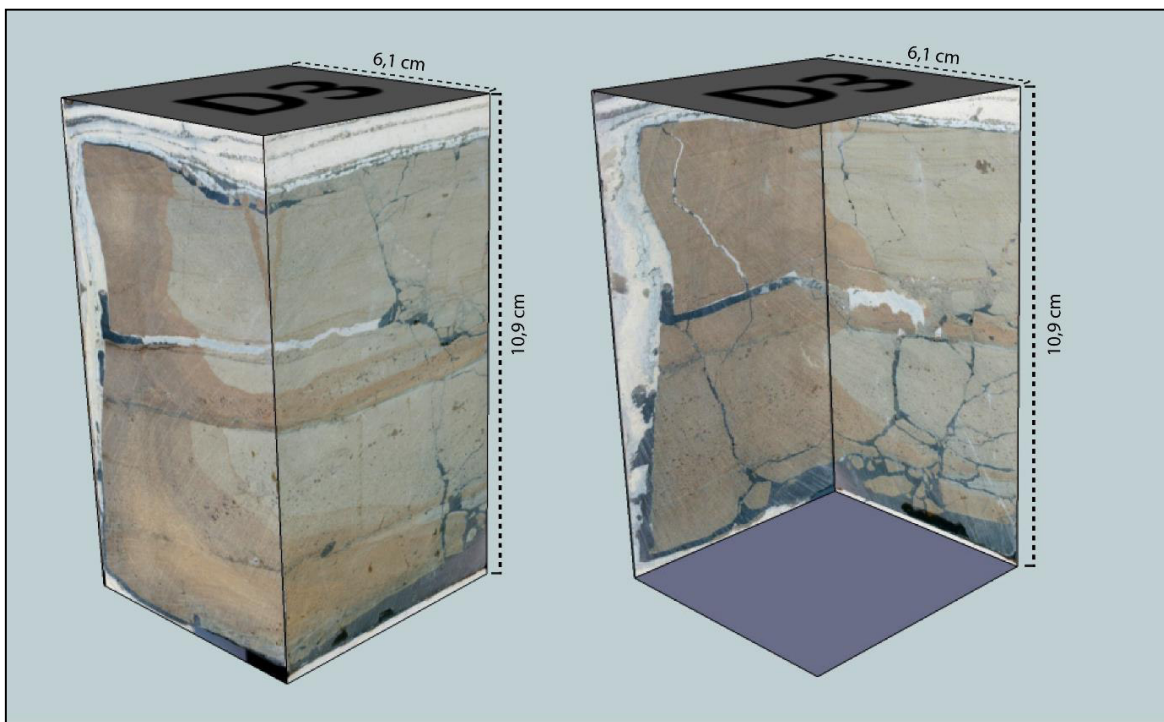


Abb. 24: Nahaufnahme des Blockes D3 der Mikromorphologie-Probe MB-C1-M als dreidimensionale äußere (links) und innere (rechts) Ansicht aus dem Google SketchUp Modell. Die innere Ansicht kann durch das Entfernen der äußeren Bilder gewonnen werden (Eigene Darstellung).

Mit Hilfe der Scans und des 3D-Modells konnten Skizzen für die Aufsicht und Ansicht von MB-C1-M erstellt werden. Abbildung 25 zeigt sowohl die Skizzierung der Aufsicht des Sedimentpaketes mit der Unterteilung in die einzelnen Blöcke A1 bis E3, als auch die Ansicht in der Position der Reihe 3 mit den Laminierungen und dem Randbereich der stratigraphischen Einheit YBT.

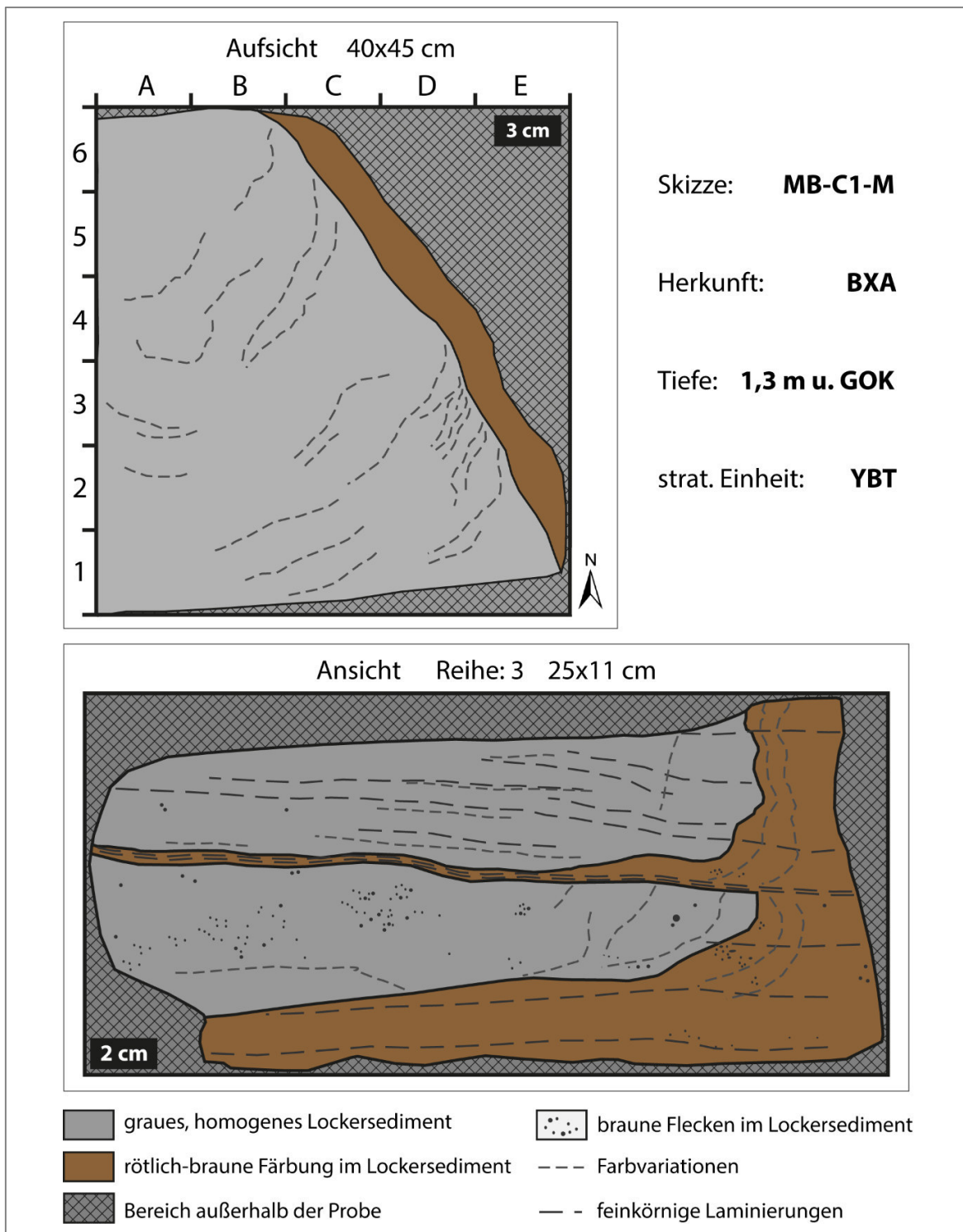


Abb. 25: Skizzen des Sedimentblockes MB-C1-M für die Aufsicht (oben) und Ansicht der Reihe 3 (unten) mit dem grauen, homogenen Lockersediment und den rötlich-braunen Färbungen am Rand und in den horizontal verlaufenden Linien. Es werden braune Flecken, Farbvariationen und feinkörnige Laminierungen in den Skizzen dargestellt (Eigene Darstellung).

Die Aufsicht des Sedimentblockes (Abb. 25, oben) zeigt die Bereiche des feinkörnigen, grauen Lockersedimentes, sowie seines Randbereiches mit rötlich-brauner Färbung. Für den Randbereich wird bereits während der Probenahme vermerkt, dass er sehr kompakt und schwerer zu zerstören ist, als das graue Sediment. Der Randbereich lässt sich gut an den Blöcken C5, C6, D3-D5 und E1-E3 erkennen. Bei der Aufsicht befinden sich innerhalb

des grauen Bereiches Farbvariationen durch rötlich-braune Bänderungen. Diese Bänderungen sind auf horizontale Laminierungen zurückzuführen, die bei der vertikalen Ansicht gut erkennbar sind (Abb. 25). Die vertikale Ansicht von Abb. 25 wurde anhand der Blöcke A3, B3, C3 und D3 auf der nördlich gerichteten Seite gezeichnet. Der Ausschnitt zeigt den Randbereich von YBT auf der linken Seite, in dem auch der Dünnschliff MB-C1 gewonnen wurde. Auf dem Rest des Bildes sind Laminierungen und braune Farbflecken zu sehen, die auch im braunen Randbereich vorhanden sind. Die Laminierungen sind einerseits erkennbar durch die braune Farbe, die vom Rand her durch das Sediment zieht, und andererseits durch Korngrößenvariationen und einem erhöhten Kompaktionsgrad des Materials.

5.3 Beschreibung der Dünnschliffe

Im Folgenden werden die Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen dargestellt. Dabei werden die fotografischen Aufnahmen anhand eines Durchlichtscanners, sowie deren Skizzierungen graphisch dargestellt. Die Vorgehensweise der Beschreibung erfolgt anhand der Grabungsquadrate, beginnend bei N42, über TU2, BXA mit G10 zu M14. In die Skizzen werden Gesteinsfragmente (F), Minerale (M), Knochen- und Holzkohlefragmente eingezeichnet. Dabei werden nur solche gezeichnet und benannt, die charakteristisch für den jeweiligen Dünnschliff sind. Gleichartige Fragmente werden mit der gleichen Nummerierung versehen. Die Originalgröße der Dünnschliffe variiert zwischen 6x8 cm Hochformat, 8x6 cm Querformat und 5,7x9,5 cm Hochformat. Die Beschreibung der Dünnschliffe beschränkt sich dabei auf quantitative und qualitative Aussagen über Gesteinsfragmente und weitere Komponenten im Dünnschliff, sowie die Lagerungsdichte, Porenraum, organische Bestandteile und pedogenetische Merkmale.

5.3.1 Dünnschliffe MB-A1 bis MB-A3 aus Profil N42 Ost

Die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2 und MB-A3 aus Grabungsquadrat N42 repräsentieren die stratigraphischen Einheiten LLF, SRS und DRB aus N42 von ca. 2,35 bis 2,45 m u. GOK, sowie Tephra YBSX bei ca. 1,1 m u. GOK. Die Beschreibung der mikromorphologischen Eigenschaften erfolgt vom tiefsten bis hin zum Oberflächen-nächsten Dünnschliff.

Dünnschliff MB-A1 aus dem Bereich der stratigraphischen Einheiten SRS, LLF und DRB in N42 ist im oberen Bereich rötlich-braun und im unteren Bereich in unterschiedlicher Konzentration mit roten Schlieren durchzogen. Abbildung 26 zeigt die fotografische Aufnahme und die Skizze des Dünnschliffes.

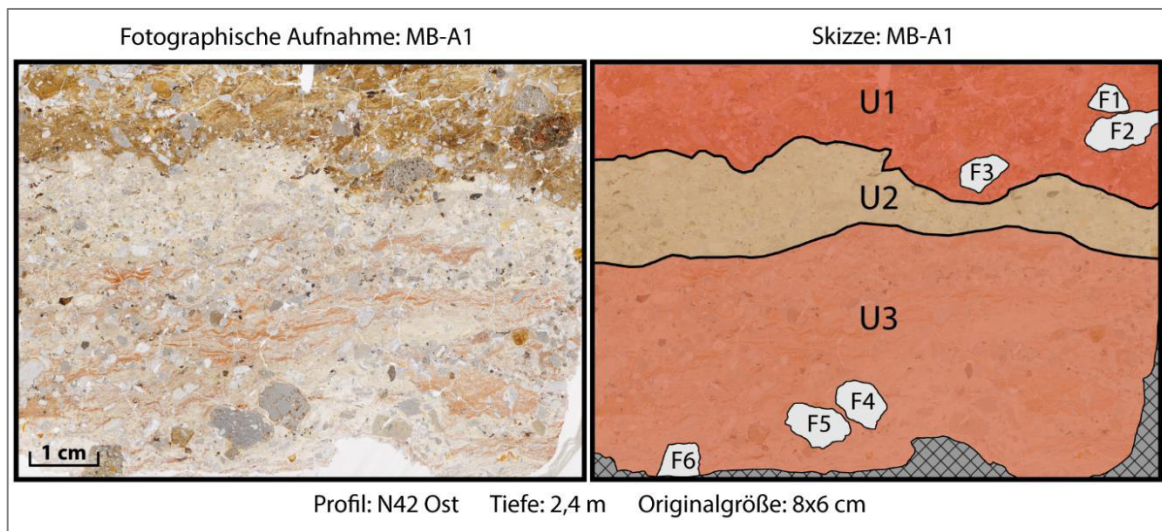


Abb. 26: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A1 aus Profil N42 Ost in 2,4 m Tiefe u. GOK. Dabei repräsentiert U1 die stratigraphische Einheit DRB, U2 den LLF und U3 die SRS (Eigene Darstellung).

Das Gefüge des Materials im gesamten Dünnschliff MB-A1 ist einfach porphyrisch und schwach sortiert, mit grobkörnigen Komponenten in einer dichten Grundmasse feinen Materials. Es ist sehr kompakt mit planaren Poren, die teilweise auch Mineralkörner durchtrennen (Abb. A3 A, B, E, F). Außer diesen Porenräumen sind keine weiteren Poren vorhanden, auch nicht in den Fragmenten. Die Grundmasse ist beige, feinkristallin und teilweise amorph, sowie mit viel fein verstreutem Hämatit durchzogen.

In der Grundmasse sind ortsfremde Gesteinsfragmente (Xenolithe), Einsprenglinge und einzelne Mineralkörner vorhanden, die sehr rund bis leicht eckig sind und glatte bis wellenförmige Oberflächen haben. Die Xenolithe weisen ebenfalls eine feinkristalline Grundstruktur mit Einsprenglingen auf. Dünnschliff MB-A1 wird in die Untereinheiten U1, U2 und U3 gegliedert, da sich diese Bereiche bereits makroskopisch in der Farbe unterscheiden. Dabei repräsentiert U1 die stratigraphische Einheit DRB, U2 LLF und U3 SRS.

Untereinheit U2 ist beige in der Farbgebung (Abb. A3 C), wohingegen in U1 (Abb. A3 A) und U3 (Abb. A3 E) konzentriert Hämatit vorkommt und unter einfach polarisiertem Licht (PPL) Fließbewegungen durch seine bräunlich-rote Färbung in der beige Grundmasse simuliert. In U1 ist der Hämatit dunkel-braun und kommt sehr konzentriert in Schleiern und Schlieren vor. In U3 ist er mehr rötlich bis orange und die Konzentration ist geringer als in U1. Unter gekreuzt polarisiertem Licht (XPL) sind die roten Interferenzfarben in U3 deutlich sichtbar, in U1 sind sie dunkler (Abb. A3 B, F). Die Grenze zwischen U1 und U2 ist scharf, hingegen ist der Übergang von U2 zu U3 fließend. Hier findet die Untergliederung nur aufgrund von fehlendem Hämatit-Vorkommen in U2 statt.

Dünnschliff MB-A2 wurde unmittelbar im Hangenden des Dünnschliffes MB-A1 entnommen und repräsentiert die Einheiten DRB und LLF. Im oberen Bereich ist der Dünnschliff beige und im unteren rötlich-braun, wobei beide Bereiche Gesteinsfragmente und Einsprenglinge unterschiedlicher Farbgebung enthalten. Abbildung 27 zeigt die photographische Aufnahme und Skizze von MB-A2.

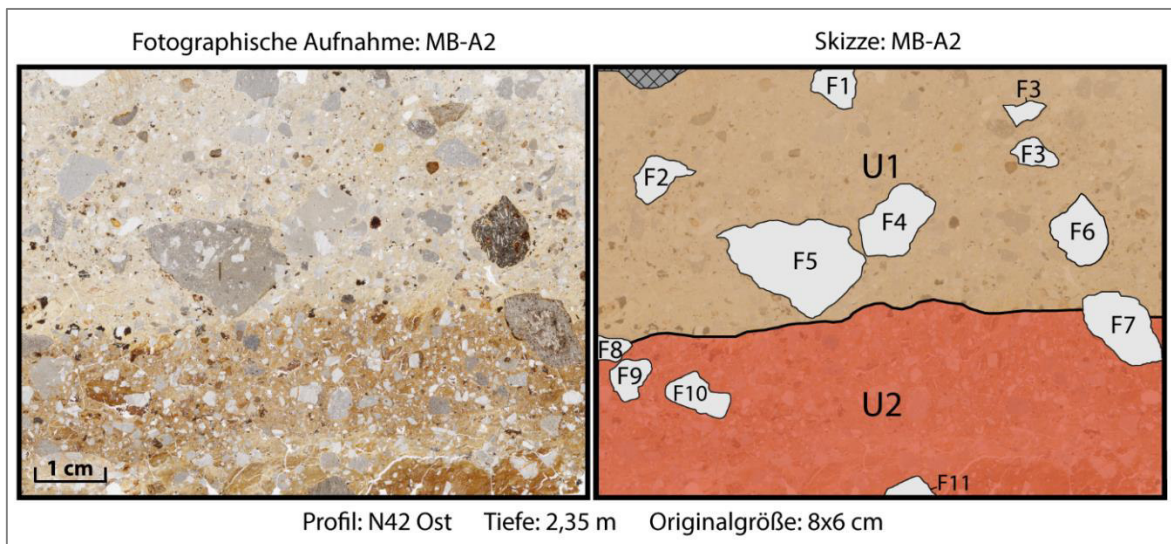


Abb. 27: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A2 aus Profil N42 Ost in 2,35 m Tiefe u. GOK. Dabei repräsentiert U1 die stratigraphische Einheit LLF und U2 die DRB (Eigene Darstellung).

Das Gefüge in Dünnschliff MB-A2 gleicht dem des Dünnschliffes MB-A1 und der Porenraum besteht ebenfalls aus transmineralischen, planaren Poren. Aufgrund der makroskopischen Farbunterschiede wird der Dünnschliff in die Untereinheiten U1 und U2 unterteilt, welche die stratigraphischen Einheiten LLF (U1) und DRB (U2) repräsentieren. Die Grundmasse in U1 gleicht der Untereinheit U2 in Dünnschliff MB-A1. In Untereinheit MB-A2-U2 sorgt wieder viel fein verstreuter Hämatit für eine Fließstruktur in der Grundmasse, wie in MB-A1-U1 (Abb. A4 A, C). Dünnschliff MB-A2 schließt sich an Dünnschliff MB-A1 im Hangenden an, weshalb MB-A1-U1 der Einheit MB-A2-U2 entspricht (Abb. A4 A, B, A4 C, D). Die Einheiten MB-A1-U2 und MB-A2-U1 gleichen sich ebenfalls (Abb. A4 C, D, A4 A, B). Die Begrenzung zwischen U1 und U2 in Dünnschliff MB-A2 ist, wie in Dünnschliff MB-A1 bei U1 und U2, ebenfalls scharf. Die Gesteinsfragmente sind, wie in MB-A1, sehr rund bis leicht eckig bei wellenförmiger bis glatter Oberfläche.

Dünnschliff MB-A3 repräsentiert Tephra YBSX in Profil N42 Ost und stellt im Gegensatz zu MB-A1 und MB-A2 ein Lockermaterial dar. Das Material ist bräunlich-grau mit dunkleren und helleren Gesteinsfragmenten verschiedener Größenordnung. Abbildung 28 stellt die foto-graphische Aufnahme des Dünnschliffes, sowie seine Skizzierung graphisch dar.

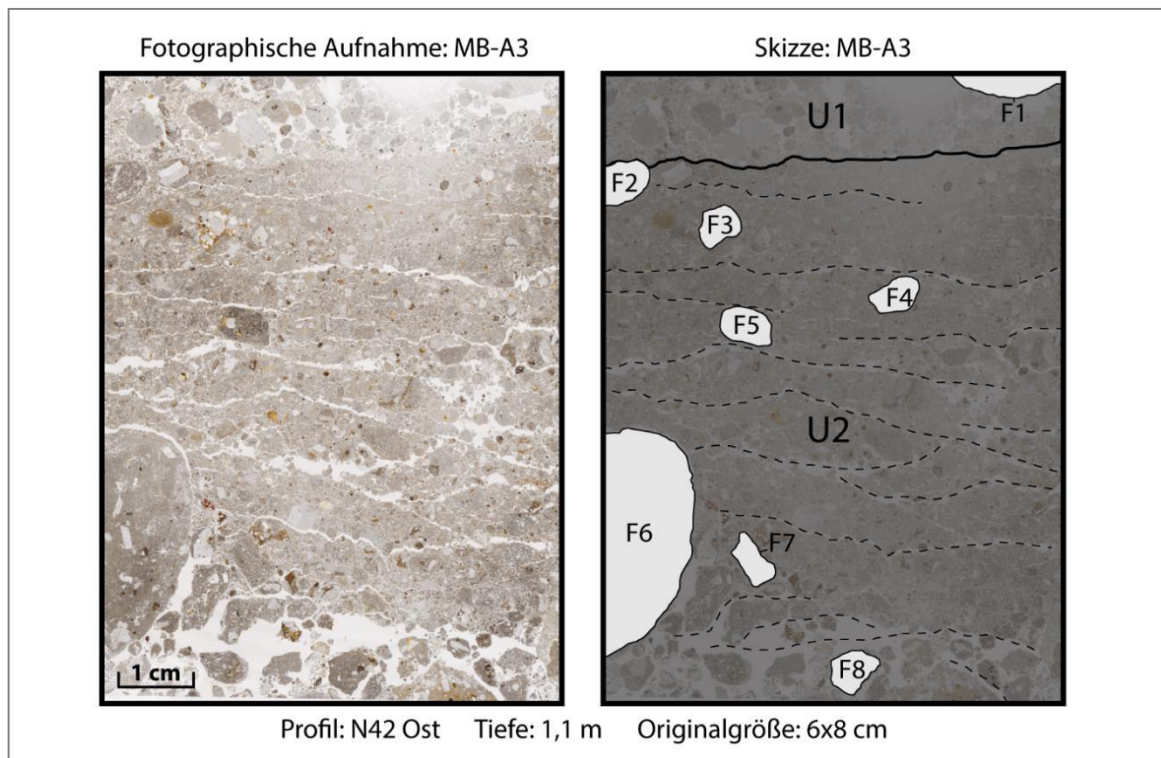


Abb. 28: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-A3 aus Profil N42 Ost in 1,1 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert Tephra YBSX in Testgrabung N42 (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-A3 enthält Lockermaterial mit schwach sortiertem porphyrischen Gefüge aus lockeren, runden bis wellenförmigen Gesteinsfragmenten und Einzelkörnern in Korngrößen von Feinschluff bis Grobsand. Der transmineralische Porenraum ist hier um einiges größer und der Kompaktionsgrad geringer als in MB-A1 und MB-A2. MB-A3 lässt sich in die Untereinheiten U1 und U2 gliedern, die sich durch ihre Zusammensetzung, Kompaktionsgrad und Rundungsgrad der Fragmente unterscheiden.

Untereinheit U1 hat einen geringeren Kompaktionsgrad als U2 und die Gesteinsfragmente sind stark gerundet (Abb. A6 C, D). Außer der Gesteine befinden sich auch pflanzliche Überreste in U1, die dort in geringen Mengen grob verteilt vorkommen (Abb. A6 A, B). Die Gewebepartikel sind an den Rändern sehr rau und sehen zerfetzt aus. Die dünnwandigen Zellen sind dunkelbraun und werden unter XPL schwarz. Das ehemalige pflanzliche Leitungsgewebe (Lumen) ist leer, was typisch für abgestorbene Pflanzenzellen ist, und die Zellwände sind teilweise deformiert. Untereinheit U2 ist kompakter als U1 (Abb. A6 E, F), jedoch ist sie durchzogen von einzeiligen, intermineralischen Porenlinien, die horizontal verlaufen (Abb. 28). Die Gesteinsfragmente in U2 sind weniger rund und tragen rauere Ränder als die in U1. Darüber hinaus befinden sich einige Gesteinsfragmente mit Toneinlagerungen in U2. Weitere bodenbildende Merkmale sind in MB-A3 nicht zu sehen. Die Begrenzung zwischen U1 und U2 ist nur durch die Änderung des Kompaktionsgrades zu erkennen (Abb. A6 C-F).

Untereinheit U2 weist an der Basis großräumigen Porenraum auf, der auf die problematische Probenentnahme des Lockersediments zurückgeführt wird. Darum wird U2 nicht erneut untergliedert.

5.3.2 Dünnschliffe MB-B1 bis MB-B5 aus den Profilen TU2 Ost und West

Die Dünnschliffe MB-B1 bis MB-B5 aus Grabungsquadrat TU2 repräsentieren die stratigraphischen Einheiten LFX2 in TU2 Ost von ca. 1,05 bis 0,80 m u. GOK, sowie LFX1 in TU2 West bei ca. 0,8 m u. GOK und Tephra BWT bei ca. 0,5 m u. GOK. Die Beschreibung der mikromorphologischen Eigenschaften erfolgt vom tiefsten bis hin zum Oberflächennächsten Dünnschliff.

Dünnschliff MB-B1 repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX2 in TU2. Er ist im oberen Bereich beige und im unteren Bereich hellgrau, mit braun-grauen Gesteinsfragmenten im oberen Bereich und transparenten Kristallen im unteren Bereich. Abbildung 29 zeigt die fotografische Aufnahme und die Skizze von Dünnschliff MB-B1.

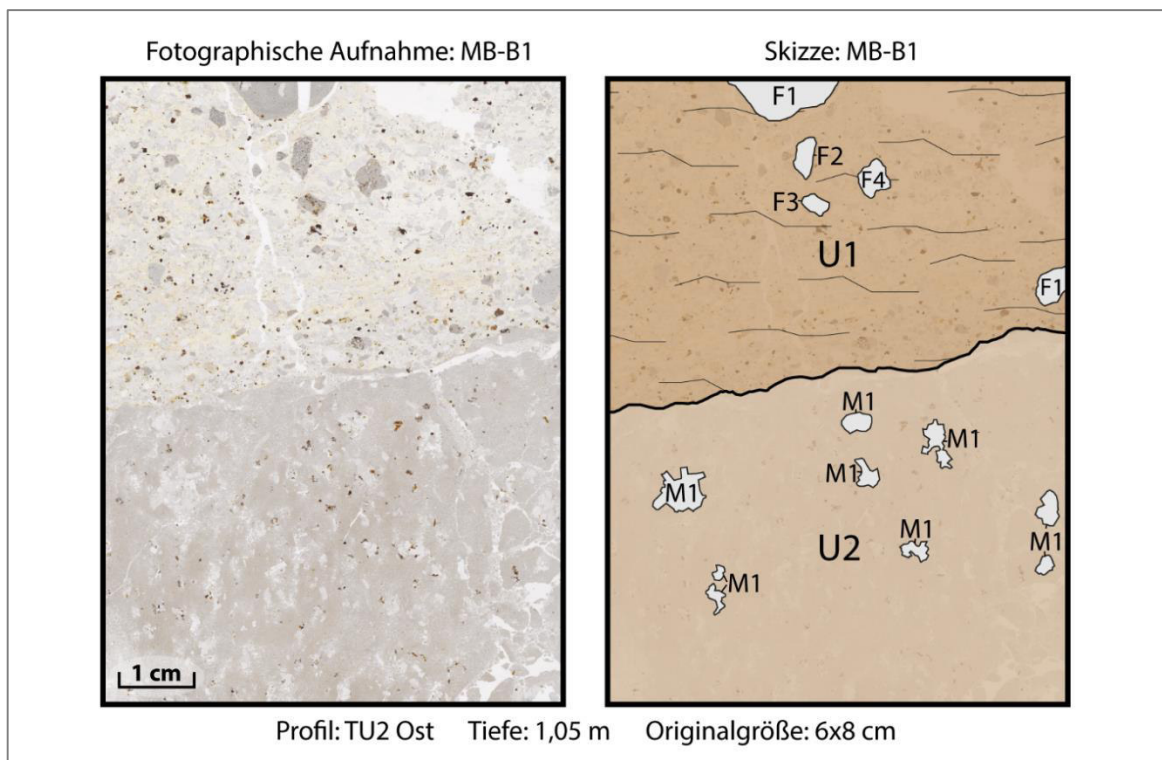


Abb. 29: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B1 aus Profil TU2 Ost in 1,05 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX2 und das beige Gesteinsfragment in Profil TU2 Ost (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-B1 wird aufgrund der unterschiedlichen Farbgebung und Textur in die Untereinheiten U1 und U2 gegliedert. U1 weist ein schwach sortiertes, einfach porphyrisches Gefüge auf, bei dem sich grobkörnige Komponenten in einer dichten Grundmasse feinkörnigen Materials befinden (Abb. A7 A, B). Das Material ist kompakt mit transmineralischen, planaren Poren. Die Grundmasse ist beige, teils amorph und teils feinkristallin. Im mittleren Bereich von U1 befindet sich ein kleiner Bereich mit fein verstreutem Hämatit, der eine Fließbewegung nachzeichnet. Die Gesteinsfragmente in U1 sind stark rund bis leicht eckig und wellenförmig. Die Farbgebung, Textur und der Porenraum von Untereinheit MB-B1-U1 ähnelt der von MB-A1-U2 und MB-A2-U1. Es sind ebenfalls Fließstrukturen durch Hämatit erkennbar.

Das Gefüge der Untereinheit U2 ist hingegen grob verteilt porphyrisch mit Einsprenglingen und Kristallen in einer dichten, feinkristallinen Grundmasse (Abb. A7 E, F). Die kompakte Grundmasse trägt normale bis sternförmige Porenräume zwischen den Korngruppen. Bei den Einsprenglingen handelt es sich um gleichartige, einzelne Quarzkristalle und Quarzaggregate, meist mit weiteren Mineralgruppen wie Biotit und Augit vorkommend. Zur Hervorhebung der starken Ähnlichkeit werden alle Kristalle mit M1 bezeichnet. Die Begrenzung zwischen U1 und U2 ist scharf, wobei sich in U1 an der Kontaktzone zu U2 die Farbe von beige hin zu hellocker ändert (Abb. A7 C, D).

Dünnschliff MB-B2 grenzt im Hangenden an MB-B1 an und weist daher ähnliche Merkmale wie MB-B1-U1 auf. Dünnschliff MB-B2 ist beige in der Farbe mit grau-braunen Gesteinsfragmenten und rötlichen Schlieren bis hin zu Bänderungen. Abbildung 30 zeigt seine fotografische Aufnahme, sowie die Skizzierung des Dünnschliffes. Die Beschreibung des Dünnschliffes erfolgt vom unteren zum oberen Bereich.

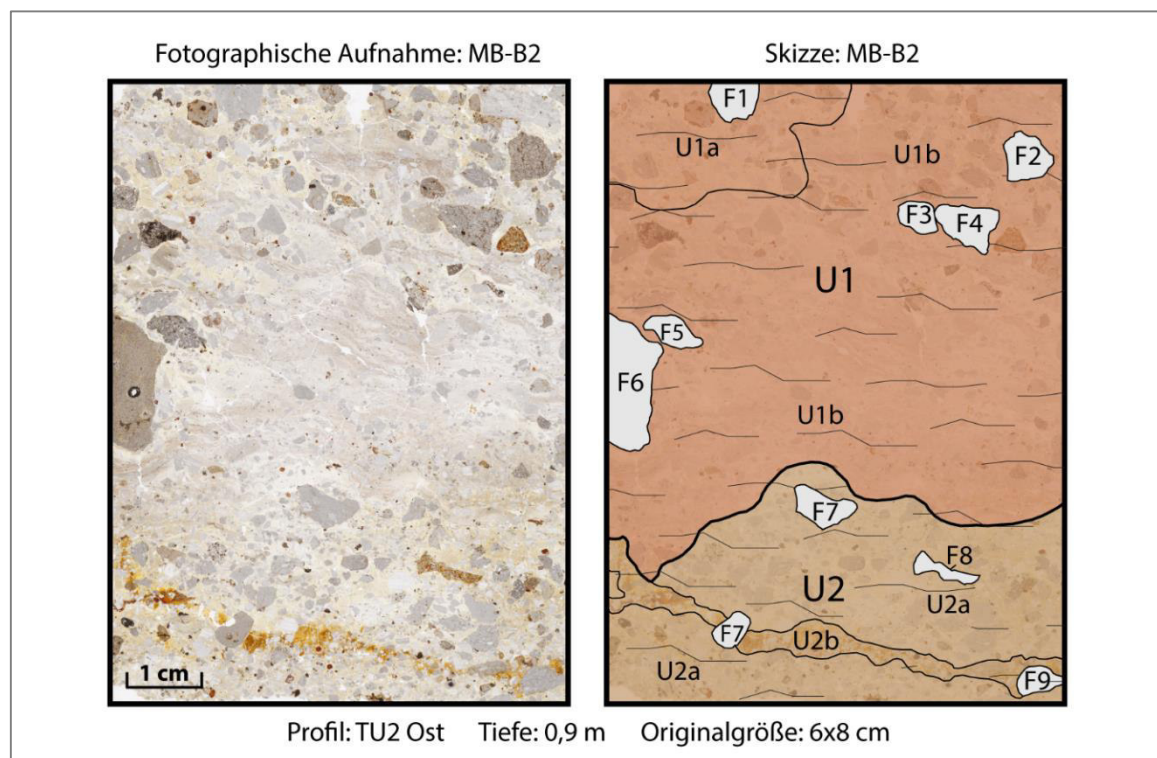


Abb. 30: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B2 aus Profil TU2 Ost in 0,9 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX2 in Profil TU2 Ost (Eigene Darstellung).

Das porphyrisch angeordnete, kompakte Material trägt transmineralische, planare Porenräume. Die Grundmasse des Dünnschliffes MB-B2 ähnelt der von MB-B1-U1, die teils amorph ist und teils feinkristallin mit fein verstreutem Hämatit, der Fließbewegungen andeutet. Die Gesteinsfragmente sind ebenfalls stark rund bis leicht eckig und wellenförmig. Im oberen und unteren Bereich des Dünnschliffes befinden sich mehr gerundete Xenolithe als im mittleren Bereich, mit Korngrößen im Mittelsand- bis Feinkiesbereich (u.a. F1-F9). Der Dünnschliff wird aufgrund von Farbunterschieden und Fließtexturen in die Untereinheiten U1 mit U1a und U1b, sowie in U2 mit U2a und U2b gegliedert.

Untereinheit U2 gleicht dabei im Bereich U2a der Untereinheit MB-B1-U1 (Abb. A7 C, D), die im Bereich U2b von einer orange-roten Bänderung aus Fe-Oxiden und Tonanlagerungen durchzogen wird, die unterschiedliche Gestalt und Formen annehmen (Abb. A8 E, F). Die Bänderung ist 1,0-5,4 mm dick, teilweise verschleiert, marmoriert und teilweise scherbenartig schimmernd. Neben dieser Bänderung befinden sich zwei größere Xenolithe im Dünnschliff MB-B2, die ebenfalls Einlagerungen von Hämatit enthalten (F7, F8).

Untereinheit U1b unterscheidet sich von U2a durch die Zunahme von fein verteiltem Hämatit in der beige, feinkörnigen bis amorphen Matrix (Abb. A8 A, B). Die Schleier nehmen vom unteren zum oberen Bereich des Dünnschliffes zu und werden größer. Unter OIL zeigen sie eine eindeutig rötliche Färbung, die unter PPL eher grünlich-braun wirkt. Mikroskopisch ist der Hämatit in MB-B2 gepunktet, fleckig bis marmoriert in der Matrix angeordnet (Abb. A8 A, B, E, F). In U1b befindet sich, im Gegensatz zu U2, mehr feinkristalline Masse in der glasigen Matrix, die unter XPL besonders sichtbar werden.

Im Bereich U1a ist das Auftreten des hämatitischen Fe wieder weniger ausgeprägt als in U1b und die Matrix ist fast vollständig amorph. Dieser Bereich ähnelt dadurch eher der Untereinheit U2a (Abb. A8 C, D).

Dünnschliff MB-B3 grenzt im Hangenden an MB-B2 an und weist daher ähnliche Merkmale dieses Dünnschliffes auf. Das Material ist im oberen Bereich des Schliffes rötlich-braun und die Farbe ändert sich zum unteren Bereich zu rötlich-beige. Abbildung 31 zeigt die fotografische Aufnahme, sowie die Skizzierung von Dünnschliff MB-B3.

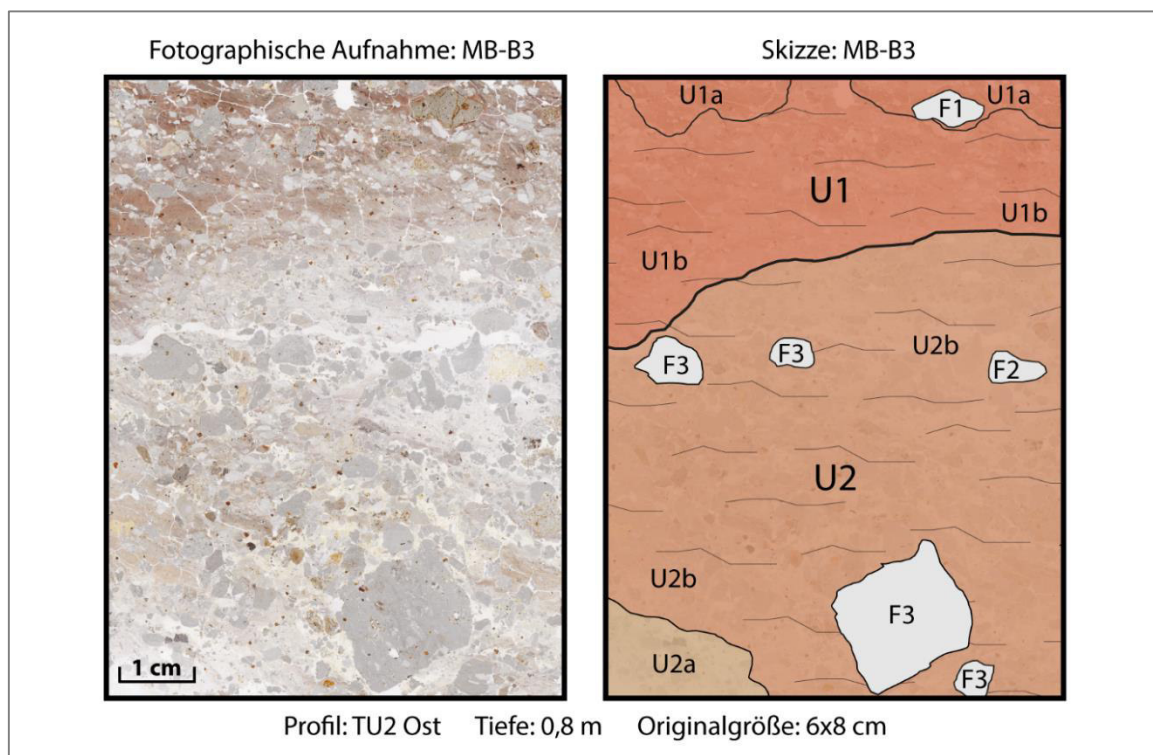


Abb. 31: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B3 aus Profil TU2 Ost in 0,8 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX2 in Profil TU2 Ost (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-B3 ähnelt Dünnschliff MB-B2 stark in Farbe, Grundmasse und Textur. Die transmineralischen, planaren Poren sind etwas größer als in MB-B2 und im zentralen

Bereich des Dünnschliffes befindet sich ein horizontal durchlaufender Bereich transmineralischen Porenraumes. Der Dünnschliff lässt sich aufgrund der Farbgebung in die Untereinheiten U1 im oberen und U2 im unteren Bereich gliedern.

Untereinheit MB-B3-U2 gleicht der Einheit MB-B2-U1, durch das porphyrische Gefüge aus beige-farbener, amorpher bis feinkristalliner Masse mit Schlierenbildung durch Hämatit. Untereinheit U1 ist dunkler gefärbt als U2, da die hämatitische Verschleierung stärker ist als im unteren Bereich und die Matrix fast gänzlich braun färbt (Abb. A9 A, B). Am stärksten ist das Vorkommen des Hämatits in U1a. Unter PPL ist die Masse in diesem Bereich leicht rötlich, eher gräulich-braun gefärbt, unter OIL reflektiert sie rot. Bei XPL sind eingeregelter Kristallsplitter sichtbar, die erneut die Fließrichtung widerspiegeln. Die Xenolithe in U1 sind teilweise mit rötlich-brauner Färbung durch Fe-Einlagerung durchzogen und mit opaken Stellen versehen (u.a. F1). In U2b kommt der Hämatit geringer konzentriert vor als in U1b, in U2a ist die Grundmasse nahezu amorph.

Dünnschliff MB-B4 wurde in der gleichen Tiefe wie MB-B3 in TU2 entnommen, jedoch auf der gegenüberliegenden Seite in Profil TU2 West und repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX1. Das Material des Dünnschliffes ist bräunlich-grau mit unterschiedlicher Farbverteilung. Abbildung 32 stellt die photographische Aufnahme und Skizzierung von MB-B4 graphisch dar.

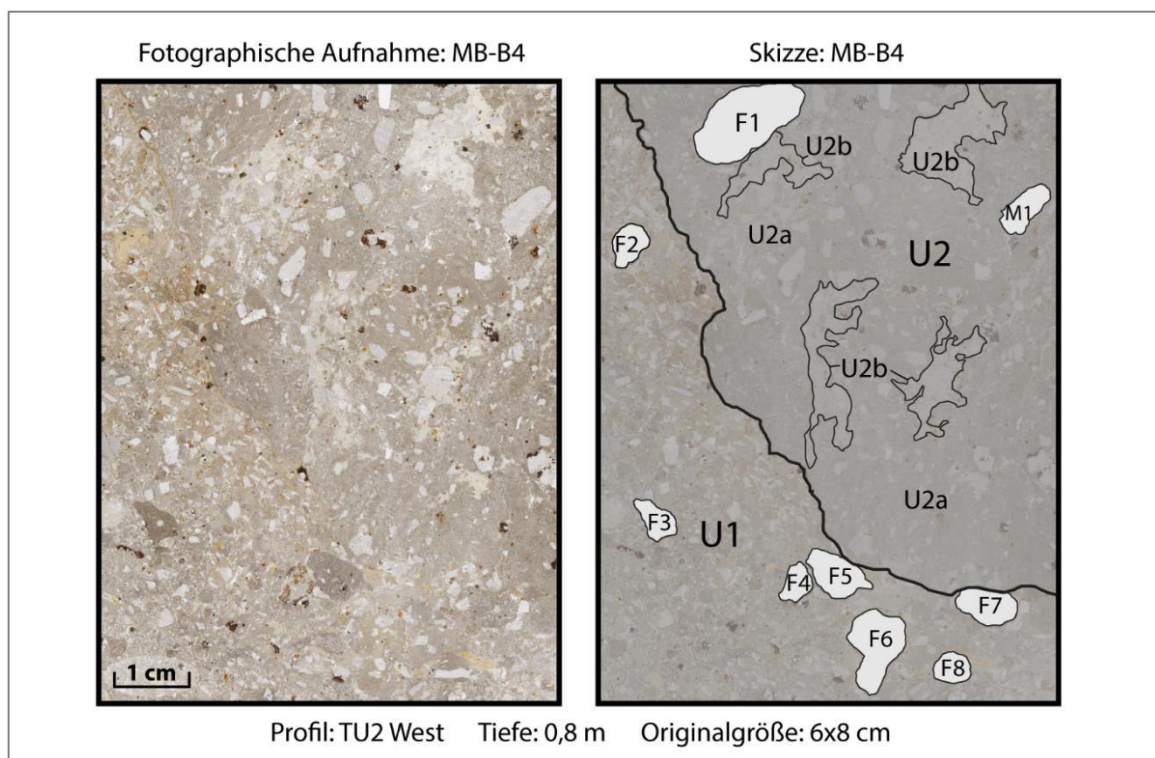


Abb. 32: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B4 aus Profil TU2 West in 0,8 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert die stratigraphische Einheit LFX1 in Profil TU2 West (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-B4 zeigt ein kompaktes Material mit schwach sortiertem, einfach bis grob porphyrischen Gefüge auf und wird aufgrund seiner unterschiedlichen Zusammensetzung in die Untereinheiten U1 und U2 gegliedert. Untereinheit U1 besteht aus einzelnen grau-braunen Gesteinsfragmenten, die verwaschene Ränder tragen und nur schwierig von-

einander unterscheidbar sind. Die Fragmente sehen wie verschmolzen und verklebt aus, haben eine feinkristalline Matrix und enthalten relativ große Quarzkristalle (M1), andere Minerale und opake Flecken. Der größte Anteil an Porenraum befindet sich innerhalb der Fragmente und tritt meist in Form von Bläschenporen auf. Einige Bereiche in U1 und U2 sind mit Hämatit-Konkretionen versehen (Abb. A10 E, F).

Untereinheit U2 ist insgesamt homogener und weniger braun als U1 und es sind weniger abzugrenzende Fragmente enthalten. Die Masse ist feinkristalliner und teilweise amorph. Untereinheiten U1 und U2 werden durch eine feinkörnige Masse und höhere Dichte der Körner unterschieden (Abb. A10 A, B). Die Masse ist braun, amorph und zeigt unter OIL eine matt hell-graue Reflektion. Im oberen Bereich des Schliffes ist sie gut erkennbar, im unteren Bereich hingegen nur schwer auszumachen. Sub-Untereinheit U2a unterscheidet sich von U2b durch eine andere Farbgebung der feinkristallinen Matrix, von U2a in PPL grauer Farbe zu U2b in PPL beiger Farbe (Abb. A10 C, D). Der Bereich MB-B4-U2b ähnelt von der Zusammensetzung, Textur und Farbgebung den Untereinheiten MB-B1-U1 und MB-B2-U2a. In der Untereinheit U2b des Dünnschliffes MB-B4 sind, im Gegensatz zu U2a, keine Porenräume vorhanden. Die beige Masse in U2b sieht aus als wäre sie willkürlich in Partien der Untereinheit U2a eingeflossen (Abb. 32).

Dünnschliff MB-B5 repräsentiert Tephra BWT in TU2 in ca. 0,5 m Tiefe u. GOK, die sich durch das gesamte Grabungsquadrat zieht. Der Dünnschliff ist makroskopisch hellgrau mit gleicher Farbverteilung und homogen. Abbildung 33 stellt die fotografische Aufnahme des Dünnschliffes, sowie seine Skizzierung graphisch dar.

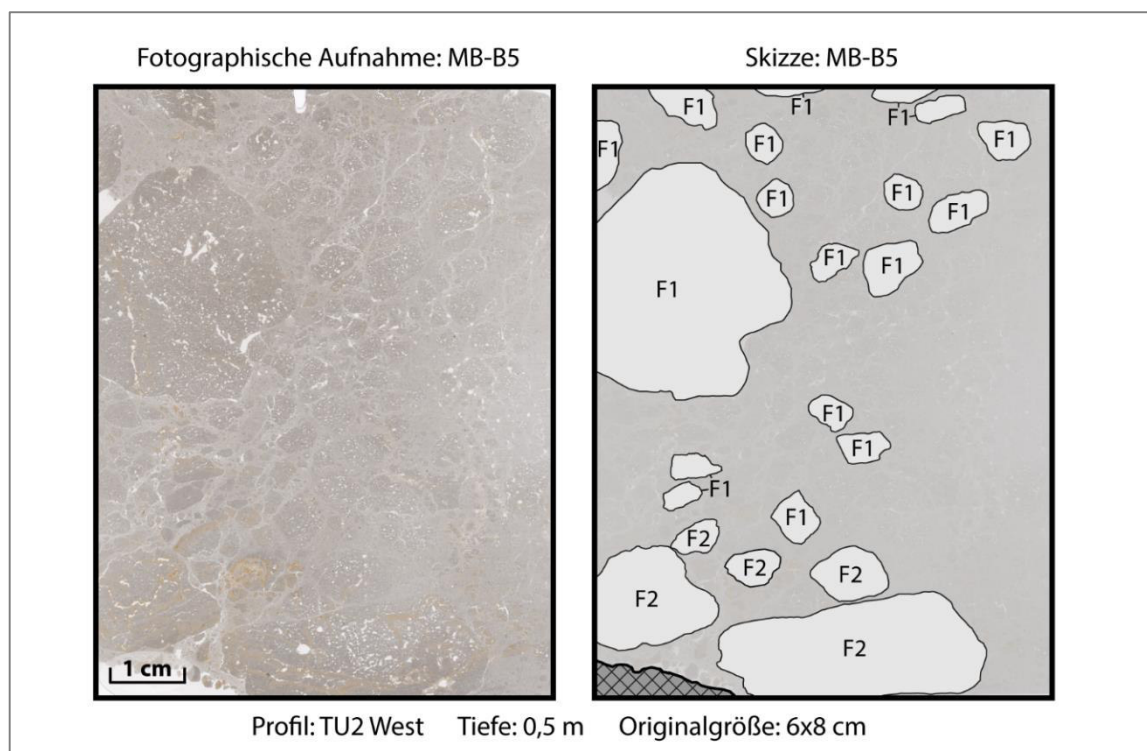


Abb. 33: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-B5 aus Profil TU2 West in 0,5 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert Tephra BWT in Profil TU2 West (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-B5 besteht aus einer feinkörnigen Grundmasse, in der Fragmente der gleichen Art und Zusammensetzung enthalten sind. Das Material in MB-B5 weist ein gut sortiertes, homogenes Gefüge auf, in dem eine Hülle feinkörnigen Materials grobe Komponenten umgibt (Abb. A9 C, D). Dabei befinden sich Gesteinsfragmente (F1, F2) gleicher Zusammensetzung in einer dichten, feinkörnigeren Grundmasse. Unter XPL lässt sich erkennen, dass die Grundmasse fast ausschließlich aus vulkanischen Gläsern besteht. Daher stellt sie eine amorphe, homogene Masse dar, die einige feine, gut sortierte Quarzminerale enthält und visuell wie ein Sternenhimmel wirkt. Einsprenglinge größer als 300 µm sind nicht vorhanden.

Die Gesteinsfragmente haben scharfe bis leicht verwaschene Ränder, tragen Bläschenporen und sehen daher aus wie Bimsfragmente. Außerhalb der Fragmente befinden sich keine Porenräume. In manchen Fragmenten (F2) befinden sich Toneinlagerungen in den Porenräumen, die goldbraun sind (Abb. A9 E, F). Sie sind eingeregelt und weisen Extinktionsbanden auf.

5.3.3 Dünnschliffe MB-C1 aus BXA und MB-C2 bis MB-C4 aus G10 Nord

Die Dünnschliffe MB-C1 bis MB-C4 wurden aus den Grabungsquadraten BXA und G10 entnommen und repräsentieren die stratigraphische Einheit YBT bei ca. 1,3 m u. GOK in G10 Nord, sowie die Lockersedimente S-Group, YBS und R-Group von 1,2-0,6 m Tiefe u. GOK. Die Beschreibung der mikromorphologischen Eigenschaften erfolgt vom tiefsten bis hin zum Oberflächen-nächsten Dünnschliff.

Dünnschliff MB-C1 repräsentiert die stratigraphische Einheit YBT in BXA und besteht aus einer homogenen, feinkörnigen, hellgrau-beigen Grundmasse mit bräunlich-roter Färbung und horizontal verlaufenden Laminierungen. Abbildung 34 stellt die fotografische Aufnahme des Dünnschliffes, sowie seine Skizzierung graphisch dar.

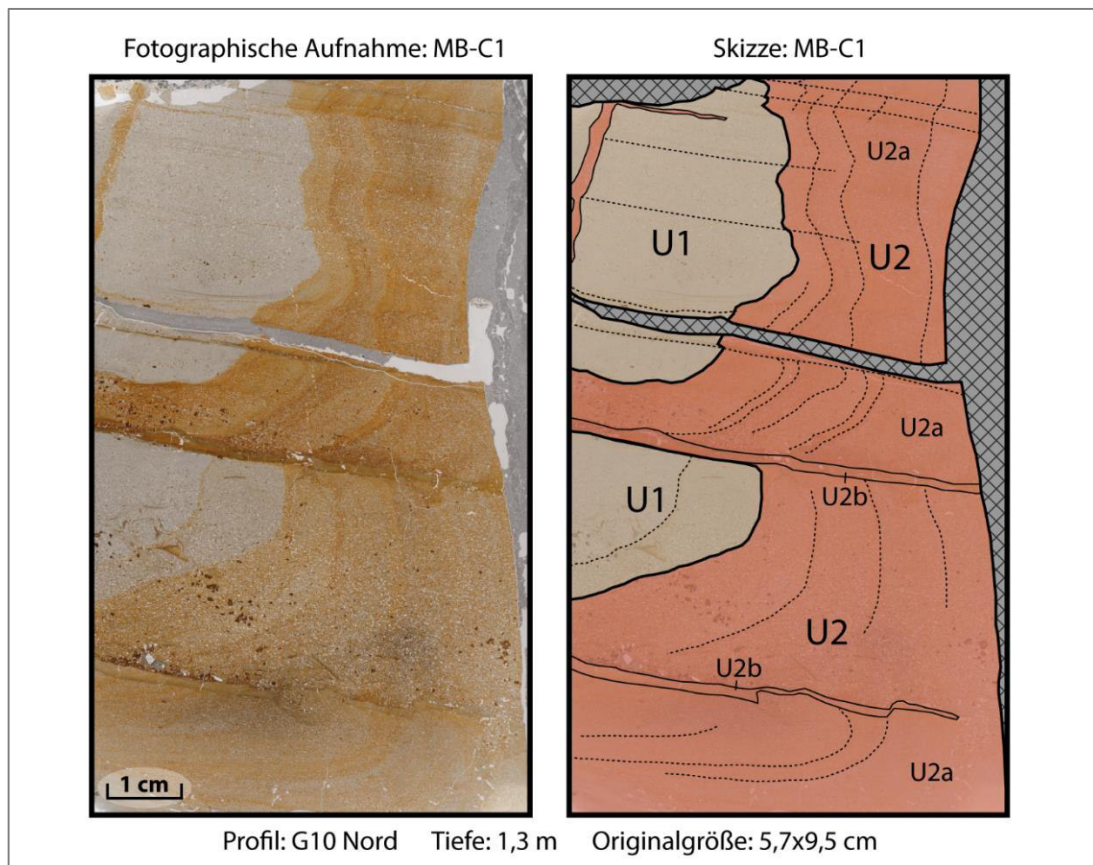


Abb. 34: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C1 aus Grabungsquadrat BXA in 1,3 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Randbereich der stratigraphischen Einheit YBT in der Hauptgrabung BXA (Eigene Darstellung).

Das Gefüge des Dünnschliffes MB-C1 ist fein homogen ohne grobkörnige Komponenten mit Korngrößen von Ton bis Feinsand und guter Sortierung. Die Form der einzelnen Körner ist tafelförmig, die Masse ist kompakt mit geringem Porenraum zwischen den Körnern. Im gesamten Dünnschliff befinden sich Flecken organischer Herkunft, die die gleiche Größe haben wie die Einzelkörner selbst. Aufgrund der unterschiedlichen Farbgebung wird der Dünnschliff in die Untereinheiten U1 und U2 mit U2a, U2b gegliedert.

Untereinheit U1 zeichnet sich durch seine helle grau-braune Farbe der Einzelkristalle aus, die teilweise amorph sind. Unter XPL sind Kristalle mit grau-silbrigen und gelb-goldenen Interferenzfarben sichtbar, sowie gleichgroße Flecken, die opak sind (Abb. A11 A, B). Durch gesprenkelte Anhäufungen sehr feinen, braunen Materials sind Laminierungen in der Grundmasse erkennbar (Abb. 34). Untereinheit U2 unterscheidet sich von U1 durch eine Hülle feinkörnigen Gewebes, das die einzelnen Mineralkörner umgibt (Abb. A11 C, D). Diese Hülle besteht aus Hämatit und Ton, ist teilweise matt und teilweise eingeregelt. Die Begrenzung der Untereinheiten U1 und U2 ist verwaschen und ineinander übergehend. Die Konzentration der Hämatite und Tone als Hülle nimmt vom äußersten Bereich in U2 (rechts) hin zu U1 (links) schrittweise ab, entlang der skizzierten vertikal verlaufenden Linien in Abb. 34.

In U2 befinden sich zwei Bereiche mit dunkelbraunen, feinkörnigen Laminierungen mit Korngrößen von Feinschluff bis Ton, die die Untereinheit U2b darstellen (Abb. A11 E, F). In diesem Bereich sind die Körner größensortiert, dabei unten am feinsten und sehr kompakt,

im oberen Bereich hingegen mit mehr Porenraum als unten. Hier ist also eine gradierte Schichtung der Körner vorhanden. In diesem Bereich sind weniger feinkörnige Minerale im Tonbereich und mehr organisches Material vorhanden. Auch in U2b befinden sich Hämatit- und Tonhüllen, dessen Konzentration ungleichmäßig verteilt ist.

Dünnschliff MB-C2 wurde im Bereich des Lockersedimentes in Profil G10 Nord entnommen und repräsentiert den Übergang der stratigraphischen Einheiten S-Group und YBS. Der Dünnschliff ist makroskopisch insgesamt braun in der Farbe, mit intensiv rötlich-brauner Farbgebung im oberen Bereich und hell-grauer Farbe im unteren Bereich. Abbildung 35 stellt die fotografische Aufnahme von MB-C2, sowie seine Skizzierung graphisch dar.

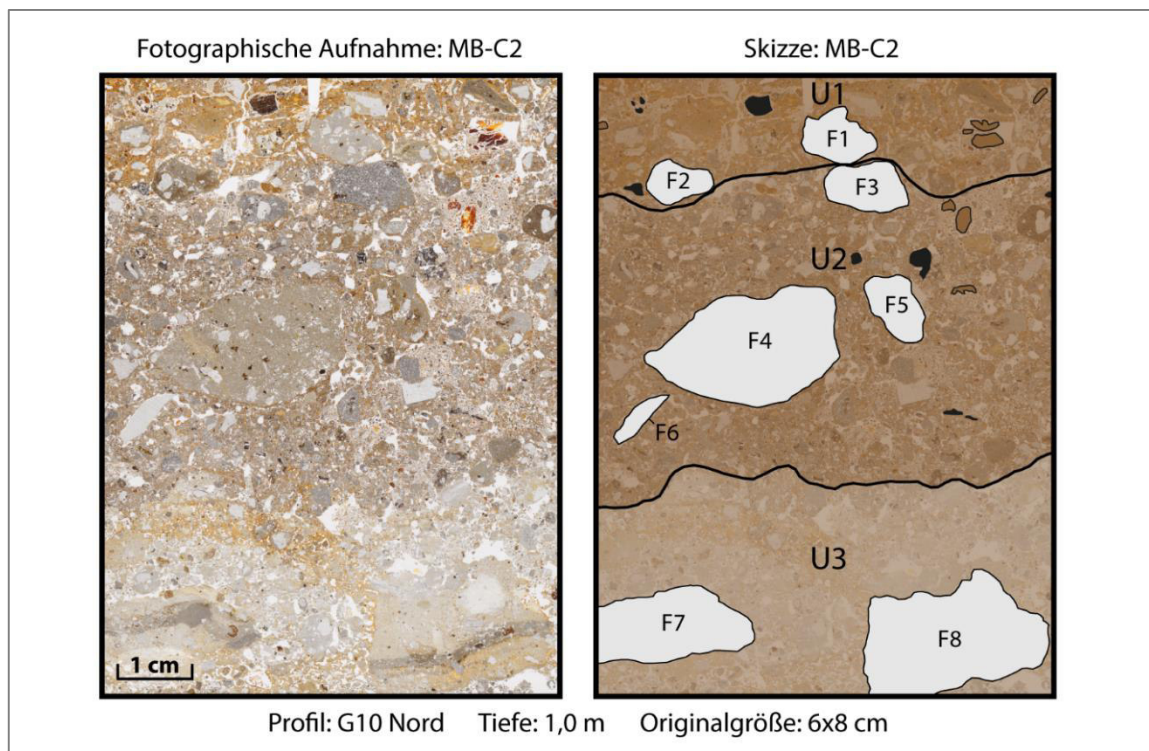


Abb. 35: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C2 aus Profil G10 Nord in 1,0 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergangsbereich der stratigraphischen Einheiten S-Group und YBS in Profil G10 Nord (Eigene Darstellung).

Das Lockermaterial in Dünnschliff MB-C2 weist ein schwach sortiertes, einfach porphyrisches Gefüge mit transmineralischem Porenraum auf. Es besteht aus Gesteinsfragmenten im Korngrößenbereich von Ton bis Feinkies, sowie Holzkohle- und Knochenfragmenten mit variierendem Porenraum innen und außen. Die Fragmente sind gesplittert, gerundet und ungleichmäßig verteilt. Der Dünnschliff lässt sich aufgrund unterschiedlicher Farbgebung, Textur und Zusammensetzung in die Untereinheiten U1, U2 und U3 gliedern.

Untereinheit U1 zeichnet sich durch große Bereiche mit Tonanlagerungen in den Porenräumen aus, die Extinktionsbanden aufweisen (Abb. A12 A, B). Darüber hinaus befinden sich einige Bereiche mit dicht gelagerten Calcit-Ausfällungen in den relativ großen Porenräumen des Dünnschliffes (Abb. A12 C, D).

Untereinheit U2 hingegen besteht aus Lockermaterial mit geringerem Kompaktionsgrad als U1 und somit mehr Porenraum (Abb. A12 E, F). Die Masse wirkt heller, da sich in U1 mehr

organische Feinsubstanz befindet als in U2. Die Zusammensetzung des Materials mit Lockersediment, Knochen- und Holzkohlefragmenten gleicht der in Untereinheit U1, jedoch sind nur kleinere Bereiche mit Tonanlagerungen vorhanden. Untereinheit U3 hingegen ist wieder mit vielen Tonanlagerungen versehen. Die Grundmasse ist hier so feinkörnig, kompakt und die Konzentration an Ton so hoch, dass das Material wie verbacken aussieht (Abb. A12 G, H). Es befinden sich planare Poren in U3. Dieser Bereich von MB-C2 ist frei von Holzkohle- und Knochenfragmenten.

Dünnschliff MB-C3 wurde im Bereich des Lockersedimentes in Profil G10 Nord entnommen und repräsentiert den Übergang der stratigraphischen Einheiten YBS und R-Group. Der Dünnschliff ist makroskopisch insgesamt braun in der Farbe, mit stärker rötlich-brauner Farbgebung im obersten und untersten Bereich als im helleren mittleren Bereich. Abbildung 36 stellt die photographische Aufnahme von MB-C3 und seine Skizzierung graphisch dar.

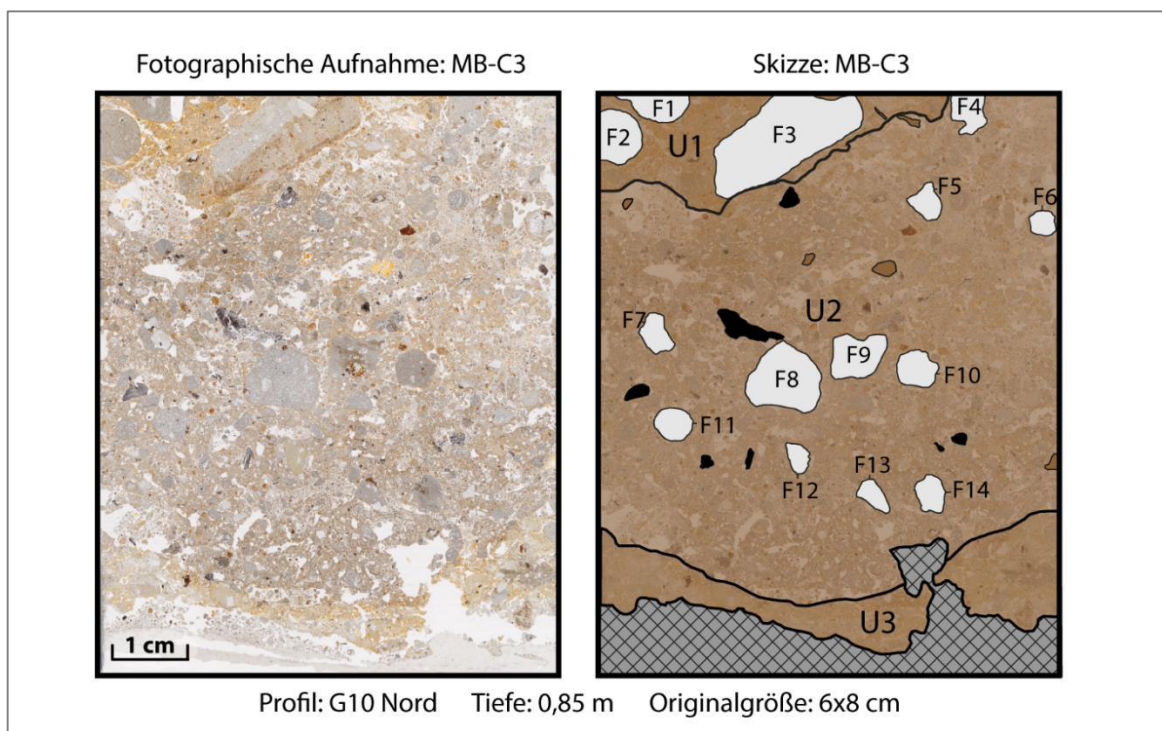


Abb. 36: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C3 aus Profil G10 Nord in 0,85 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergangsbereich der stratigraphischen Einheiten YBS und R-Group in Profil G10 Nord (Eigene Darstellung).

Das Gefüge in Dünnschliff MB-C3 gleicht dem des MB-C2 aus schwach sortiertem Lockermaterial mit Korngrößen von Ton bis Feinkies mit intermineralischem Porenraum. Die Komponenten im Dünnschliff bestehen aus Gesteinsfragmenten, Holzkohle- und Knochenplittern, sowie aus Pflanzenresten. Die Gesteinsfragmente sind gerundet und tragen vorwiegend anhaftendes Feinmaterial. Aufgrund unterschiedlicher Farbgebung, Textur und Zusammensetzung lässt sich der Dünnschliff in die Untereinheiten U1, U2 und U3 gliedern. Untereinheit U1 stellt den obersten Bereich des Dünnschliffes dar, in dem viele eingeregeltere Tonanlagerungen mit Extinktionsbanden in den Porenräumen vorhanden sind (Abb. A13 A, B). Die Tonanlagerungen sind auch in den Bläschenporen der Gesteinsfragmente vor-

handen. In manchen Bereichen von MB-C3-U1 befinden sich Calcit-Ausfällungen in den Porenräumen, wie in MB-C2-U1.

In Untereinheit U2 sind mehr Porenraum sowie auch mehr Holzkohle- und Knochenfragmente vorhanden als in U1. Die Fragmente sind zudem auch zerbrochen, zersplittert und im gesamten Bereich von U2 verteilt. Die Knochenfragmente tragen variierend viel Porenraum um sich herum. In der Farbe variieren die Knochen zwischen gelblich-beige und hellbraun und unter XPL sind die dunkelgrünen Interferenzfarben der Knochengewebe sichtbar (Abb. A13 C, D).

Untereinheit MB-C3-U3 gleicht der MB-C2-U3 durch seine extrem hohe Konzentration an Tonanlagerungen in den Porenräumen, die Extinktionsbanden aufweisen (Abb. A13 E, F). Die Grundmasse sieht aufgrund ihrer Dichte und planaren Poren ebenfalls verbacken oder zementiert aus. Dieser Bereich von MB-C3 ist frei von Holzkohle- und Knochenfragmenten. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass sich die Dünnschliffe MB-C2 und MB-C3 in Bezug auf die Eigenschaften ihrer Untereinheiten stark ähneln.

Dünnschliff MB-C4 repräsentiert die stratigraphische Einheit R-Group in G10 und schließt im Hangenden an MB-C3 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch insgesamt braun in der Farbe, mit vielen Knochenfragmenten, Holzkohleflittern, gerundeten Gesteinsfragmenten und Artefakten. Abbildung 37 stellt die fotografische Aufnahme und Skizzierung von MB-C4 graphisch dar.

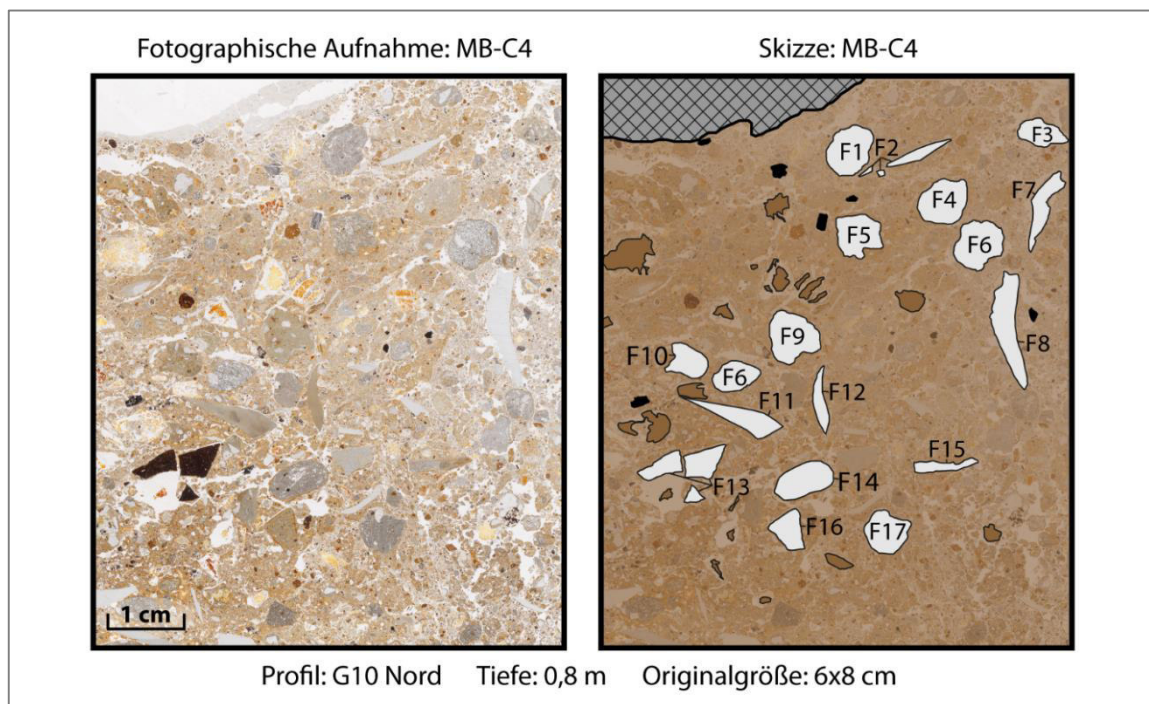


Abb. 37: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-C4 aus Profil G10 Nord in 0,8 m Tiefe. Der Dünnschliff repräsentiert die stratigraphische Einheit R-Group in Grabungsquadrat G10 (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-C4 zeigt ein Lockermaterial aus schwach sortiertem, einfach porphyrischem Gefüge mit Korngrößen von Ton bis Feinkies. Die Grundmasse besteht aus feinkörnigem Lockermaterial mit kleinen, verstreuten Pflanzenresten. In der Grundmasse

befinden sich Gesteinsfragmente aus Bims, vulkanischen Gläsern und Einsprenglingen. Die Fragmente sind gerundet und manche scharfrandige auch eckig, viele sind mit Bläschenporen versehen. Im Material befindet sich relativ viel intermineralischer Porenraum zwischen den Gesteinsfragmenten. Die Fragmente sind nicht horizontal abgelagert, sondern willkürlich verteilt. Die meisten größeren Fragmente sind mit anhaftendem Material umlagert (F5, F6, F9, F14, F16), deren Ränder teilweise sehr verwaschen und kaum von der Umgebung zu unterscheiden sind (F5).

Neben den Gesteinsfragmenten befinden sich Holzkohlesplitter, Artefakte und extrem viele Knochenfragmente und -splitter im gesamten Bereich des Dünnschliffes verteilt (Abb. A14 A, B). Darüber hinaus befinden sich Porenverfüllungen durch Calcit-Ausfällungen im Bereich der Knochenfragmente, die variierenden Porenraum innen und außen tragen (Abb. A14 C-F).

Auffallend in Dünnschliff MB-C4 sind höhere Anteile an Artefakten, Knochen- und Holzkohlefragmenten als in den Dünnschliffen MB-C2 und MB-C3. Diese Komponenten sind zudem auch größer und weniger zersplittert als in den anderen beiden Dünnschliffen.

5.3.4 Dünnschliffe MB-D1 bis MB-D6 aus M14

Die Dünnschliffe MB-D1 bis MB-D6 wurden aus Grabungsquadrat M14 entnommen und repräsentieren die Lockersedimente im Bereich nahe des Höhlenmundes von *Mochena Borago*. Die Sedimente tragen bisher keine archäologischen Bezeichnungen der stratigraphischen Einheiten und werden daher von unten nach oben M14-I bis M14-VI bezeichnet (Kap. 3.4). Die Beschreibung der mikromorphologischen Eigenschaften erfolgt vom tiefsten bis hin zum Oberflächen-nächsten Dünnschliff.

Dünnschliff MB-D1 wurde im Übergangsbereich vom grauen (M14-I) zum braunen (M14-II) Lockersediment in M14 entnommen. Der Dünnschliff ist makroskopisch insgesamt braun in der Farbe, mit gerundeten Gesteinsfragmenten und wenigen Holzkohle- und Knochen-splittern. Abbildung 38 stellt die fotografische Aufnahme von MB-D1, sowie seine Skizzierung graphisch dar.

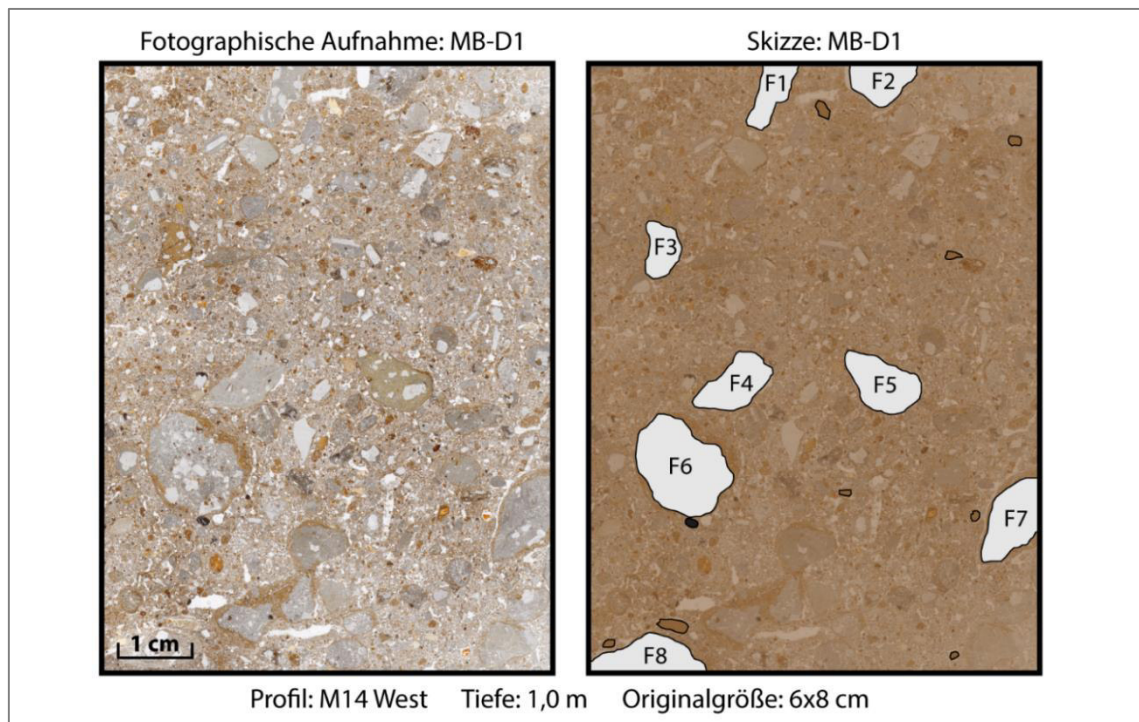


Abb. 38: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D1 aus Profil M14 West in 1,0 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergangsbereich vom grauen (M14-I) zum braunen (M14-II) Lockersediment in M14 an der Basis der Grabung (Eigene Darstellung).

Das Lockermaterial in Dünnschliff MB-D1 weist ein schwach sortiertes, einfach porphyrisches Gefüge mit relativ viel intermineralischem Porenraum zwischen den Gesteinsfragmenten auf (Abb. A15 A, B). Es besteht aus Gesteinsfragmenten im Ton- bis Feinkies-Bereich, sowie geringen Mengen an Holzkohle- und Knochensplittern. Einige gerundete Fragmente tragen feinkörniges, anhaftendes Material sowie auch eingeregeltere Tonanlagerungen inner- und außerhalb der Fragmente (F5-F7) an sich. Außer diesen Komponenten befindet sich viel organisches Material im Dünnschliff.

Dünnschliff MB-D1 ähnelt in Bezug auf Zusammensetzung, Farbgebung und Porenraum dem Dünnschliff MB-C2, genauer der Untereinheit MB-C2-U2.

Dünnschliff MB-D2 repräsentiert das braune Lockersediment (M14-II) in M14 und schließt mit ca. 0,4 m Abstand im Hangenden an Dünnschliff MB-D1 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch insgesamt braun in der Farbe und weist unterschiedliche Kompaktionsgrade auf. Abbildung 39 zeigt die photographische Aufnahme und Skizzierung von Dünnschliff MB-D2.

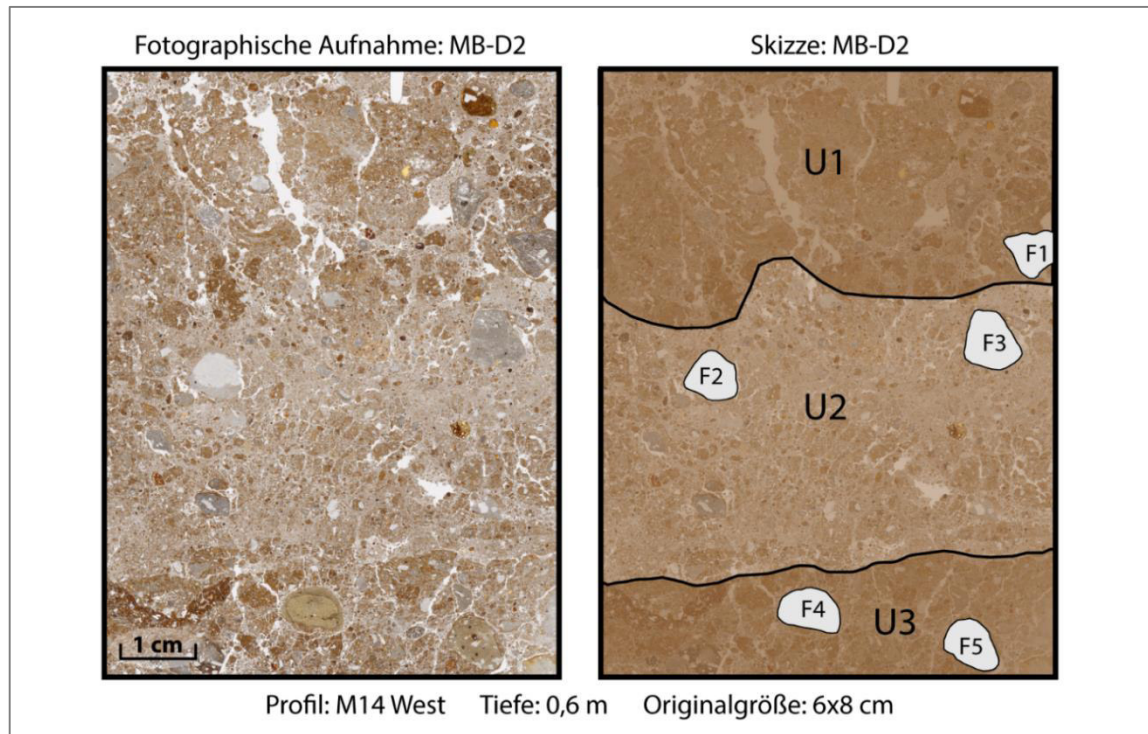


Abb. 39: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D2 aus Profil M14 West in 0,6 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert das braune Lockersediment (M14-II) in M14 von ca. 1,0-0,5 m Tiefe u. GOK (Eigene Darstellung).

Das Lockermaterial von Dünnschliff MB-D2 weist ein ebenfalls schwach sortiertes, einfach porphyrisches Gefüge auf, mit Komponenten aus gerundeten Gesteinsfragmenten, Bruchstücken von Tonscherben, Knochen- und Holzkohlesplintern. Der Dünnschliff wird aufgrund von unterschiedlichen Kompaktionsgraden und Art der Porenräume in die Untereinheiten U1, U2 und U3 gegliedert.

Untereinheit U2 ist homogener als U1 und U3, da letztere zum Teil verbacken und gerissen wirken und teils durch Bioturbation und Fließstrukturen geprägt sind (Abb. A16 A, B, E, F). Die Fließstrukturen, Brüche und bioturbatische Hohlräume prägen die Porenräume und Verdichtung des Sediments. Im Gegensatz dazu ist Untereinheit U2 homogener und gleicht der Grundmasse des Dünnschliffes MB-D1 (Abb. A16 C, D). Insgesamt ähnelt die Grundzusammensetzung des Materials in Dünnschliff MB-D2 der des Dünnschliffes MB-D1, jedoch weist MB-D2 eine unregelmäßigere Verdichtung auf.

Dünnschliff MB-D3 repräsentiert den Übergang vom braunen (M14-II) zum hellbraunen (M14-III) Lockersediment in Profil M14 West und schließt im Hangenden an Dünnschliff MB-D2 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch grau im oberen und braun im unteren Bereich. Darüber hinaus sind große Gesteinsfragmente im Kiesbereich vorhanden. Abbildung 40 illustriert die photographische Aufnahme und Skizzierung des Dünnschliffes MB-3.

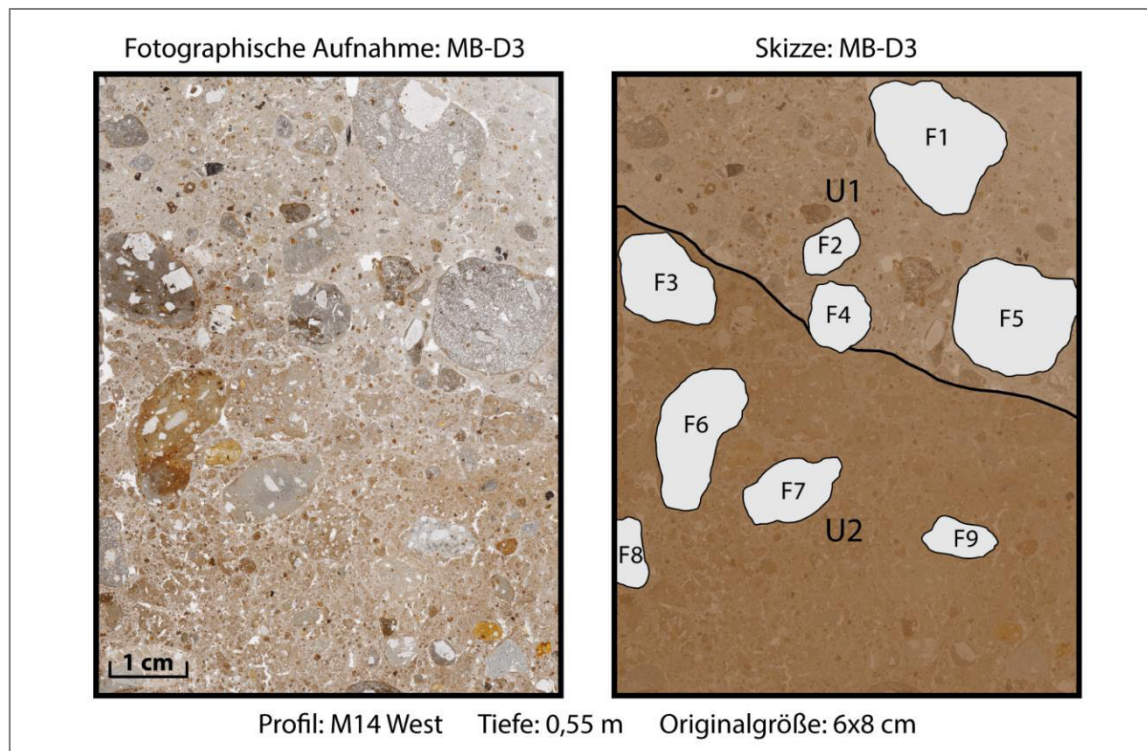


Abb. 40: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D3 aus Profil M14 West in 0,55 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergang vom braunen (M14-II) zum hellbraunen (M14-III) Lockersediment in M14 in ca. 0,55 m Tiefe u. GOK (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-D3 weist ein schwach sortiertes porphyrisches Gefüge aus Lockermaterial in Korngrößen von Ton bis Grobkies auf. Die Gesteinsfragmente sind stark gerundet und es befinden sich nur wenige Holzkohle- und Knochensplitter im Dünnschliff. Er wird aufgrund von Farbunterschieden in die Untereinheiten U1 und U2 gegliedert.

Da der Dünnschliff MB-D3 im Hangenden an MB-D2 anschließt, entspricht die Grundzusammensetzung der Untereinheit MB-D3-U2 der des Dünnschliffes MB-D2 (Abb. A15 E, F). Die Begrenzung der Untereinheiten erfolgt anhand einer Schichtung der Sedimente, die gekippt in einem Winkel von ca. 30° verläuft. Der Rand zwischen den Untereinheiten ist verwaschen. Untereinheit U1 unterscheidet sich von U2 durch eine dichtere Lagerung der Körner, weniger organische Substanz und folglich weniger braune Farbgebung. Dadurch wirkt U1 grauer als U2, da U1 mehr aus vulkanischen, amorphen Mineralkörnern besteht (Abb. A15 C, D).

Dünnschliff MB-D4 repräsentiert den Übergang vom dunkelgrauen (M14-IV) zum braunen (M14-V) Lockersediment in M14 bei ca. 0,4 m Tiefe u. GOK und schließt im Hangenden an Dünnschliff MB-D3 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch im oberen Bereich braun mit vielen Holzkohle- und Knochenfragmenten und im Gegensatz dazu im unteren Bereich grau in der Farbe. Abbildung 41 stellt die fotografische Aufnahme und Skizzierung des Dünnschliffes MB-D4 graphisch dar.

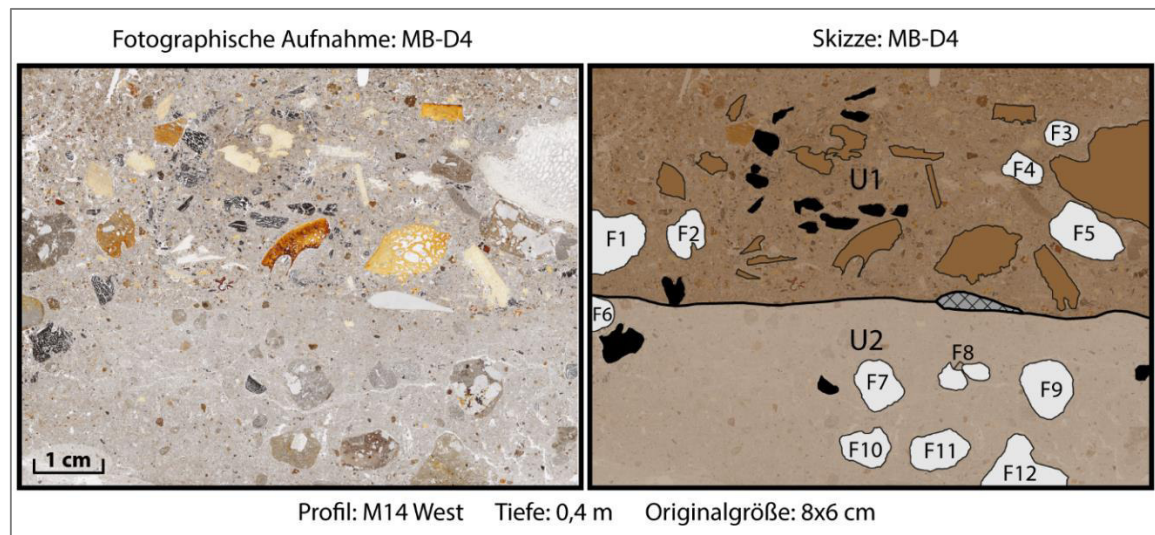


Abb. 41: Fotografische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D4 aus Profil M14 West in 0,4 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergang vom dunkelgrauen (M14-IV) zum braunen (M14-V) Lockersediment in M14 in ca. 0,4 m Tiefe u. GOK (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-D4 hat ein schwach sortiertes porphyrisches Gefüge mit gerundeten Gesteinsfragmenten und relativ dichter Lagerung. Er wird aufgrund der beinhaltenden Komponenten und daher folgenden Farbunterschiede in die Untereinheiten U1 und U2 gegliedert. Untereinheit MB-D4-U1 ähnelt von der Grundmasse her der Untereinheit MB-D3-U2, jedoch gleicht MB-D4-U1 aufgrund der Menge an Holzkohle- und Knochenfragmente eher der Grundzusammensetzung von MB-C4 (Abb. A5 A, B vs. A14 A, B). MB-D4-U1 beinhaltet die meisten und größten Knochen- und Holzkohlefragmente aller Dünnschliffe von *Mochena Borago*. Die Farbgebung der Knochenfragmente variiert zwischen hellbeige und rötlich-braun, die unterschiedliche Verbrennungsgrade der Knochen widerspiegeln. Die Lagerung der Fragmente in U1 ist willkürlich.

Untereinheit U2 ist homogener als U1, enthält kaum Knochen- und nur wenig Holzkohlefragmente (Abb. A5 C, D). Das Material in U2 besteht hauptsächlich aus vulkanischen Gläsern, die amorph sind. Die Begrenzung zwischen U1 und U2 ist nicht scharf, jedoch nur leicht verwaschen. Sie ist durch erhöhtes Vorkommen von organischer Substanz in U1 und höhere Homogenität in U2 gut erkennbar. Darüber hinaus befindet sich ein horizontal gelagerter Flint im Bereich dieser Begrenzung.

Dünnschliff MB-D5 repräsentiert den Übergang vom braunen (M14-V) zum hellgrauen (M14-VI) Lockersediment in M14 West bei ca. 0,3 m Tiefe u. GOK und schließt nahtlos an das Hangende des Dünnschliffes MB-D4 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch im oberen Bereich grau und im unteren Bereich braun mit Knochen- und Holzkohlefragmenten. Abbildung 42 illustriert die fotografische Aufnahme und Skizzierung des Dünnschliffes MB-D5.

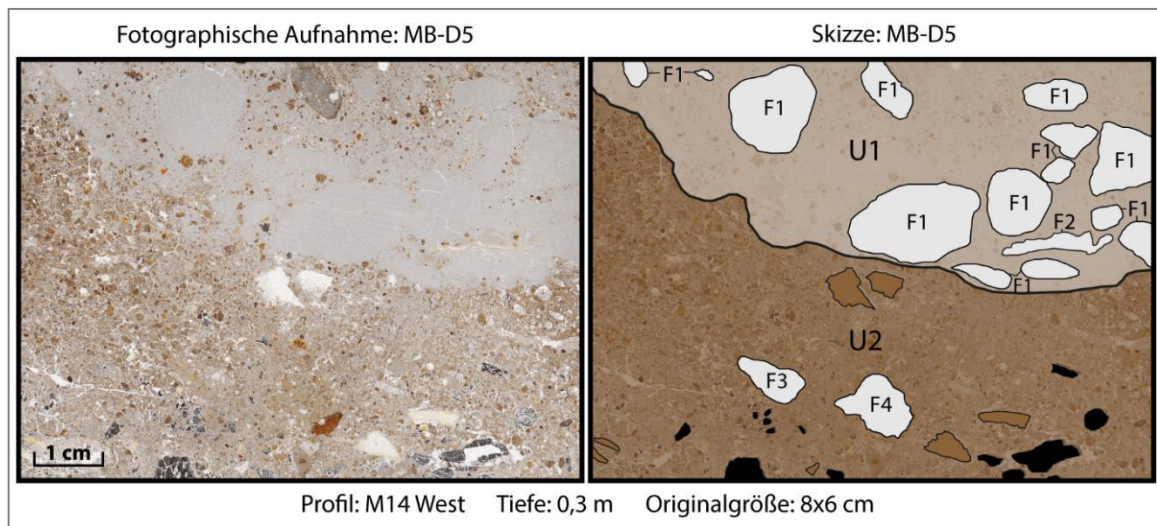


Abb. 42: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D5 aus Profil M14 West in 0,3 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergang vom braunen (M14-V) zum hellgrauen (M14-VI) Lockersediment in M14 in ca. 0,3 m Tiefe u. GOK (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-D5 wird in die Untereinheiten U1 und U2 gegliedert, da sich im unteren Bereich bei U2 das schwach sortierte, einfach porphyrische Gefüge wie in Dünnschliff MB-D4-U1 wiederfinden lässt und sich in U1 hellgraue Gesteinsfragmente befinden. Da sich MB-D5 stratigraphisch im Hangenden von MB-D4 befindet ist Untereinheit MB-D5-U2 gleichartig wie MB-D4-U1 (Abb. A17 G, H vs. A5 A, B).

Dem hingegen besteht die Grundmasse in U1 fast ausschließlich aus amorphem vulkanischen Glas mit Flecken organischen Materials (Abb. A17 A, B). In dieser Grundmasse befinden sich hellgraue Gesteinsfragmente (F1), die feinkristallin, amorph und sehr homogen sind (Abb. A17 C, D). Neben diesen befindet sich auch ein mehr verdichtetes Gesteinsfragment (F2) in diesem Bereich (Abb. A17 E, F). Die Fragmente sind allesamt gerundet und ähneln stark denen des Dünnschliffes MB-B5 (Abb. A9 C, D).

Dünnschliff MB-D6 stellt den Übergang vom hellgrauen Lockersediment (M14-VI) zu JSA in M14 bei ca. 0,2 m Tiefe u. GOK dar und schließt nahtlos im Hangenden an Dünnschliff MB-D5 an. Der Dünnschliff ist makroskopisch hell-graubraun und weist eine horizontale Lagerung von ca. 30° auf. Abbildung 43 stellt die photographische Aufnahme und Skizzierung des Dünnschliffes MB-D6 graphisch dar.

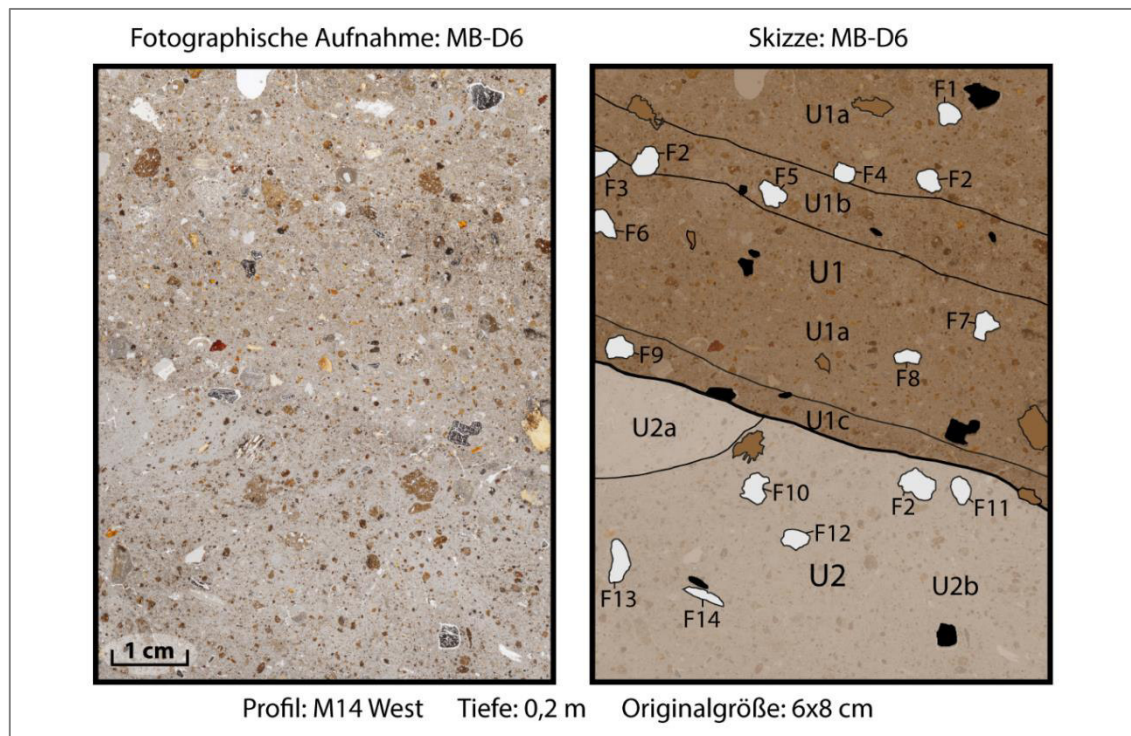


Abb. 43: Photographische Aufnahme und Skizze des Dünnschliffes MB-D6 aus Profil M14 West in 0,2 m Tiefe u. GOK. Der Dünnschliff repräsentiert den Übergang vom hellgrauen Lockersediment (M14-VI) zu den jüngsten Sedimentablagerungen (JSA) in M14 bei ca. 0,2 m Tiefe u. GOK (Eigene Darstellung).

Dünnschliff MB-D6 weist ein gut sortiertes, einfach porphyrisches Gefüge auf, mit inter-mineralischen Poren und relativ dichter Lagerung. Aufgrund von Lagerungsmerkmalen wird der Dünnschliff in die Untereinheiten U1 mit U1a, U1b, U1c und U2 mit U2a, U2b gegliedert. MB-D6 schließt nahtlos an MB-D5 an und weist somit im Bereich MB-D6-U2 die gleiche Grundzusammensetzung aus amorphen, vulkanischen Gläsern mit organischer Substanz und etwas höherer Sortierung auf als die anderen Dünnschliffe (Abb. A18 E, F). Im Bereich von MB-D6-U2a ist das hellgraue, homogene Material wie in MB-D5-U1 und MB-B5 vorhanden (Abb. A17 C, D).

Da sich im oberen Bereich des Dünnschliffes Lagerungen in einem Winkel von ca. 30° befinden, wird die Untereinheit MB-D6-U1 in U1a, U1b und U1c gegliedert. In den Bereichen von U1b und U1c sind vermehrt organische Flecken vorhanden, wodurch die Lagerung eindeutig wird (Abb. A18 C, D). In Untereinheit U1 befinden sich einige Gesteinsfragmente, die Tonanlagerungen in sich tragen (Abb. A18 A, B).

Im gesamten Dünnschliff sind Holzkohle- und Knochenfragmente vorhanden, die im Gegensatz zu MB-D4 und MB-D5 eher klein ausfallen.

5.4 Ergebnisse der Elementaranalytik mit Röntgenfluoreszenz

Die Ergebnisse der Elementaranalytik werden nach den EDRFA- und WDRFA-Messungen untergliedert. Folglich werden vorerst die EDRFA-Ergebnisse präsentiert und im Anschluss wird auf die WDRFA-Messung eingegangen.

5.4.1 EDRFA-Messungen

Zunächst werden die Ergebnisse zur energiedispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (EDRFA) präsentiert. Dabei werden die elementaren Zusammensetzungen des Materials in den Dünnschliffen anteilig anhand von Tortendiagrammen beschrieben, um die Unterschiede in der Zusammensetzung visuell hervorzuheben. Die Werte der Messergebnisse werden dem Anhang beigelegt (Abb. A10).

In den Tortendiagrammen werden die Elemente Silicium (Si), Aluminium (Al), Kalium (K), Calcium (Ca), Titan (Ti), Eisen (Fe) und Phosphat (P) dargestellt. Fehlerhafte Messungen, sowie für diese Untersuchungen irrelevante Elemente werden nicht berücksichtigt und werden im ‚Rest‘ zusammengefasst. Die Werte der ‚Bal‘ beinhalten die nicht messbaren Elemente bis einschließlich der Ordnungszahl 10. Zunächst erfolgt die Erläuterung der Referenzmessungen für das Harz und das Glas der Dünnschliffträger (Abb. 44).

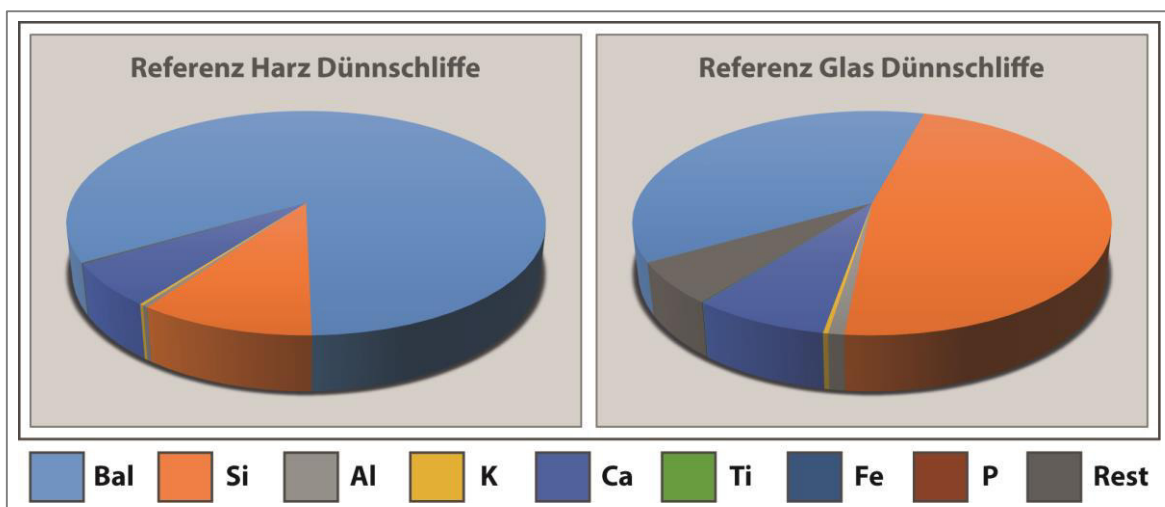


Abb. 44: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für das Harz (links) und Glas (rechts) der Dünnschliffträger als Referenzmessungen. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte (Bal) und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte (Rest) der Messung (Eigene Darstellung).

Die Referenzmessungen der Dünnschliffträger weisen für das Harz über 80% an nicht messbaren Elementen (Bal) auf. Die weiteren Bestandteile bestehen größtenteils aus Si (10%) und Ca (6%). Das Glas der Dünnschliffe weist einen Anteil an Si von fast 50% auf, sowie Anteile der Bal von fast 40%. Weitere Bestandteile des Glases bilden Ca (8%) und der Rest (6%).

Als nächstes werden die Ergebnisse der Messungen für das Material in den Dünnschliffen vorgestellt. Dabei werden die Tortendiagramme für die Messungen der jeweiligen Untereinheiten in den Dünnschliffen graphisch dargestellt.

Abbildung 45 zeigt die Ergebnisse für die anteiligen Elementarzusammensetzungen der Dünnschliffe MB-A1-2 für die Untereinheiten MB-A1-U1/3 und MB-A2-U1/2.

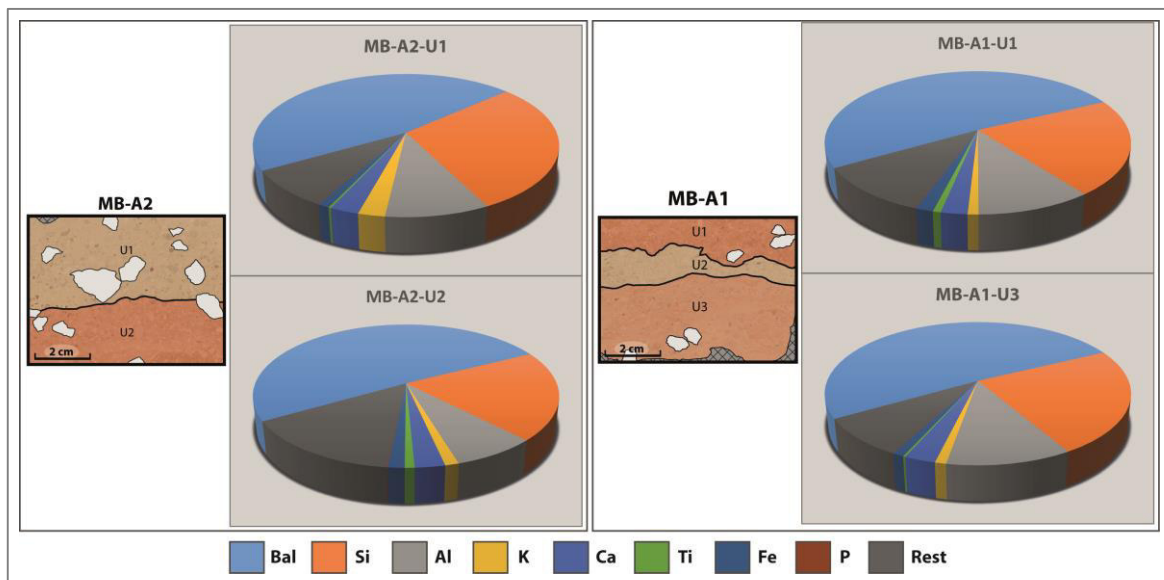


Abb. 45: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-A1 (rechts) und MB-A2 (links). Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-A1-U1/3 und MB-A2-U1/2 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte (Bal) und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte (Rest) der Messung (Eigene Darstellung).

Bei allen vier Tortendiagrammen für die EDRFA-Messungen von MB-A1-2 ist der größte Anteil der Elementarzusammensetzung der Bal mit 50-60% zuzuordnen (Abb. 45). Der zweitgrößte Anteil liegt ebenfalls bei allen vier Messungen in Si (24-32%) und der drittgrößte Anteil in Al (9-12%). Der Al-Anteil macht bei MB-A1-U1/3 und MB-A2-U1 den zweitgrößten aus, bei MB-A2-U2 jedoch nur den drittgrößten Anteil. In MB-A2-U2 besteht der zweitgrößte Anteil im Rest (18%). Diese restlichen Bestandteile der Elemente machen in den Messungen MB-A1-U1/3 und MB-A2-U1 geringere 9-12% aus.

Die restlichen Anteile der Tortendiagramme für die Messungen der Dünnschliffe MB-A1-2 von ca. 10% bestehen aus K (1-3%), Ca (3%), Ti (<1-1%), Fe (1-2%) und P (<1-1%).

Nachfolgend werden die Ergebnisse der Messungen für die Dünnschliffe MB-B1-3 dargestellt. Dabei werden die Dünnschliff-Skizzen mit den Tortendiagrammen getreu nach der Lokalität der Proben in Profil TU2 Ost von oben (MB-B3) nach unten (MB-B1) dargestellt (Abb. 46).

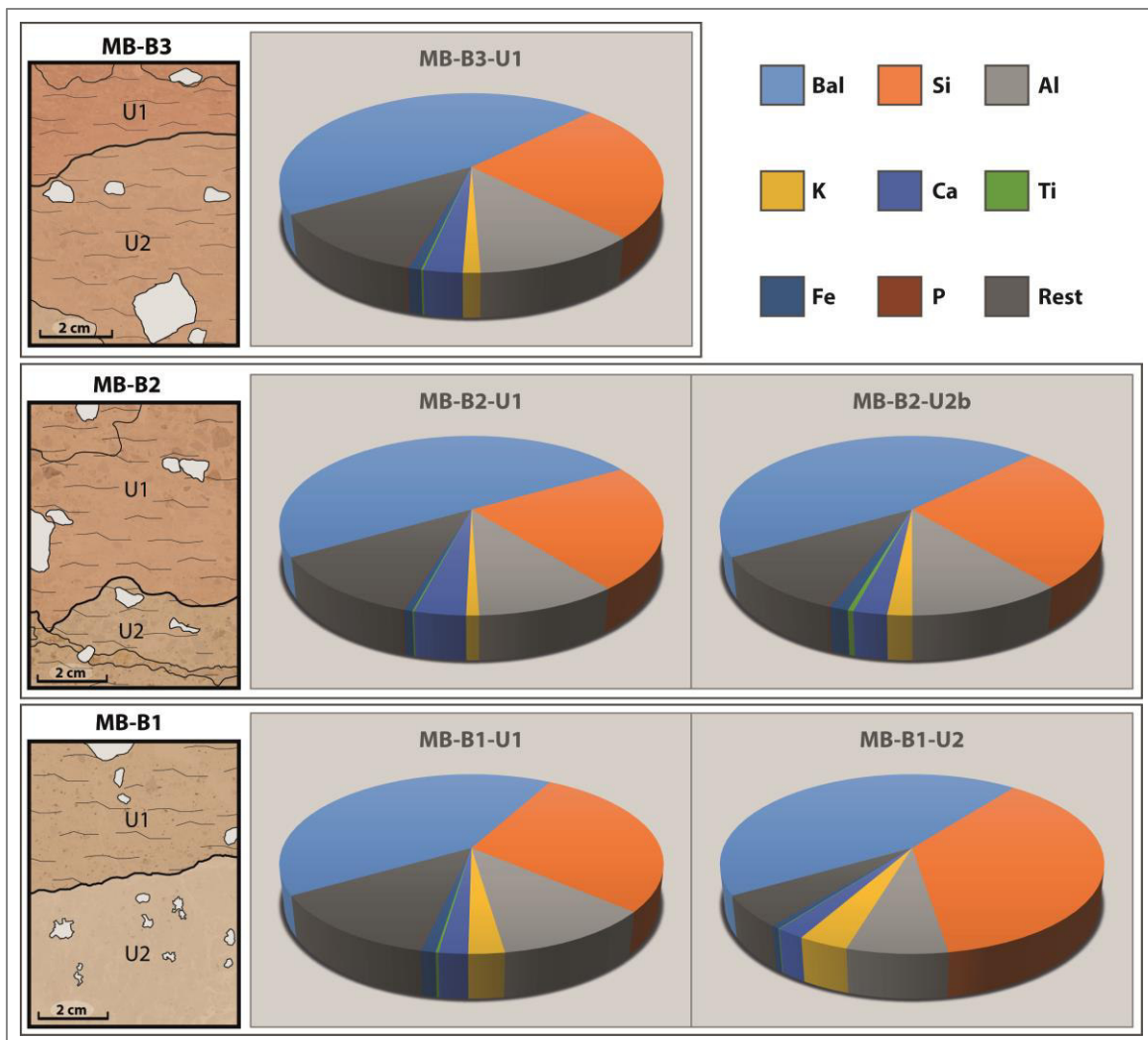


Abb. 46: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-B1 (oben), MB-B2 (mittig) und MB-B3 (unten). Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-B1-U1/2, MB-B2-U1/2b und MB-B3-U1 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte (Bal) und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte (Rest) der Messung (Eigene Darstellung).

In allen fünf Tortendiagrammen für die EDRFA an den Dünnschliffen MB-B1-3 liegt der größte Anteil, wie bei MB-A1-2, in der Bal mit 50-60%. MB-B1-U2 unterscheidet sich von den anderen Elementarzusammensetzungen durch höhere Anteile an Si und geringere Anteile an Al und R. Der zweigrößte Anteil liegt in fast allen Messungen erneut in Si (25-32%), mit Ausnahme von MB-B1-U2 (40% Si). Bei dieser Messung ist der Bestand an Al mit 8% geringer als in den anderen Tortendiagrammen, in denen Al bei 12-13% liegt. Auch der Anteil am Rest ist in MB-B1-U2 mit 6% geringer als in den anderen Messungen mit 12-15%.

Die Elemente K (1-4%), Ca (2-4%), Ti (<1-5%), Fe (<1-2%) und P (<1-1%) machen die restlichen ca. 5-10% der Zusammensetzung in den Dünnschliffen MB-B1-3 aus. Dabei ist der höchste Anteil an K (4%) in MB-B1-U2 und der höchste Anteil an Ca (4%) in MB-B2-U1 zu verzeichnen. Die Tortendiagramme für MB-B1-U1, MB-B2-U1/2b und MB-B3-U1 ähneln sich weitestgehend, wohingegen sich MB-B1-U2 stark von diesen unterscheidet.

In Abb. 47 werden die Ergebnisse für die EDRFA-Messungen der Dünnschliffe MB-B4-5 vorgestellt. Dabei werden die Tortendiagramme für die Untereinheiten MB-B4-U1/2a/2b und MB-B5 graphisch dargestellt.

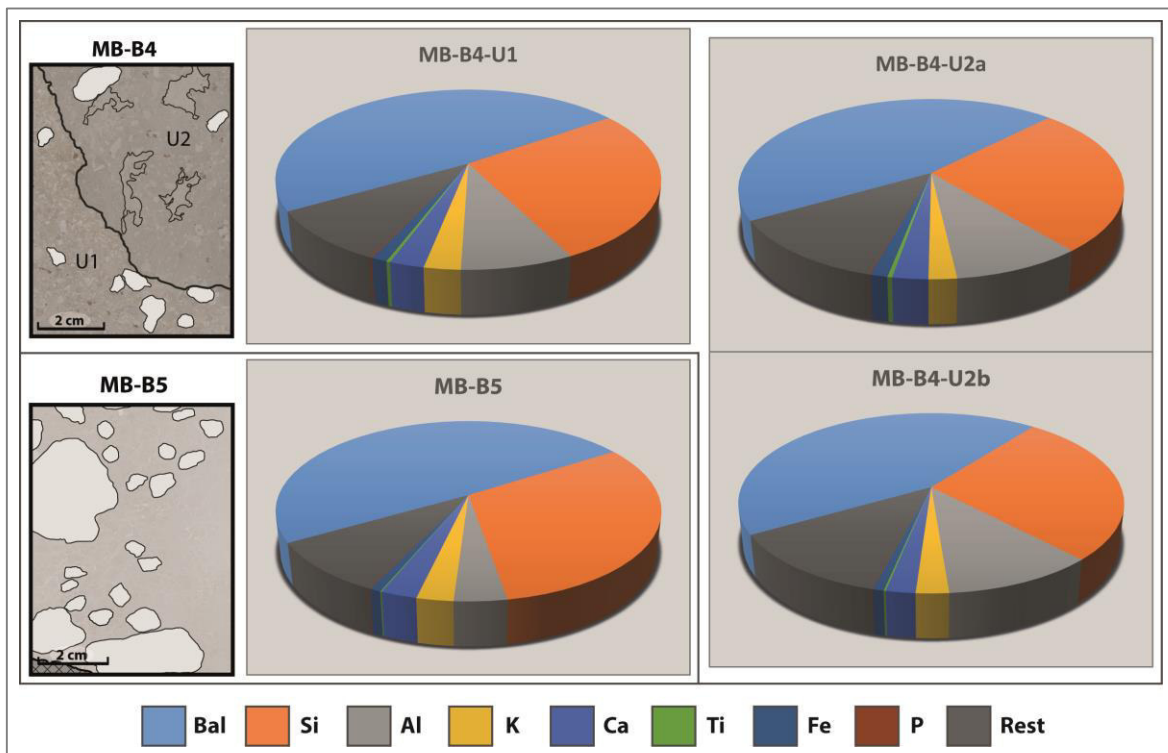


Abb. 47: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für die Dünnschliffe MB-B4 (oben) und MB-B5 (unten). Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-B4-U1/2a/2b und der Grundmasse von MB-B5 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte (Bal) und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte (Rest) der Messung (Eigene Darstellung).

Die anteilige Zusammensetzung der EDRFA-Messungen für den Dünnschliff MB-B4 ähnelt sich stark. Die Tortendiagramme der Untereinheiten MB-B4-U1/2a/2b weisen wieder einmal die höchsten Anteile in der Bal (50-54%) auf, sowie die zweithöchsten Anteile in Si (30-31%). Darauf folgen Bestandteile des Restes (11-14%) und Al (9-12%). Die restlichen Anteile der Tortendiagramme von ca. 10-15% bestehen aus K (2-3%), Ca (2-3%), Ti (1-4%), Fe (<1-1%) und P (<1-2%).

Die Elementarzusammensetzung von MB-B5 unterscheidet sich von MB-B4 durch geringere höhere Anteile an Bal (54%) und Si (35%), sowie v.a. geringere Anteile an Al (4%). Alle weiteren Anteile ähneln denen von MB-B4.

Zuletzt werden die Tortendiagramme für MB-C1-U1/2 in Abb. 48 dargestellt.

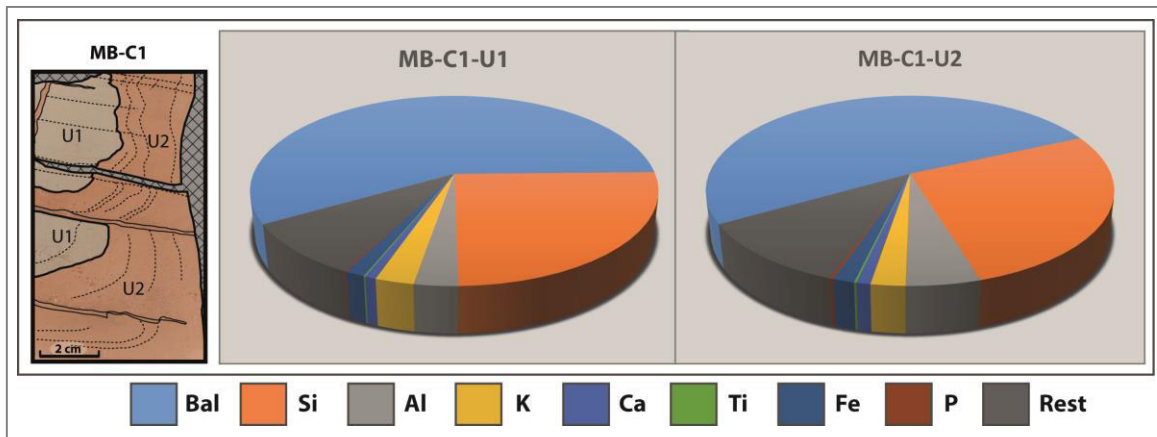


Abb. 48: Tortendiagramme für die Ergebnisse der EDRFA für den Dünnsschliff MB-C1. Es werden die Elemente Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P anteilig für die Elementarzusammensetzung der Untereinheiten MB-C1-U1/2 angegeben, sowie der Anteil nicht messbarer Werte (Bal) und irrelevanter bzw. fehlerhafter Werte (Rest) der Messung (Eigene Darstellung).

Die Tortendiagramme für MB-C1 unterscheiden sich in Untereinheit U1 und U2 durch höhere Bal in U1 (64% vs. 57%) sowie einen geringeren Anteil an Al in U1 (3% vs. 6%) und höhere Restbestandteile in U2 als in U1 (13 vs. 10%). Die Elemente K (2-3%), Ca (<1-1%), Ti (1-2%), Fe (1-2%) und P (1-2%) machen die restlichen ca. 5-10% der Zusammensetzung in Dünnsschliff MB-C1 aus.

5.3.2 WDRFA-Messungen

Mit Hilfe des stationären Röntgenfluoreszenzgerätes wird die elementare Zusammensetzung des Blockes MB-C1-M-E1 der Länge nach mit den Messungen RFA#1 und RFA#2 bestimmt. In Abb. 49 wird die Skizze des Blockes und der Bereich der linienhaften Messungen graphisch dargestellt.

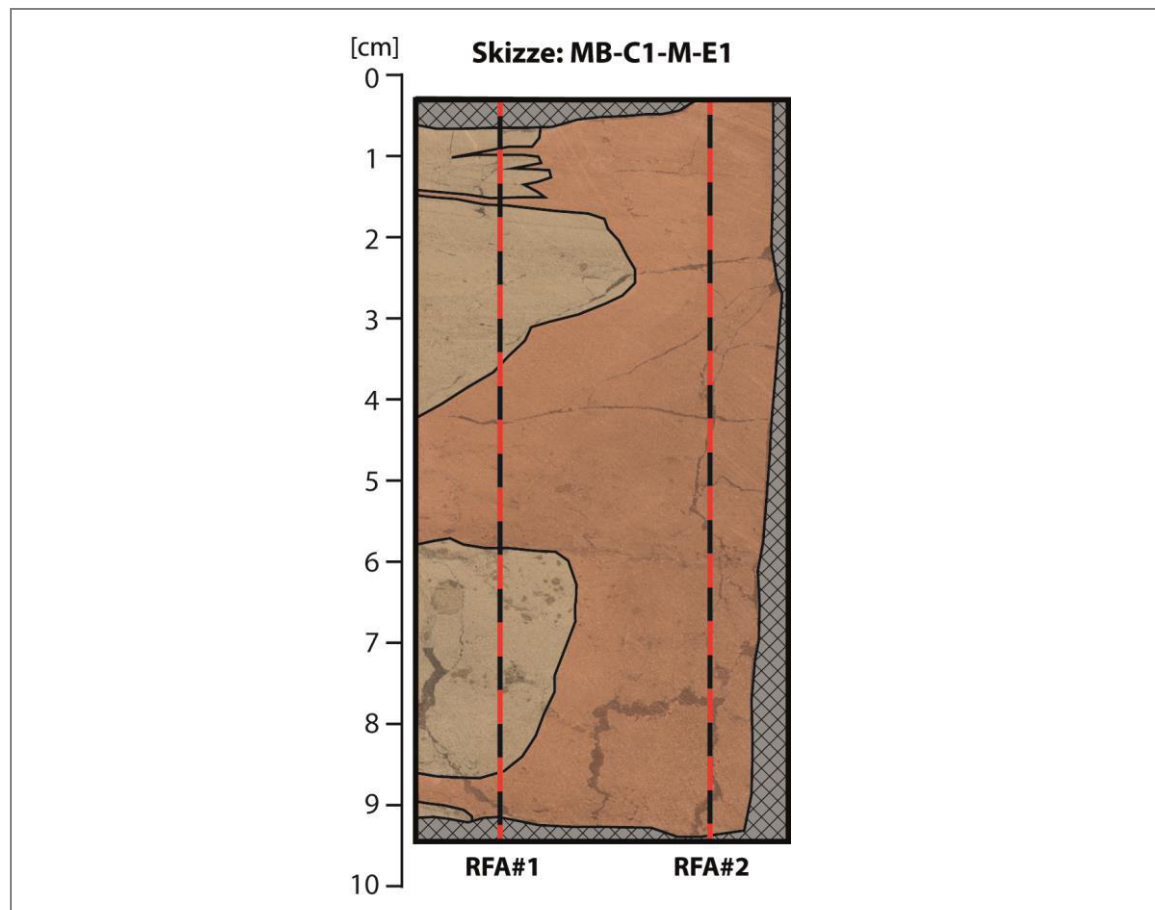


Abb. 49: Skizze des Blockes E1 des Sedimentpaketes MB-C1-M mit der Position der linienhaften WDRFA-Messungen RFA#1 (linke Seite) und RFA#2 (rechte Seite). Die Messungen umfassen den Randbereich der stratigraphischen Einheit YBT aus Grabungsquadrat BXA (Eigene Darstellung).

Der Sedimentblock MB-C1-M-E1 umfasst den Randbereich der stratigraphischen Einheit YBT aus der Hauptgrabung BXA. Die linienhafte Messung RFA#1 verläuft entlang des Bereiches mit Farbwechseln, während RFA#2 entlang des einheitlich rötlich-braun gefärbten Bereiches verläuft. Die Ergebnisse der Messungen werden anhand von Variationen der Kurvenverläufe für die jeweiligen Anteile der Elemente beschrieben. Um die anteilige Zusammensetzung besser einschätzen zu können, wird vorerst ein Tortendiagramm mit den gemittelten Werten zu den Messungen RFA#1 und RFA#2 vorgestellt (Abb. 50).

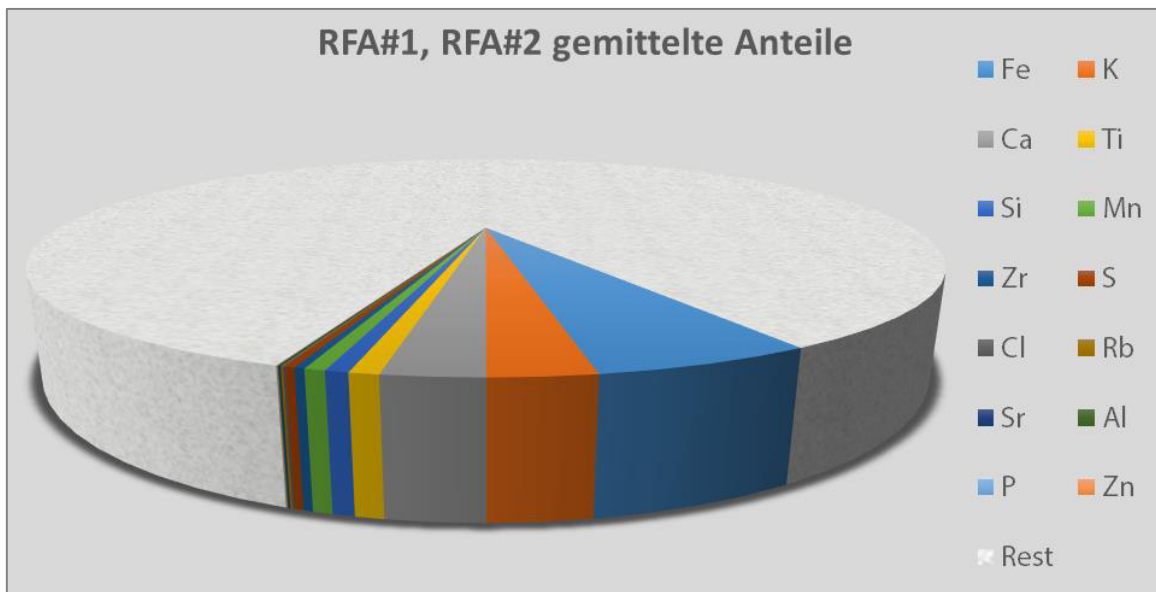


Abb. 50: Tortendiagramm für die gemittelten Anteile der WDRFA-Messungen RFA#1 und RFA#2. Den größten Anteil der betrachteten Messergebnisse außerhalb des Restes nehmen Fe, K, Ca, Ti, Si, Mn, Zr, S, Cl, Rb, Sr, Al, P und Zn mit abnehmenden Anteilen ein (Eigene Darstellung).

Die Elemente Fe, K, Ca, Ti, Si, Mn, Zr, S, Cl, Rb, Sr, Al, P und Zn sind einzeln erfasst und alle anderen gemessenen Elemente werden im Rest zusammengefasst. Die einzeln erfassten Elemente werden im Folgenden in Kurvendiagrammen näher aufgelöst. Den größten einzeln erfassten Bestandteil macht Fe aus, der kleinste Zn.

Abbildung 51 stellt die Ergebnisse der Messungen RFA#1 und RFA#2 graphisch dar. Dabei werden die anteiligen Zusammensetzungen in *parts per million* [ppm] für die Elemente Fe, Ti, Al, Si, K, Ca und S als Kurvenverläufe dargestellt. Die Ergebnisse der Messungen für die Elemente P, Mn, Cl, Rb, Sr, Zn und Zr werden dem Anhang beigelegt (Abb. A19).

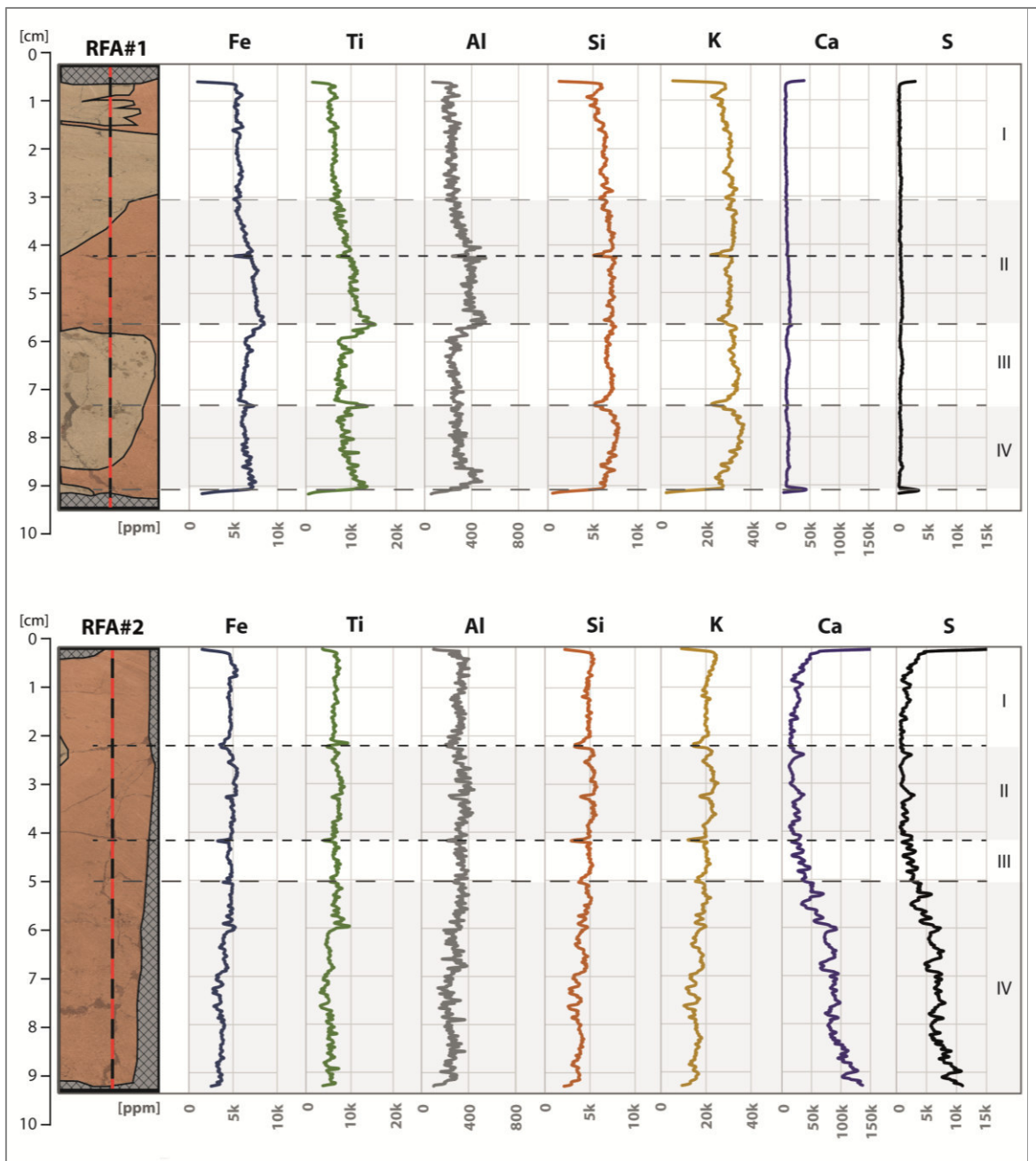


Abb. 51: Graphische Darstellung der Ergebnisse für die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzmessung (WDRFA) des Blockes MB-C1-M-E1 mit den Kurvenverläufen der elementaren Zusammensetzung für die Messungen RFA#1 (oben) und RFA#2 (unten) (Eigene Darstellung).

Bei den Kurvenverläufen für die RFA-Messungen gibt es Ähnlichkeiten zwischen denen von Fe, Ti und Al, sowie von Si und K, als auch von Ca und S (Abb. 51). Der Messbereich von RFA#1 von ca. 0,6-9,2 cm kann aufgrund von gemeinsamen Tendenzen der Kurvenverläufe in die Abschnitte RFA#1-I (0,6-3,1 cm), RFA#1-II (3,1-5,7 cm), RFA#1-III (5,7-7,3 cm) und RFA#1-IV (7,3-9,2 cm) gegliedert werden. Die Untergliederung von RFA#2 im Messbereich von 0,3-9,2 cm erfolgt ebenfalls in vier Abschnitte, und zwar in RFA#2-I (0,3-2,2 cm), RFA#2-II (2,2-4,1 cm), RFA#2-III (4,1-5,0 cm) und RFA#2-IV (5,0-9,2 cm).

In Abschnitt RFA#1-I zeigen die Kurvenverläufe von Fe, Ti, Al, Si und K einen weitestgehend stagnierenden Verlauf mit geringen Schwankungen. In Abschnitt RFA#1-II kulminieren die Werte von Fe, Ti und Al zu höheren Anteilen, die im untersten Bereich von

RFA#1-II ein Maximum erreichen. In diesem Abschnitt ändert sich die Farbe des Sediments von grau zu rötlich-braun. In RFA#1-III fallen die Kurven von Fe, Ti und Al wieder auf die Anfangswerte in RFA#1-II zurück, wobei der Wendepunkt im Übergangsbereich von RFA#1-II zu RFA#1-III liegt. Die Kurve von Ti erreicht bei 7,3 cm erneut ein Maximum, diese von Fe weist dort ebenfalls einen Peak auf. In Abschnitt RFA#1-IV steigen die Kurven von Fe, Ti und Al erneut an.

Die Kurvenverläufe von Si und K in RFA#1 sind relativ stagnierend, nur in den Bereichen bei 4,3 cm und 7,4 cm weisen sie ein Minimum auf. In Abschnitt RFA#1-IV ist dort, wo Fe, Ti und Al steigende Kurven nachweisen, ein gegenteiliger Verlauf bei Si und K zu abnehmenden Kurven zu verzeichnen.

Die Wertekurven von Ca und S sind stark stagnierend, wobei sie in Abschnitt RFA#1-IV bei 9,1 cm ein Maximum aufweisen. Außerdem ist zu beachten, dass die Kurven von Ca und S beim Messbeginn in Abschnitt RFA#1-I nicht mit ansteigenden, sondern mit absteigenden Werten verlaufen.

Die Kurvenverläufe der Messung RFA#2 für die Elemente Fe, Ti, Al, Si und K sind, im Vergleich zu RFA#1, relativ stagnierend. In manchen Bereichen, wie bei 2,3 cm, 3,3 cm und 4,2 cm, weisen die Kurven Minima auf. In Abschnitt RFA#2-IV nehmen die Werte für Fe, Ti, Al, Si und K ab.

Die Kurvenverläufe für Ca und S in RFA#2 unterscheiden sich deutlich von denen für RFA#1. Die Werte nehmen von Messbeginn bis zum untersten Bereich von Abschnitt RFA#2-I ab, stagnieren in Abschnitt RFA#2-II, nehmen in RFA#2-III zu und kulminieren in RFA#2-IV. Die Kurven erreichen am Ende von RFA#2-IV ihr Maximum.

6 Diskussion

In diesem Kapitel werden die Entstehung des Abris *Mochena Borago* und die Sedimentationsbedingungen innerhalb des Abris diskutiert. Dabei wird vorerst die Entstehungsgeschichte des Abris v.a. auf der Basis der geomorphologischen Vorbetrachtung und Inspiration während Feldarbeiten von Dr. O. BÖDEKER beschrieben, die mit Literaturlauswertungen gestützt wird. Anhand der Einzugsgebietsanalyse wird die potentielle Herkunft der Sedimente im Abri erörtert. Darauf folgt die Erörterung der Ablagerungsbedingungen der Sedimente auf der Mikroebene anhand der mikromorphologischen und elementaranalytischen Ergebnisse. Schlussendlich soll die Stratigraphie der Sedimente in den Testgrabungen makroskopisch betrachtet und der stratigraphische Kontext zwischen den Grabungsquadraten hergestellt werden. Dafür werden Transekte zwischen den Grabungsquadraten rekonstruiert. Mit diesen Ergebnissen soll die Morphodynamik des Abris anhand einer relativen Zeitskala ergründet werden, um die Faktoren zur Besiedlung des Abris und präziser die Besiedlungsräume des Menschen innerhalb des Abris definieren zu können. Die großräumige Entschlüsselung der Morphodynamik erfolgte erheblich während der geomorphologischen Betrachtung der Sedimente und Erosionsmerkmale im Abri während der Felddaufenthalte und Diskussionen mit Dr. O. BÖDEKER.

6.1 Kritische Betrachtung der Methodik

Die multiskalige Anwendung der Methoden und das breite Methodenspektrum mit ArcGIS, Mikromorphologie und Elementaranalytik sollen einen detaillierten Einblick in die Sedimentationsgeschichte des Abris *Mochena Borago* geben. Jedoch ist jede dieser Methoden kritisch zu betrachten und die Reliabilität der Ergebnisse muss geprüft werden.

Die Einzugsgebietsanalyse mit ArcHydro wurde anhand eines DGM durchgeführt, das aus frei zugänglichen ASTER-Daten mit einer Auflösung von 30 m erzeugt wurde. Für die Berechnung des längsten Transportweges ab *Mochena Borago* sind diese Daten ausreichend, da hier der Abtransport der Quellwässer aus dem Abri mit der Mündung in den Omo ergründet werden. Das weitaus wichtigere Ergebnis ist jedoch die Einzugsgebietsanalyse für den Abri selbst, da damit die Sedimentherkunft der stratigraphischen Einheiten in der Höhle selbst definiert werden soll. Die Auflösung der ASTER-Daten in einer Einzugsgebietsgröße von 0,7 km², bei einer Länge von 2,4 km sind als ungenau zu bewerten. Massenbewegungen, die zum Eintrag von Regolithmassen in den Abri geführt haben können, sollten genauer definiert werden. Da sich die Hangmorphologie des Mt. Damota in den letzten 100 ka vermutlich stark verändert hat, bzw. dies nicht exakt zu rekonstruieren ist, erscheint die Einzugsgebietsanalyse ausbaufähig.

Darüber hinaus besteht die Frage, ob auch Grundwasserleiter eine Rolle für die Abri-Genese oder Sedimentation gespielt haben. Nach WHITE (2012) wird der Ort, an dem ein Grundwasserleiter an die Oberfläche tritt, als ‚Quelle‘ bezeichnet. An einer südöstlichen Flanke des Mt. Damota befindet sich ein weiterer Abri (*Esay Cave*), der kleiner (30x20x20 m) und vermutlich jünger ist, und in dem solch eine Quelle aus dem Berginneren entspringt. Es ist möglich, dass sich in *Mochena Borago* ebenfalls zu früheren Zeiten eine Quelle aus Grundwasserleitern befunden hat, die aus dem Inneren des Berges entsprang.

Durch tektonische Prozesse, die die innere Morphologie des Berges verändert haben könnten, wäre dieser Wasserlauf gestört worden und rezent nicht mehr zu sehen.

Bei der hydrologischen Analyse werden keine unterirdischen Wasserflüsse erfasst, was in Bezug auf den Mt. Damota eine Informationslücke bezüglich der Abri-Genese darstellt. Der Abri selbst kann aufgrund der geringen Auflösung der ASTER-Daten in dem DGM nicht sichtbar gemacht werden, was ebenfalls eine Informationslücke darstellt. Genauere Details zum Aussehen der kleinräumigen lokalen Hangbeschaffenheit wären hilfreich. Jedoch ist hier auch wieder zu bemerken, dass sich v.a. die lokale Hangmorphologie beim Abri in den letzten 100 ka sehr stark verändert haben kann.

Die Dünnschliffe repräsentieren die stratigraphischen Einheiten, jedoch wurden die meisten der Dünnschliffe nur ein Mal pro Einheit entnommen und spiegeln somit nicht das gesamte Spektrum der Sedimente wieder. In einigen Dünnschliffen sind vermutlich weniger Artefakte, Knochen- und Holzkohlefragmente enthalten, als es im gesamten Sediment der Fall ist. Diesbezüglich müssen Informationen aus BRANDT et al. (2012) und Feldaufenthalten hinzugezogen werden, um fehlerhafte Aussagen zu vermeiden. Da es sich nur um fünf bestehende Testgrabungen handelt, besteht die Möglichkeit, dass ganze stratigraphische Einheiten noch nicht entdeckt wurden. Auch dies muss bei der synoptischen Betrachtung der Grabungsquadrate berücksichtigt werden, wobei dadurch vermutlich keine exakten Aussagen über die Untergrundbeschaffenheit des Abris getroffen werden können.

Auch STOOPS (2003) konstatiert „the absence of evidence is no evidence of absence“ – das Fehlen eines Beweises ist kein Beweis für das Fehlen. Manche Komponenten sind in Dünnschliffen nicht sichtbar, die in Sedimenten aber durchaus enthalten sein können. Darüber hinaus muss beachtet werden, dass nicht alle Gesteinskörner etc. entlang ihres größten Durchmessers geschnitten werden und somit auch um einiges größere Fragmente im Sediment enthalten sein können (STOOPS 2003).

Die EDRFA-Messungen an Dünnschliffen stellt eine neue Methode dar, daher sollte die Reliabilität der Ergebnisse geprüft werden. Die Referenzmessungen für das Glas und das Harz der Dünnschliffe anhand der EDRFA zeigen anteilig größtenteils leichte Elemente, Si und Ca (Abb. 44). Die Sedimente werden in Polyesterharz eingebettet, das hauptsächlich aus Kohlenwasserstoffverbindungen besteht (BECKMANN 1997). Da die größten Anteile der elementaren Zusammensetzung in der Bal zu finden sind, kann dies vorwiegend auf die Kunststoffe des Polyesterharzes und des Glases zurückgeführt werden. Die anteilig hohen Werte an Si sind auf die Zusammensetzung des Glases (SiO_2) zurückzuführen.

Da der Block MB-C1-M-E1 mit dem WDRFA gemessen wurde und Dünnschliff MB-C1 das gleiche Material enthält, besteht die Möglichkeit, die Messungen der EDRFA mit denen der WDRFA zu vergleichen. Aus den Werten der EDRFA des Dünnschliffes MB-C1 und der WDRFA für den Block MB-C1-M-E1 wird zum Vergleich der elementaren Zusammensetzung für YBT eine Vergleichstabelle angelegt. Tabelle 1 stellt die Gegenüberstellung der Werte, sowie die Berechnung der Differenz der Ergebnisse dar.

Tab. 1: Gegenüberstellung der Werte für die elementaren Zusammensetzungen von MB-C1 und MB-C1-M-E1 nach der energiedispersiven (EDRFA) und wellenlängendispersiven Röntgenfluoreszenzanalyse (WDRFA). Die Werte für die EDRFA sind punktuell wiedergegeben, diese für die WDRFA sind gemittelt aus den linienhaften Messungen. Darüber hinaus wird die Differenz der Werte von EDRFA und WDRFA berechnet. Die Bal und der Rest werden in der WDRFA nicht erfasst (Eigene Darstellung).

Probe	Bal [ppm]	Si [ppm]	Al [ppm]	K [ppm]	Ca [ppm]	Ti [ppm]	Fe [ppm]	P [ppm]	Rest [ppm]
EDRFA									
MB-C1-U1	637.023	275.166	32.219	28.428	8.250	1.265	14.670	1.369	99.657
MB-C1-U2	573.313	302.191	55.629	25.656	10.537	1.700	15.947	2.531	125.962
WDRFA (Mittelwerte)									
MB-C1-M-E1-U1	-	6.430	269	30.479	11.251	7.994	62.414	199	-
MB-C1-M-E1-U2	-	5.609	314	24.838	32.459	7.351	53.488	276	-
Differenz ([n] EDRFA – [n] WDRFA)									
MB-C1/M-E1-U1	-	268.736	31.950	-2.051	-3.001	-6.729	-47.744	1.170	-
MB-C1/M-E1-U2	-	296.582	55.315	818	-21.922	-5.651	-37.541	2.255	-

Anhand Tab. 1 sind die unterschiedlichen Anteile für die Messungen der EDRFA und WDRFA zu sehen, die große Differenzen der EDRFA und WDRFA aufweisen. Da die Messungen der EDRFA in einem konsistenten Messprogramm durchgeführt wurden, ist eine qualitative Vergleichbarkeit dieser Ergebnisse möglich.

Die Inkonsistenz der WDRFA- und EDRFA-Ergebnisse wird beim Vergleich der Anteile für die Elemente in Tab. 1 deutlich, wobei auffällt, dass die abnehmende Reihenfolge bei der EDRFA (Si-Al-K-Fe-Ca-P-Ti) deutlich anders ist als die der WDRFA (Fe-K-Ca-Ti-Si-Al-P). Dies ist v.a. auf das Glas der Dünnschliffträger zurückzuführen, des Weiteren aber auch auf eine punktuelle anstelle einer flächenhaften Messung.

Die RFA-Ergebnisse sollen also als Grundeinschätzung und der Vergleichbarkeit dienen, dürfen allerdings nicht als quantitativ exakte Werte eingeschätzt werden.

6.2 Entstehungsgeschichte des Abri *Mochena Borago* am Mount Damota

Im Folgenden soll die Entstehungsgeschichte des Abri *Mochena Borago* näher entschlüsselt werden. Höhlen können in vielen unterschiedlichen Arten von Gesteinen durch viele verschiedene geologische und chemische Prozesse entstehen (WHITE & CULVER 2012). Höhlen in vulkanischen Gesteinen lassen sich in primäre und sekundäre Höhlen unterscheiden. Primäre Höhlen stellen Nischen dar, die bereits während der Ablagerung vulkanischer Gesteine durch Hohlräume entstanden sind. Sekundäre Höhlen hingegen bilden sich durch Verwitterungsprozesse in den vorerst kompakten Gesteinen (KEMPE 2012; SIMON 2012).

Beim Abri *Mochena Borago* handelt es sich nach KEMPE (2012) um eine Sekundärhöhle, d.h. sie wurde erst lange nach Ablagerung des vulkanischen Materials durch Verwitterungsprozesse freigelegt. Wichtig ist, dass der Abri keine geschlossene, dunkle Höhle darstellt, sondern eine Halbhöhle mit einer großen Spannweite des Höhlenmundes. Den wichtigsten

Faktor zur Ausbildung einer solchen Halbhöhle stellen fluviale Prozesse dar. Der Strato-vulkan Damota entstand nach WOLDEGABRIEL et al. (1990) vor ca. 2,94 Ma als ein trachytisches Zentrum, welches am westlichen Saum des SMER, südlich des Wagebeta-Komplexes und nördlich der Chenchä-Steilstufe lokalisiert ist. Typisch für die aktive Grabenbruchzone förderte der Vulkan basaltische und ignimbritische Extrusivgesteine im Wechsel. Der Abri gehört damit zu den Höhlen, die durch laterale Erosion an Flusstälern entlang einer Serie von gestapelten Lavaströmen entstehen. Dabei löst perkolierendes Wasser Bruchstücke aus den Gesteinsverbänden des Ignimbrits und führt so zur Ausbildung des Abris (KEMPE 2012; SIMON 2012). Wie bereits in Kap. 2.2 erwähnt, waren die klimatischen Bedingungen in Äthiopien v.a. vor 45-35 ka humider als zu rezenter Zeit, was einen positiven Faktor zur Ausbildung des Abris darstellt.

Nach FARRAND (2001) muss beachtet werden, dass Höhlen mit der Zeit größer und tiefer werden und, dass auch der Felsüberhang den Schutz vor Niederschlagswassereinfluss vergrößert. Zeitweise wird die Unterhöhlung unterhalb des Felsüberhanges so groß, dass Bereiche der Höhlendecke instabil werden und kollabieren. Dadurch wird der Felsüberhang kleiner und das Höhleninnere größer. Abbildung 52 dient als Beispiel für die Genese eines Abris und Änderungen der Größenordnung mit der Zeit, anhand des Abris *Pataud* (Frankreich).

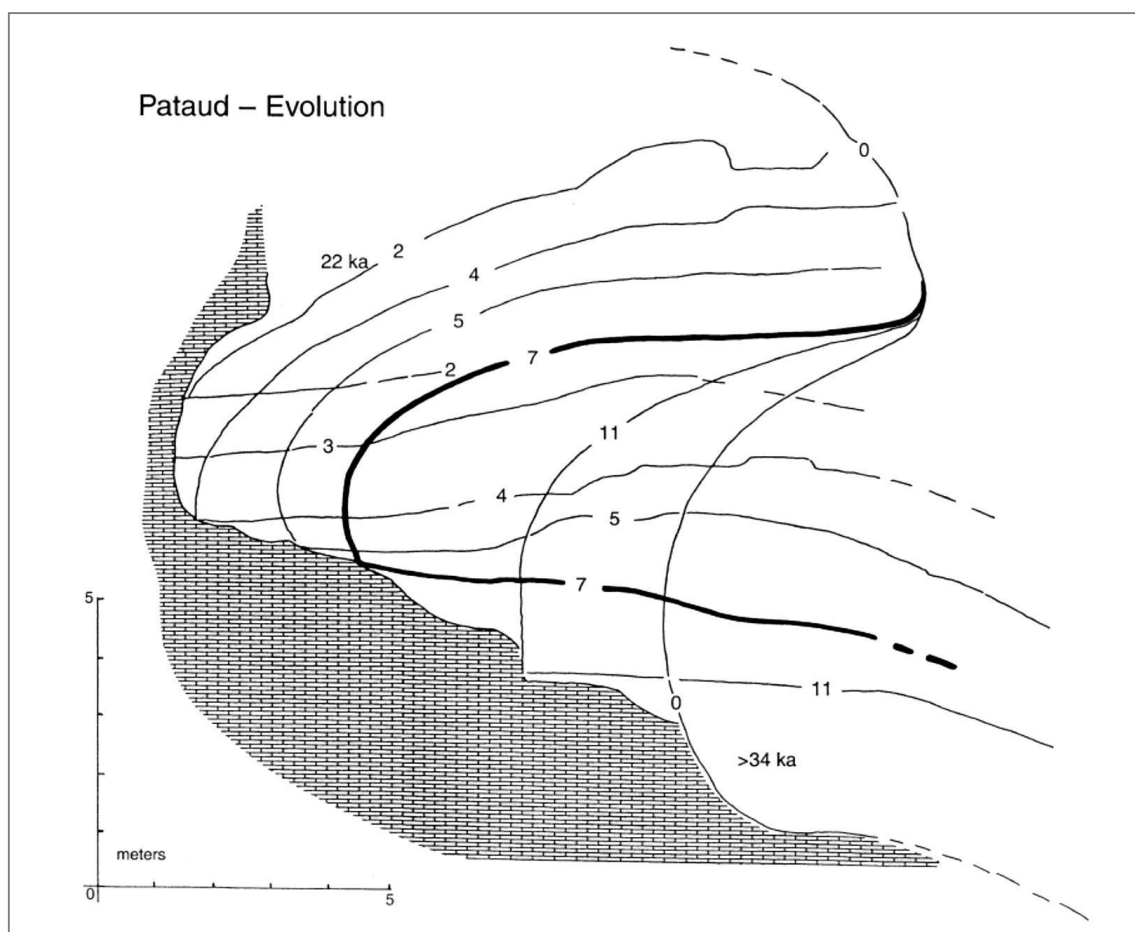


Abb. 52: Schematische rekonstruierte Entwicklung des sagittalen Profils des Abris *Pataud* (Frankreich) nach FARRAND (2001). Dabei stellen die Profillinien die Entwicklungsstadien des Abris von alt (11) nach jung (2) dar. Durch mehrfache Stadien von Kollapsen des Deckenmaterials hat sich die Basis der Höhle ü.M. stetig erhöht (FARRAND 2001).

Anhand Abb. 52 lassen sich die Entwicklungsstadien eines Abris mit der Zeit nachvollziehen. Die Entstehung einer Höhle hängt nach SPRINGER (2012) von den Witterungseinflüssen ab, die je nach Standort unterschiedlich sind. Beispielsweise besteht ein deutlicher Unterschied zwischen Höhlenausbildungen in Sandsteinen an Küstenformationen durch salzhaltiges Meerwasser und äolisch oder tektonisch gesteuerte Höhlengenesen an Kalksteinformationen. Das Initialstadium (0) zur Abri-Genese erfordert Verwitterungs- und Rückverwitterungsprozesse, wobei es sich im Falle von *Mochena Borago* aufgrund seiner Lokation an einem Flusstal um die Höhlenausbildung unter humiden Klimabedingungen durch perkolierendes Wasser handelt (BÖDEKER pers. Mitt.; SIMON 2012). Da der Mt. Damota als Barriere für wassergesättigte Luftmassen wirkt, stellt er einen niederschlagsreichen Ort dar, an dem starke Verwitterungsprozesse stattgefunden haben. Der Abfluss des Niederschlags an den Flanken führte zur Ausprägung des Abris durch hohe Verwitterung.

Anhand dieser Informationen und Beobachtungen während der Feldarbeiten wird die Genese des Abris *Mochena Borago* rekonstruiert. Abbildung 53 (S. 86) stellt das sagittale Profil der Westflanke des Berges Mt. Damota vom Initialstadium der gestapelten vulkanischen Gesteine bis zur Sedimentation im Abri in sechs Teilschritten schematisch dar.

Der inaktive Stratovulkan Mt. Damota weist eine Schichtung aus basaltischen und ignimbritischen Gesteinen auf (BRANDT et al. 2012; WOLDEGABRIEL et al. 1990). An der Westflanke des Mt. Damota befindet sich nach BÖDEKER (pers. Mitt.) eine Ignimbrit-Linse zwischen Basaltströmen, das von einem Flusstal fluvial erodiert wird (Abb. 53 I). Durch Oberflächenabtrag wird das Material des weniger resistenten Ignimbrits vom Hang abgetragen und vertikal zwischen den Basaltströmen expositioniert (II). Durch perkolierendes Wasser lösen sich Gesteinsaggregate des Ignimbrits, es kommt also zur Verwitterung und Rückverwitterung des Gesteins und zur Ausprägung der Halbhöhle (III-V) mit dem Felsüberhang aus basaltischem, resistenterem Gestein. Im Anschluss an die Abri-Genese erfolgt die Sedimentation an der Basis der Halbhöhle (VI) durch Oberflächeneintrag.

Die Sedimentation im Abri erfolgte durch Eintrag des Materials am Höhlenmund aber v.a. an den Höhlenzugängen über die Hangseiten und dem Felsüberhang des Flusstals. Die quantitativ häufigsten Ablagerungen in Höhlen sind nach SPRINGER (2012) klastische Sedimente. Dabei besteht die Mehrheit der klastischen Partikel aus Schuttkörnern, die von der Landoberfläche erodiert und durch Strömungen, Massenbewegungen, Wind und weitere Prozesse in die Höhle transportiert werden (SPRINGER 2012). Die Sedimentation im Abri erfolgt somit erst nach der Verwitterung des magmatischen Gesteines des Mt. Damota, da der Regolith von den Hängen abgetragen und in den Abri eingetragen wird. Zudem können durch Schuttablagerungen bei Massenbewegungen an Höhleneingängen archäologische und paläontologische Komponenten in Höhlen eingetragen werden (WHITE & CULVER 2012). Da es sich um klastische Sedimente im Abri handelt, war zu diesem Zeitpunkt vermutlich nur wenig Vegetation auf dem Berg vorhanden.

Anhand der hydrologischen Analyse konnte das rezente Einzugsgebiet des Abris gering auflösend erfasst werden (Kap. 5.1). Da sich die Morphologie des Mt. Damota sicherlich in

den letzten 100 ka aufgrund der Verwitterungsprozesse verändert hat, wird auch das rezente Einzugsgebiet andersartig sein als dieses zu Zeiten der ersten Besiedlungsphase von *Mochena Borago*. Jedoch können hier durchaus Aussagen über potentielle Flächen- ausmaße des Paläo-Einzugsgebietes getroffen werden.

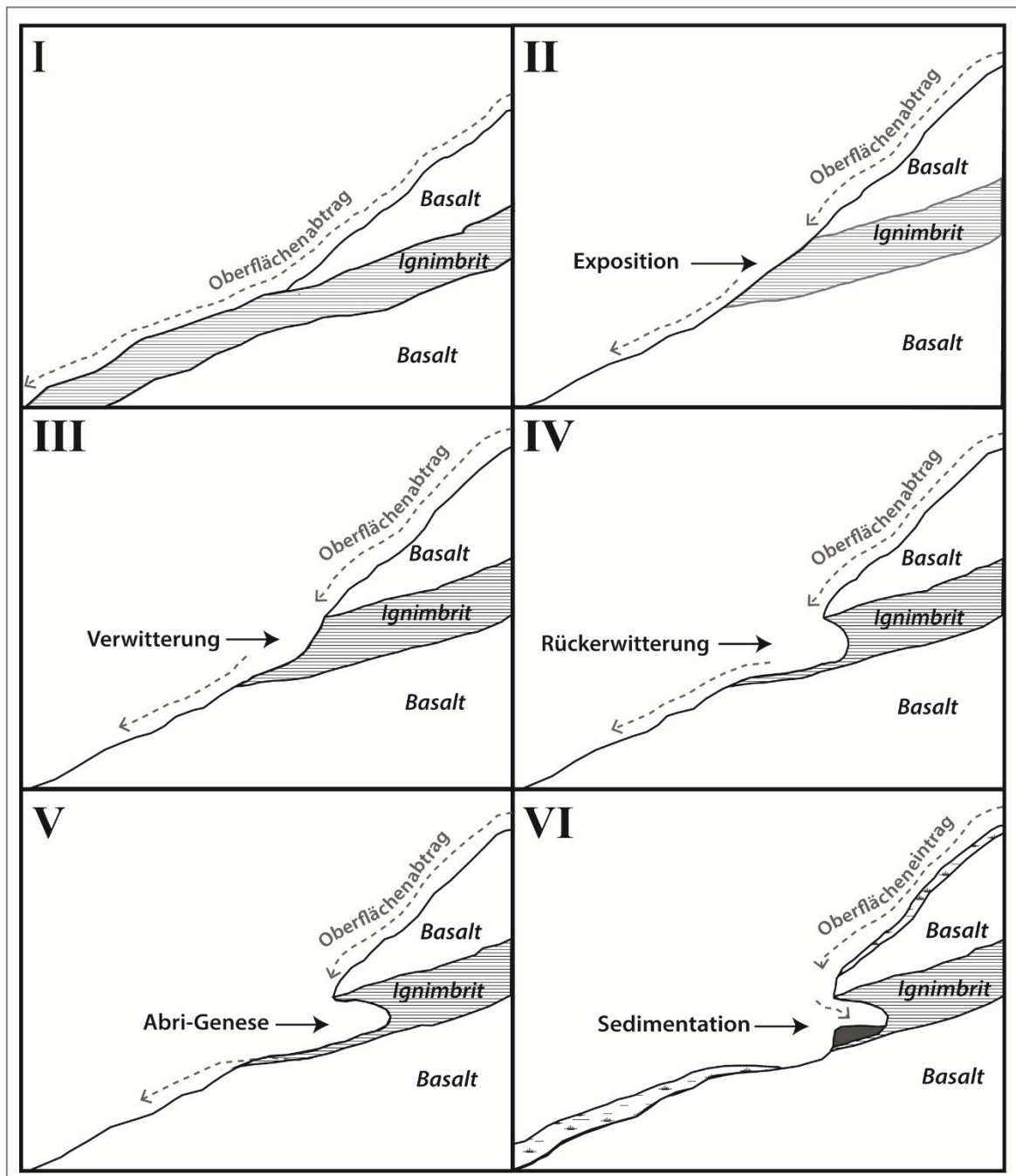


Abb. 53: Vereinfachte schematische Darstellung im sagittalen Profil für die Genese des Abris *Mochena Borago* an der Westflanke des Mount Damota. Durch Oberflächenabtrag wird die Ignimbrit-Linse zwischen den Basaltströmen an der Westflanke des Berges expositioniert (I, II) und durch weitere Verwitterungs- und Rückverwitterungs-prozesse wird der Abri ausgebildet (III-V). Im Anschluss an die Genese erfolgt die Sedimentation im Abri (VI) durch Oberflächeneintrag (Eigene Darstellung).

6.3 Einblick in die Sedimentationsbedingungen auf der Mikroebene

Im Folgenden soll die sedimentologische Zusammensetzung der Testgrabungen N42, TU2, BXA mit G10 und M14 anhand der Ergebnisse dieser Arbeit näher entschlüsselt, sowie Indizien auf Ablagerungsbedingungen der Sedimente im Abri gewonnen werden. Da in den Testgrabungen N42 und TU2 im zentralen Bereich des Abris nur wenige archäologische Funde in den Sedimenten enthalten sind, stellen N42 und TU2 geologische Schnitte des Abri-Untergrundes dar. Aufgrund dessen werden diese geologischen Testgrabungen gemeinsam betrachtet. Daraufhin folgt die Diskussion über die Hauptgrabung BXA mit G10 zusammen mit Grabungsquadrat M14, da diese Sedimente stark fundführend sind. Daraufhin werden neue Erkenntnisse über die stratigraphischen Einheiten präsentiert, die anhand der Dünnschliff-Untersuchungen und RFA-Ergebnisse gewonnen wurden.

6.3.1 Zusammensetzung der Sedimente in den Grabungsquadraten N42 und TU2

Die Ergebnisse der Untersuchungen der Dünnschliffe MB-A1-2 und MB-B1-5, sowie der RFA-Messungen führen zu neuen Erkenntnissen über die sedimentologische Zusammensetzung von LLF, SRS, DRB, YBSX, LFX2, LFX1 und BWT. Die geologischen Schnitte N42 und TU2 weisen an ihrer Basis Fund-freie Sedimente auf, die sich in N42 bis durchschnittlich 1,2 m Tiefe u. GOK und in TU2 bis ca. 0,7 m Tiefe u. GOK erstrecken. Die Ablagerungsbedingungen und Unterscheidung von LLF, SRS, DRB und ULF in N42, sowie diese von LFX1 und LFX2 in TU2 werden an dieser Stelle näher entschlüsselt. Im Anschluss erfolgt die Betrachtung der stratigraphischen Einheiten YBSX in N42 und BWT in TU2, die sich im Hangenden dieser Fund-freien Sedimente befinden.

In Grabungsquadrat N42 lässt sich das Material von LLF, SRS und DRB anhand der Dünnschliffe MB-A1-2 als pyroklastisches Gestein definieren (Abb. 26, 27). Dies lässt sich v.a. anhand der Fließbewegungen durch den fein verstreuten Hämatit in dem vulkanischen Gestein belegen. Da das Material v.a. in MB-A1-U2 teilweise amorph ist, sowie vornehmlich Quarz- und Feldspateinsprenglinge in dieser Masse vorzufinden sind, lässt sich das pyroklastische Gestein als ein andesitisch-rhyolitischer Ignimbrit einordnen. Die planaren Poren in den Dünnschliffen MB-A1-2 stellen Schrumpfungsrisse dar, die möglicherweise eine Folge von post-sedimentärer Massenverkleinerung sind. Schrumpfungsrisse können auch nach BECKMANN (1997) als Trocknungsartefakte bei der Dünnschliffherstellung von tonreichen Proben entstehen. Da sich das Material jedoch während der Feldarbeiten als äußerst kompakt erwies und nur mit Hammer und Meißel gelockert werden konnte, müssen die Schrumpfungsrisse bereits post-sedimentär entstanden sein.

FISHER (pers. Mitt.) vermutet, dass die stratigraphischen Einheiten LLF und ULF eine Serie von pyroklastischen Strömen darstellt, in denen SRS und DRB als Linsen eingeschaltet sind. Da sich der Rand zwischen LLF und DRB mit Hilfe der Dünnschliffe MB-A1-2 als scharf erwiesen hat und sich DRB relativ sählig in LLF befindet, besteht die Vermutung, dass DRB nicht zeitgleich mit LLF sedimentiert wurde. DRB weist nach KOLVENBACH & MEYER (2012) mit 22,9 g/kg Fe_d einen höheren Gehalt an Fe auf als LLF mit 6,0 g/kg (Tab. A6), was auch geringfügig in den EDRFA-Ergebnissen zu sehen ist (Abb. 45). Werte von Fe_d geben nach CORNELL & SCHWERTMANN (2000) Gehalte an kristallinen (z.B.

Goethit und Hämatit) und schwach kristallinen Fe-Oxiden (z.B. Ferrihydrit) an, dem hingegen werden bei der Angabe von Fe_o nur die schwach kristallinen Fe-Oxide bestimmt. Da der Fe_o -Gehalt in SRS bei 2,0 g/kg liegt, ist das Verhältnis von Fe_o/Fe_d mit 0,1 in DRB geringer als in LLF mit 0,2 Fe_o/Fe_d , was auf einen höheren Verwitterungsgrad schließen lässt (KOLVENBACH & MEYER 2012).

Die rötlich-braune Farbgebung von DRB mit seiner Position in einem sonst hell-gefärbten Horizont lässt sich nach FARRAND (2001) als ein Verwitterungshorizont einstufen. Mit diesen Ergebnissen und den Dünnschliff-Untersuchungen lässt sich DRB als Verwitterungshorizont im ignimbrischen Gestein mit hohen Gehalten an Fe einordnen, wobei sich der Hämatit durch chemische Ausfällung unter Wassereinfluss gebildet haben kann. Einheit DRB kann somit eine Paläooberfläche, oder auch eine Schicht mit Grundwassereinfluss darstellen. Da an einer Paläooberfläche Änderungen des C-Gehaltes durch organisches Material hervorgerufen werden und der C-Gehalt sich laut KOLVENBACH & MEYER (2012) nicht zwischen LLF, SRS und DRB verändert (Tab. A7), handelt es sich vermutlich um Grundwassereinfluss.

Die stratigraphische Einheit SRS befindet sich nicht direkt im Liegenden von DRB, sondern wird durch LLF von DRB getrennt (Abb. 14). SRS zeichnet sich, wie DRB, ebenfalls durch Fließbewegungen aus Hämatit aus, die in SRS jedoch weniger ausgeprägt sind als in DRB. Der Gehalt an Fe_d ist in SRS laut KOLVENBACH & MEYER (2012) wiederum mit 6,4 g/kg etwas höher als in LLF (Fe_d 6,0 g/kg). Anhand der EDRFA-Messungen lässt sich ebenfalls ein höherer Anteil an Fe in DRB als in SRS feststellen.

Die EDRFA-Ergebnisse von MB-A1-2, die repräsentativ für die Elementarzusammensetzungen für die Einheiten LLF, SRS und DRB sind, unterscheiden sich nur geringfügig. Auch die Ergebnisse nach KOLVENBACH & MEYER (2012) weisen ausschließlich auf Unterschiede im Gehalt an Fe hin. Da eine mikromorphologische Unterscheidung von LLF und ULF nicht vorgenommen werden kann, wird die Basis von N42 an dieser Stelle als eine Serie ignimbrischer Pyroklastika mit Grundwassereinfluss eingeordnet. Die schwache Sortierung und willkürliche Lagerung der Xenolithe im Gestein, die in den Dünnschliffen MB-A1-2 ersichtlich sind (Abb. 26, 27), weisen auf einen plötzlichen Ablagerungsprozess mit *in situ* Erstarrung des Gesteins hin.

In Grabungsquadrat TU2 lässt sich das Material von LFX2 anhand der Dünnschliffe MB-B1-3 ebenfalls als pyroklastisches Gestein definieren. Auch hier sind Fließbewegungen durch den fein verstreuten Hämatit in dem vulkanischen Gestein vorhanden, die eine rote Farbgebung in LFX2 verursachen. Die Konzentration an ausgefälltem Hämatit nimmt in Profil TU2 Ost von unten nach oben zu. Auch hier lässt sich das pyroklastische Gestein als ein andesitisch-rhyolitischer Ignimbrin einordnen, in dem Schrumpfrisse durch post-sedimentäre Massenverkleinerung entstanden sind. In den Dünnschliffen sind ebenfalls die schwache Sortierung und willkürliche Lagerung der Xenolithe sichtbar (Abb. 29 - Abb. 31). Die Ergebnisse der EDRFA-Messungen zeigen nur geringe Unterschiede in der Elementarzusammensetzung des ignimbrischen Gesteins (Abb. 46).

In Dünnschliff MB-B1 wird auch das hellbeige Gesteinsfragment in Profil TU2 Ost repräsentiert (Abb. 29), dessen Rand (Abb. A7) und andersartige Zusammensetzung sowohl im Dünnschliff, als auch in den EDRFA-Ergebnissen reflektiert werden (Abb. 46). Schon

während der Feldaufenthalte wurde die Hypothese aufgestellt, dass es sich hierbei um eine mit LFX2 syn-sedimentär eingetragene Scholle handelt. Das Gesteinsfragment kann an dieser Stelle als eine Scholle vulkanischen Materials eingeordnet werden, das post-sedimentär in den Abri eingetragen wurde.

Beim Vergleich der Dünnschliffe MB-A1-2 und MB-B1-3, die repräsentativ für LLF, SRS, DRB und LFX2 sind, fällt auf, dass sich das Material stark ähnelt (Abb. A3-A9). Auch die Elementarzusammensetzungen des Materials in den Dünnschliffen weisen ähnliche Anteile der Bestandteile auf (Abb. 45, 46). Es liegt die Vermutung nahe, dass LLF, SRS, DRB und LFX2 aus dem gleichen Material bestehen und somit eine Verbindung zwischen den Grabungsquadraten N42 und TU2 hergestellt werden kann.

Das Material der Einheit LFX1 in Profil TU2 West kann anhand des Dünnschliffes MB-B4 (Abb. 32) und Beobachtungen während des Geländeaufenthaltes ebenfalls als pyroklastische Ablagerung eingeordnet werden. Da das Material laut KOLVENBACH & MEYER (2012) 0,7 g/kg C enthält und anhand des Dünnschliffes verbackene Gesteinsfragmente mit bräunlicher Umrandung vorzufinden sind, ist hier im pyroklastischen Strom vermutlich Lockersediment mit organischem Material eingebettet worden. In dem Gestein sind Bereiche vorzufinden (Abb. 32, MB-B4-U2b), die dem Material des LFX2 deutlich ähneln (Abb. A7 A, A10 C). Auch die Elementarzusammensetzungen von LFX1 und LFX2 ähneln sich stark (Abb. 46, 47). Es handelt sich vermutlich um Ablagerungen einer heißen Glutwolke, die pyroklastisches Material ähnlich dem des LFX2 vermischt mit Lockersedimenten in den Abri transportiert hat.

Die stratigraphische Einheit YBSX in Grabungsquadrat N42 ist anhand des Dünnschliffes MB-A3 als ein schwach sortiertes Lockersediment aus vulkanischem und klastischem Material einzuordnen (Abb. 28). Die schwache Sortierung bezieht sich nach SPRINGER (2012) auf die relativen Anteile von unterschiedlichen Korngrößenfraktionen aus Ton, Schluff, Sand und Kies. Da die Gesteinsfragmente und Einzelkörner gerundet sind und sich darüber hinaus pflanzliche Überreste im Dünnschliff befinden, handelt es sich um ein Regolith-Asche-Gemisch vom Hang des Mt. Damota, das über weite Transportwege fluvial in den Abri eingetragen wurde. Da sich Deckensturzmaterial im Hangenden und Liegenden von YBSX befindet, setzt sich YBSX auch Großteils aus Gesteinsfragmenten der Höhlendecke zusammen.

Die helle weiße Asche BWT wird als äolisch eingetragene und post-sedimentär umgelagerte vulkanische Asche deklariert. Laut KOLVENBACH & MEYER (2012) enthält BWT keine Kornfraktion größer als Feinsand, mit der Hauptkomponente im Schluffbereich (Tab. A5). Dies ist nach dem Mörsern der gestörten Bodenprobe der Fall, jedoch nicht bei der Betrachtung der ungestörten Mikromorphologie in Dünnschliff MB-B5 (Abb. 33). Im Dünnschliff sind Gesteinsfragmente <2 cm vorzufinden. Die Tonanlagerungen in den Gesteinsfragmenten, die in dem Dünnschliff ersichtlich sind, weisen auf post-sedimentäre Tonanlagerung in der Asche hin. Daraufhin haben sich Kornaggregate gebildet, die als Gesteinsfragmente von Ort und Stelle wegtransportiert und abgerundet wurden. BÖDEKER (pers. Mitt.) konstatiert bereits während der Feldaufenthalte die fluviale Umlagerung von BWT innerhalb des Abris. Beobachtungen während der Feldarbeiten ergaben, dass das Material porös ist und sehr

leicht zerfällt. Darüber hinaus lässt sich festhalten, dass BWT sehr tief in das Gefüge und den Porenraum des Lockersediments der im Liegenden befindlichen R-Group eingebettet ist. Aufgrund der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen und der Geländebefunde wird das Material BWT an dieser Stelle als äolisch eingetragene, helle weiße Asche mit post-sedimentärer fluvialer Umlagerung eingeordnet.

An dieser Stelle können folgende Fragestellungen bezüglich der stratigraphischen Einheiten LLF, SRS, DRB, ULF, YBSX in der Testgrabung N42, sowie bezüglich LFX2, LFX1 und BWT in Grabung TU2 beantwortet werden:

N42-1: Die stratigraphischen Einheiten LLF und ULF stellen pyroklastische Ablagerungen dar und sind durch (ein) vulkanische(s) Event(s) in den Abri eingetragen worden.

N42-2: Die Farbunterschiede durch SRS und DRB in Einheit LLF sind vermutlich durch Grundwassereinfluss mit einhergehender Ausfällung von Hämatit verursacht worden. Es ist jedoch auch möglich, dass LLF, SRS, DRB und LLF eine Serie pyroklastischer Ströme darstellt, die jeweils zeitweise Paläooberflächen darstellen.

TU2-2: Einheit LFX2 in TU2 Ost stellt ebenfalls eine pyroklastische Ablagerung dar, in der sich im oberflächennahen Bereich Ausfällungen von Hämatit befinden. Die Ausfällung des Hämatits kann dabei ein Indiz für Oberflächenwassereinfluss auf LFX2 darstellen.

TU2-3: Die hell-beigen Gesteinsfragmente in TU2 Ost sind Schollen vulkanischen Materials, die post-sedimentär mit dem pyroklastischen Strom LFX2 vom Hang des Mt. Damota in den Abri eingetragen wurden.

TU2-5: Einheit LFX1 in TU2 West stellt ein pyroklastisches Gestein dar. Er könnte von gleicher Herkunft wie LFX2 sein, jedoch handelt es sich bei LFX1 um Ablagerungen einer Glutwolke, die verbackenes, vulkano-klastisches Material in den Abri eintrug.

TU2-8: Die helle weiße Asche BWT wurde äolisch in den Abri eingetragen, jedoch anschließend fluvial umgelagert. Die Hypothese von FISHER (pers. Mitt.) für BWT als Zeitmarker-Funktion kann an dieser Stelle nicht gestützt werden, dafür bedarf es weiteren Betrachtungen auf der Makroebene.

6.3.2 Zusammensetzung der Sedimente in der Hauptgrabung BXA mit G10 und Testgrabung M14

Die Ergebnisse der Untersuchungen der Dünnschliffe MB-C1-4 und MB-D1-6, sowie die RFA-Messungen von Dünnschliff MB-C1 führten zu neuen Erkenntnissen über die schwach bis stark fundführenden Lockersedimente in der Hauptgrabung BXA mit G10 und der Testgrabung M14. Mit Hilfe der Untersuchungen werden die Ablagerungsbedingungen der stratigraphischen Einheiten YBT, S-Group, YBS, R-Group, M14-I-VI und JSA näher entschlüsselt. Die Sedimente weisen unterschiedliche Merkmale in Bezug auf die Art, Größe und den Anteil an Gesteins-, Knochen-, Holzkohlefragmenten, Artefakten und pedogenetischen Merkmalen auf. Anhand dieser Kriterien werden die Sedimente in BXA, G10 und M14 vorerst anhand der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen klassifiziert (Abb. 54).

Mochena Borago: Klassifikation der Lockersedimente											
Kriterien strat. Einheit	max. Größe Gesteinsfragmente	Rundungsgrad der Gesteinsfr.	Sortierung der Körner u. Fragmente	Porenraum im Sediment	Anteil organisches Material	Knochen-/Holzkohlefragmente anteilig	Größe	Menge Artefakte	Tonanlagerungen im Sediment	in Fragmenten	Calcit-Ausfällung
YBT (MB-C1)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
S-Group (MB-C2)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
YBS (MB-C2/C3)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
R-Group (MB-C3/C4)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-I (MB-D1)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-II (MB-D1/D2/D3)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-III (MB-D3)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-IV (MB-D4)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-V (MB-D4/D5)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
M14-VI (MB-D5/D6)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
JSA (MB-D6)	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

Abb. 54: Klassifikation der Lockersedimente in den Grabungsquadraten BXA, G10 und M14 anhand der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen für die stratigraphischen Einheiten YBT, S-Group, YBS, R-Group, M14-I-VI und JSA. Die Sedimente werden nach Kriterien bezüglich nach Art, Anteil und Größe der Gesteins-Knochen- und Holzkohlefragmente und Artefakte klassifiziert, sowohl nach pedogenetischen Merkmalen wie der Tonanlagerung-en im Sediment und in den Fragmenten, als auch nach vorhandenen Calcit-Ausfällungen im Lockersediment (Eigene Darstellung).

Die Klassifikation der Lockersedimente spiegelt eine große Variabilität in der Art, Größe und im Anteil der einzelnen Komponenten in den stratigraphischen Einheiten YBT, S-Group, YBS, R-Group, M14-I-VI und JSA wieder. Die Sedimente der Grabungsquadrate BX A und G10 unterscheiden sich von denen aus Grabungsquadrat M14.

Die stratigraphische Einheit YBT aus der Hauptgrabung BX A wird mit Hilfe der Ergebnisse der Dünnschliff-Untersuchungen als ein fluvial eingetragenes Sediment aus feinkörnigem, vulkanischem Material eingeordnet. In Dünnschliff MB-C1 sind weder Artefakte, noch Knochen- oder Holzkohlefragmente enthalten (Abb. 54). Nach BRANDT et al. (2012) sind jedoch einige Artefakte in YBT enthalten, was auch durch eigene Beobachtungen während der Feldaufenthalte belegt werden kann. Auch Holzkohleflitter konnten in dem Sediment geborgen werden, die nach BRANDT et al. (2012) mit ^{14}C datiert wurden (Kap. 2.4.1). Die Ergebnisse der WDRFA-Messungen dieses Sediments (Abb. 51), sowie auch die mikromorphologischen Untersuchungen (Abb. 34), weisen auf variierende Ablagerungsbedingungen mit der Ausprägung von zeitweise sehr feinen Laminierungen in diesem Sediment hin. Während der feinen Laminierung wurden organisches Material und höhere Mengen an elementaren Bestandteilen wie Fe, Ti und Al eingebunden. Bei der Betrachtung des Sedimentblockes in Google SketchUp (Abb. 23) können zwei Zyklen mit feinen Laminierungen in YBT identifiziert werden. Abbildung 55 stellt die Reihe 3 des Modells mit der Position des Dünnschliffes MB-C1 und den repräsentativen RFA-Messungen schematisch dar.

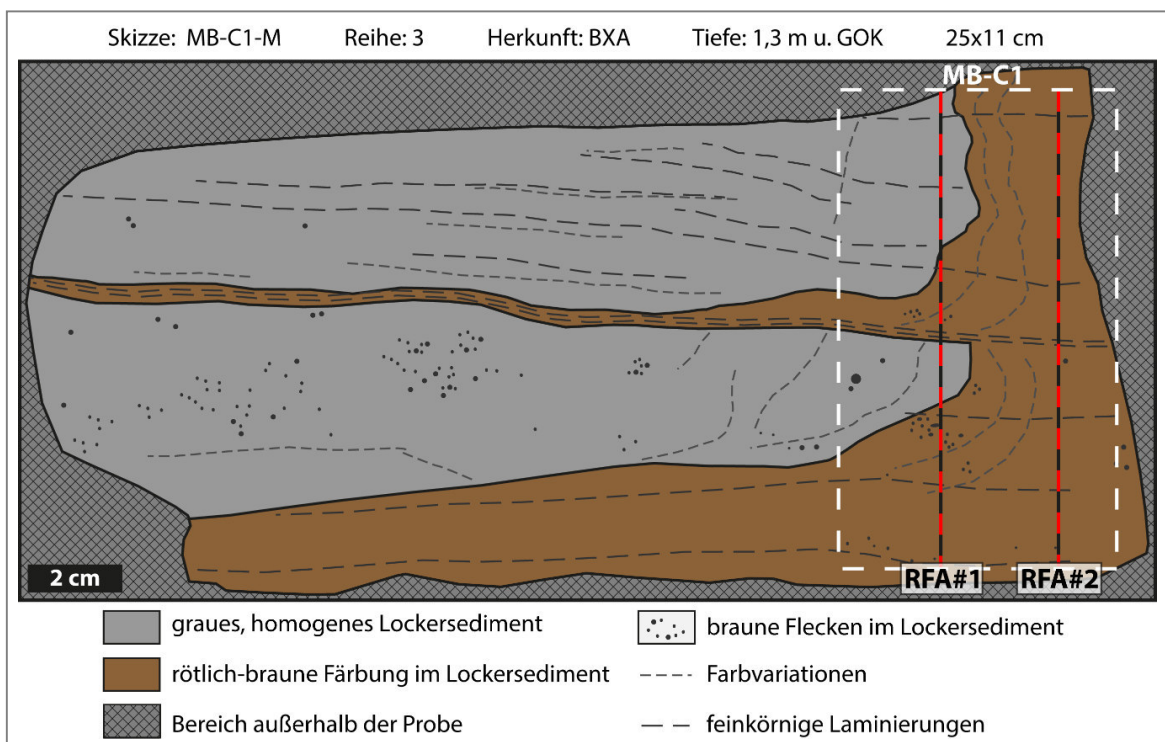


Abb. 55: Skizze des Sedimentblockes von YBT anhand der Reihe 3 des Google SketchUp Modells für die Mikromorphologie-Probe MB-C1-M. Zu sehen ist das graue, laminierte Lockersediment von YBT, sowie der rötlich-braun gefärbte Randbereich (rechts) zur T-Group. In der Skizze werden die Positionen der linienhaften Röntgenfluoreszenzmessungen, sowie des Dünnschliffes MB-C1 angegeben (Eigene Darstellung).

Die beiden Zyklen in YBT, die in Abb. 55 zu sehen sind, können durch Veränderungen der Transportfracht und -geschwindigkeit erklärt werden. Jedoch der Randbereich von YBT zur T-Group, der mit Hilfe des Dünnschliffes und der RFA-Messungen genauer analysiert wurde, wirft aufgrund der unnatürlich vertikal verlaufenden Farbvariationen von grau zu rötlich-braun Unklarheiten in Bezug auf die Entstehung des Randes auf. Im Randbereich zur T-Group sind die Anteile an Fe, Ti und Al weitestgehend stagnierend, jedoch kulminieren diese Anteile im weiter vom Rand entfernten, feinkörnig laminierten Bereich (Abb. 51). BRANDT et al. (2012) hebt YBT als ein Sediment in einem Zeitraum mit Unterbrechung der Siedlungsphase in *Mochena Borago* hervor, da in diesem Sediment jedoch Artefakte enthalten sind, erscheint dies fragwürdig. BÖDEKER (pers. Mitt.) vermutet den Randbereich von YBT als anthropogen erzeugt, mit dem Indiz für die Herstellung eines Wasserfangbeckens. Wenn dies zutrifft, bedeutet dies ein *Modern Human Behaviour* während der ersten Besiedlungsphasen in *Mochena Borago*. In Dünnschliff MB-C1 sind jedoch keine unregelmäßigen Lagerungen der Einzelkörner zu sehen, was am Randbereich von YBT eine natürliche Ablagerung des fein laminierten Sediments unter niedriger Transportenergie bezeugt. Darüber hinaus ist der Kompaktionsgrad am Rand von YBT nicht höher als im restlichen Bereich. Es ist jedoch möglich, dass sich der anthropogen erzeugte Rand außerhalb der Mikromorphologie-Probe befindet und sich das kompaktierte und lagerungsgestörte Material in der T-Group befindet. Deshalb wird die anthropogene Tätigkeit zur Bildung der Rinne, in der sich YBT befindet, an dieser Stelle nicht ausgeschlossen. Anhand der photographischen Aufnahme (Abb. A2) und der Aufsicht auf die Mikromorphologie-Probe MB-C1-M lässt sich durch den Verlauf der rötlich-braunen Farbvariationen an der Oberfläche eine Tendenz des Wasserverlaufes nachzeichnen. Abbildung 56 stellt die rekonstruierte Wasserverlaufstendenz am Randbereich von YBT schematisch dar.

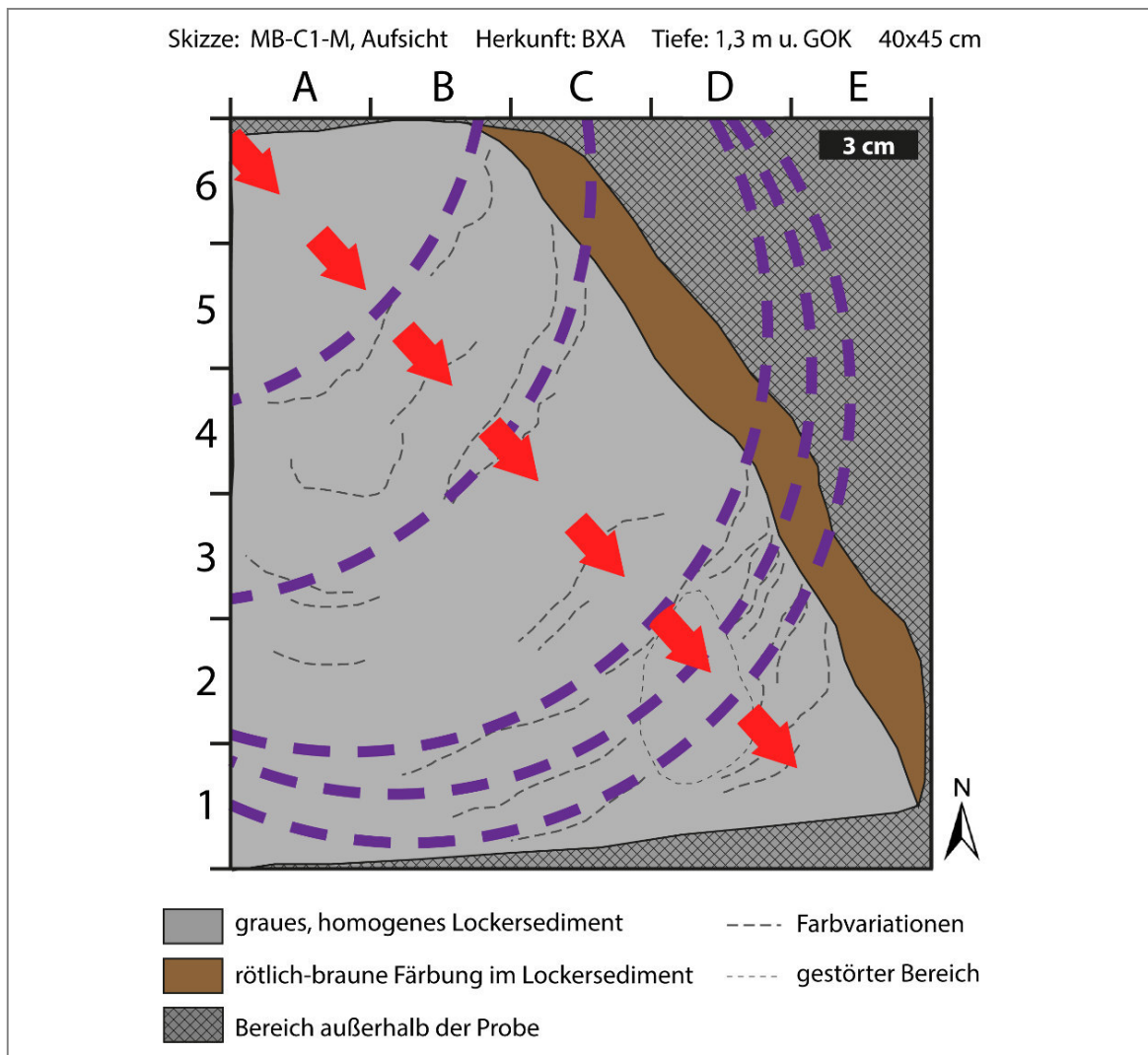


Abb. 56: Schematische Darstellung des Wasserverlaufes (rot) am Randbereich von YBT anhand der Skizze der Aufsicht auf MB-C1-M. Der halbkreisrunde Verlauf (lila) der rötlich-braunen Laminierungen bei der Aufsicht deutet die NW-SE-Fließrichtung des Wassers an (Eigene Darstellung).

Anhand der Wasserverlaufstendenz im Randbereich von YBT zur T-Group kann der Rand als ein Prallhang definiert werden. An diesem Prallhang können sich durch einen kontinuierlichen, niedrigenergetischen Wasserfluss mit Sedimenttransport elementare Bestandteile und Tonminerale angelagert und konzentriert haben. Im zentralen Bereich von YBT wurden diese Bestandteile vermutlich ausgewaschen. Nur in den besonders feinkörnigen Laminierungen sind organische Substanzen, Tonminerale und Fe-Konkretionen im zentralen Bereich von YBT enthalten. Dies weist auf zwei Zyklen hin, in denen durch besonders geringen Wasserfluss und niedrige Transportenergie organische Substanzen, Tonminerale und Fe-Konkretionen im seichten Gewässer gebildet wurden.

YBT wird an dieser Stelle als eine fluviale Rinne mit abgelagerter Transportfracht unter niedriger Transportenergie eingeordnet, die von natürlicher oder anthropogener Herkunft ist. SPRINGER (2012) weist darauf hin, dass vergleichsweise hohe Konzentrationen von Tonen und Schluffen während allgemein geringer Sedimentationsraten eingetragen werden. Dies kann Hinweise auf die lokalen Umweltbedingungen im Abri geben, ob es

jedoch regional auf das Klima im Gebiet am Mt. Damota übertragbar ist, muss geprüft werden.

Die stratigraphische Einheit S-Group erweist sich anhand der Dünnschliff-Untersuchungen als ein kompaktes Sediment mit klastischen und organischen Bestandteilen, sowie auch pedogenetischen Merkmalen (Abb. 54). Tonmineralbildung ist nach FARRAND (2001) ein Nachweis für pedogene Verwitterung von Primärmineralen. Die erhöhte Menge an Tonanlagerungen im Sediment und in den Fragmenten, sowie auch vorhandenes organisches Material weisen auf feuchte Klimabedingungen in diesem Zeitraum hin. Des Weiteren lässt sich festhalten, dass die pedogenetischen Prozesse nach FARRAND (2001) nur stattfinden, wenn das Sediment über einen längeren Zeitraum stabil gelagert ist. Das bedeutet, dass zu dieser Zeit vorerst weder zusätzliche Sedimentation, noch physikalische Erosion an dieser Stelle stattgefunden haben.

Die schwache Sortierung durch grob- und feinkörnige Gesteinsfragmente, sowie der schwache Rundungsgrad der Fragmente weisen nicht auf fluvialen Eintrag des Sedimentes hin. In Dünnschliff MB-C2 sind keine Artefakte, Knochen- oder Holzkohlefritter enthalten (Abb. 35), jedoch verweisen BRANDT et al. (2012) auf dichte Konzentrationen an Artefakten, die teilweise von Abrasion geprägt sind. Die S-Group wird an dieser Stelle als ein sukzessiv abgelagertes Lockersediment unter humiden Bedingungen während einer längeren und stabilen Siedlungsphase von *Mochena Borago* eingeordnet.

Einheit YBS wird von BRANDT et al. (2012) als ein Asche- und Kies-reicher vulkano-klastischer Schlammstrom definiert, der einen weiteren Zeitraum der Unterbrechung der Siedlungsphase im Abri darstellt. Die Ergebnisse von Untersuchungen der Dünnschliffe MB-C2-3 belegen jedoch variierende, söhlig verlaufende Abschnitte im Sediment, in denen mehr oder weniger konzentriert Tonanlagerungen und Calcit-Ausfällungen vorkommen (Abb. 35). Da sich zwei der Bereiche in MB-C2-U1 und MB-C3-U3 befinden, die sich im Tiefenprofil von YBS mittig befinden, kann dies nach FARRAND (2001) eine stabile Paläooberfläche darstellen. Um Grundwassereinfluss kann es sich nicht handeln, da sich sonst an der Basis von YBS (MB-C2-U2) ebenfalls Tonanlagerungen befinden müssten. Da an der Basis von YBS jedoch höhere Anteile an organischem Material, sowie auch größere Gesteinsfragmente vorhanden sind, handelt es sich durchaus um Ablagerungen aus Lockersedimenten, die aus dem Regolith des Hangs am Mt. Damota stammen. Dies geschah nach SPRINGER (2012) in einer längeren Zeitspanne, da YBS eine Langzeit-ablagerung darstellt.

Einheit YBS wird daher hier als ein unter humiden Bedingungen angeschwemmtes, vulkano-klastisches Lockersediment mit Holzkohle- und Knochenbruchstücken eingeordnet, das kein einzelnes kurzzeitiges Ereignis darstellt. Das enthaltene vulkanische Material kann entweder vom Hang mittransportiert worden sein, oder auch Gesteinskörner des ignimbritischen Höhlenmaterials enthalten.

Der Dünnschliff MB-C4 aus dem Lockersediment der R-Group (Abb. 37) ist der einzige aller 17 Dünnschliffe, der viele Artefakte enthält (Abb. 54). Neben diesen befinden sich auch qualitativ hohe und quantitativ viele Knochen- und Holzkohlefragmente im Sediment. Der Rundungsgrad der Gesteinsfragmente, Anteil an organischem Material und die Tonanlager-

ungen in den Gesteinsfragmenten weisen auf eine allochthone Herkunft des Sedimentes, bestehend aus dem Regolith des Hanges am Mt. Damota, mit fluvialem Eintrag in den Abri hin. Nach BÖDEKER (pers. Mitt.) muss das Ausmaß der Transportenergie hoch gewesen sein, da sich nach PAROW-SOUCHON (pers. Mitt.) viele gerundete Artefakte in der R-Group befinden. Die einzelnen Gesteins-, Knochen- und Holzkohlefragmente im Dünnschliff erweisen sich ebenfalls als stark gerundet und da die länglichen Artefakte willkürlich gelagert sind, weist dies auf einen kurzzeitigen, plötzlichen Ablagerungsprozess hin.

Die Tonanlagerungen im Sediment selbst, sowie auch die Calcit-Ausfällungen, deuten sowohl auf vollhumide Bedingungen zu dieser Zeit hin, als auch auf stabile Lagerung des Sediments (FARRAND 2001). BRANDT et al. (2012) deuten die stark rötlich-braune Farbgebung des Sedimentes durch Fe-Oxidation und Tonanlagerungen unter seichten, stehenden Gewässern im Abri. Die Hypothese von einem Wasserbecken an diesem Ort zu dieser Zeit wird jedoch hier ausgeschlossen, da der Porenraum dafür zu groß ist und das Wasser dadurch in die unteren Sedimente hätte versickern müssen und folglich dort weitere Tonanlagerungen gebildet hätte.

Bei der R-Group handelt es sich folglich um ein fluvial eingetragenes Lockersediment mit Artefakten aus dem Hangbereich des Mt. Damota, das hochenergetisch innerhalb mehrerer Events in den Abri eingetragen wurde. Vermutlich stellt die R-Group einen Schlammstrom dar, der durch Massenbewegungen in den Abri eingetragen wurde. Da sich neben den gerundeten Artefakten auch frisch geschlagene Obsidiane in der R-Group befinden, handelt es sich um einen Besiedlungszeitraum von *Mochena Borago* (PAROW-SOUCHON, pers. Mitt.). Dabei sind die klimatischen Bedingungen als vollhumid einzuschätzen.

Die Lockersedimente M14-I-VI aus Grabungsquadrat M14 zeichnen sich besonders durch den hohen Rundungsgrad der Gesteinsfragmente aus (Abb. 54). Die runden Fragmente weisen auf hohe Energie während des Transports an Ort und Stelle hin. Darüber hinaus sind in diesen stratigraphischen Einheiten keine Tonanlagerungen oder Calcit-Ausfällungen im Sediment vorhanden, was auf geringe Stabilität des Sediments hindeutet. In allen Einheiten M14-I-VI sind geringfügig Knochen- und Holzkohlebruchstücke vorhanden, jedoch keine qualitativ größeren Fragmente. Dies lässt vermuten, dass *Mochena Borago* zu dieser Zeit zwar besiedelt war, jedoch der Bereich bei M14 zu dieser Zeit keinen Aufenthaltsort darstellte.

Der Dünnschliff MB-D1 wurde im Übergangsbereich von M14-I zu M14-II entnommen, jedoch ist in der Mikromorphologie selbst keine Unterscheidung der stratigraphischen Einheiten erkennbar. Die Sortierung der Einzelkörner ist in M14-I-III besonders niedrig, da sich in den Sedimenten besonders große, willkürlich verteilte Gesteinsfragmente befinden. Die besonders schwache Sortierung der gerundeten Fragmente weist auf fluviale Ablagerung hin, die nicht kontinuierlich erfolgte. Die Merkmale lassen derweil auf einen Ablagerungsort von Sedimentgemischen im Bereich von M14 schließen.

In M14-II sind Gesteinsfragmente mit Toneinlagerungen enthalten, die auf die allochthone Herkunft der Sedimente aus tonangereicherten Böden (Bt-Horizonten) hinweisen. Es liegt nahe, dass das Sediment von den Hängen des Mt. Damota in den Abri eingetragen wurde, das zuvor durch hoch-erosive Prozesse vom Hang gelöst wurde. Im Lockersediment selbst

lassen sich anhand des Dünnschliffes MB-D2 (Abb. 39) Bioturbationen und Unterschiede im Kompaktionsgrad nachweisen, die wiederum auf humide Bedingungen und eine Abfolge von Paläooberflächen schließen lassen. Die Begrenzung der Sedimentabfolgen mit unterschiedlichen Kompaktionsgraden ist im Sediment selbst relativ scharf, was auf Ereignisse mit Sedimenteintrag schließen lässt. Beim Sediment selbst kann es sich um Regolithmassen von den Hängen des Mt. Damota und Sedimentgemische aus dem Inneren des Abri selbst handeln, da die Art und Zusammensetzung der Gesteinsfragmente denen aus den Sedimenten in BXA ähneln.

Das Lockermaterial von M14-III ist durch geringere Mengen an organischem Material im Vergleich zu M14-II in dem vulkanischen Lockersediment geprägt. Die Begrenzung der beiden stratigraphischen Einheiten ist eindeutig erkennbar. Es muss sich also innerhalb eines kurzen Zeitraumes entweder klimatisch oder Abri-dynamisch etwas verändert haben, sodass relativ plötzlich weniger organisches Material und mehr vulkanisches Material in den Abri eingetragen wurde.

Im Lockermaterial von M14-IV ist ebenso wenig organisches Material enthalten, wie in M14-III. Das Sediment in M14-IV ist homogener als dieses von M14-III, da es besonders feinkörnig ist, und kleinere, gerundete Gesteinsfragmente in der Grobsand-Fraktion enthält (Abb. 54). Neben diesen sind auch relativ große Holzkohlefragmente in M14-IV enthalten, was auf die Besiedlung im Abri zu dieser Zeit hindeutet.

In M14-V ist eindeutig ein Bereich mit hohen Anteilen an großen Knochen- und Holzkohlefragmenten zu sehen, die hier größer sind als in allen anderen Dünnschliffen (Abb. 54). Hier ist der obere Bereich von M14-IV als eine Paläooberfläche einzuordnen, über der sich ein Sediment mit hohem Besiedlungsausmaß in *Mochena Borago* im Bereich der Testgrabung von M14 verzeichnen lässt.

In M14-VI lassen sich im Lockersediment eindeutig Gesteinsfragmente der gleichen Art und Zusammensetzung wie BWT in TU2 erkennen (Abb. 33, 42). Die Fragmente sind gerundet und an dieser Stelle mit Lockersediment vermischt, das organisches Material enthält und dem Sediment von M14-V ähnelt. Hier wird die Umlagerung von BWT erneut bezeugt.

Die stratigraphische Einheit JSA weist eine kontinuierliche Lagerung von relativ gut sortiertem Material auf. Die relativ kleinen, gerundeten Fragmente aus Gestein, Holzkohle und Knochen sind mit mal mehr und mal weniger höheren Anteilen an organischem Material geschichtet und weisen im Bereich der Dünnschliff-Entnahme einen Einfall der Oberfläche auf. Der Schichteinfall ist beim Vergleich mit dem Verlauf im Profil jedoch als lokal anzusehen, da sich nur an dieser Stelle eine unebene Oberfläche von M14-VI befindet.

Die relativ gute Sortierung und ebene Lagerung des Sediments weist auf einen kontinuierlichen Ablagerungsprozess hin.

An dieser Stelle können folgende Fragestellungen bezüglich der stratigraphischen Einheiten YBT, S-Group, YBS und R-Group in der Testgrabung G10, sowie bezüglich M14-I-VI und JSA in Grabung M14 beantwortet werden:

G10-3: Das Sediment in YBT wurde fluvial in den Abri eingetragen. Es handelt sich um einen Rinnsal, dessen Herkunft natürlich oder anthropogen sein kann. Die exakte Zu-

ordnung der Genese ist an dieser Stelle nicht definierbar. Der Abri war zu dieser Zeit vermutlich besiedelt, da einige Artefakte im Sediment enthalten sind.

G10-4: YBS ist nicht einem einzelnen Event zuzuordnen, sondern einer Serie von Ablagerungsprozessen mit vulkanoklastischen Komponenten. Dabei ist das Sediment als autochthon einzustufen, indem Holzkohle- und Knochensplitter vom Hang in den Abri eingetragen wurden. Die Kompaktion und pedogenetischen Merkmale weisen auf mehrere Paläooberflächen hin. Mochena Borago könnte durchaus während dieser Zeit besiedelt worden sein. Die S-Group ist nicht als Schlammstrom, sondern als kontinuierliche Ablagerung einzustufen. Die R-Group hingegen ist einer Massenbewegung mit schlagartiger Hangabtragung zuzuordnen.

M14-1: Bei den Sedimenten in M14 handelt es sich um kontinuierliche bis schlagartige Lockersedimentablagerungen, die allochthoner und autochthoner Herkunft des Abris sind. Die Position der Testgrabung am Höhlenmund weist auf größere externe Sedimenteinträge und Witterungseinflüsse hin. Darüber hinaus können Sedimentgemische aus dem Höhleninneren an dieser Stelle akkumuliert worden sein.

M14-2: Die stratigraphischen Einheiten können Sedimentgemische aus denen des Höhleninneren sein (s.o.). Die genaue Zuordnung zur S-Group, YBS oder R-Group ist nicht möglich, jedoch aber die Zuordnung für BWT.

M14-3: Die hellgraue Farbgebung des Sediments in M14-VI ist auf die helle graue Asche BWT zurückzuführen. An dieser Stelle befinden sich Gesteinsfragmente von BWT, die auch in TU2 zu sehen sind.

6.4 Synoptische Betrachtung der Grabungsquadrate auf der Makroebene

Der Begriff ‚Stratigraphie‘ beschreibt, wie individuelle stratigraphische Einheiten relativ zueinander angeordnet sind. Jede stratigraphische Einheit repräsentiert einen unterschiedlichen Abschnitt der Sedimentationsgeschichte, weshalb entschlüsselt werden muss, wie und warum diese Einheiten miteinander in Verbindung stehen (SPRINGER 2012).

Im Folgenden soll der stratigraphische Kontext zwischen den Testgrabungen N42, TU2, BXA mit G10 und M14 hergestellt werden. Dabei werden die bisherigen Erkenntnisse mit Beobachtungen während der Feldarbeiten miteinander verknüpft. Testgrabung N40E25 soll dabei als Lokalität am Höhlenmund erweiternd mit einbezogen werden. Vorerst werden die geogenen Sedimente diskutiert, die Rückschlüsse auf morphodynamische Prozesse liefern sollen. Im Anschluss wird die Stratigraphie der anthropogen geprägten Lockersedimente erörtert, um einen Kontext zwischen den Testgrabungen herzustellen. Dieser Kontext wird stark vereinfacht, schematisch dargestellt und auf der Basis der wesentlichen Befunde dieser Arbeit rekonstruiert.

6.4.1 Geogene Sedimente

Zunächst ist das Basement des Abris näher zu definieren. Da sich der Abri in einer Linse aus ignimbritischen Gestein befindet, sollte das Basement des Abris ebenfalls aus Ignimbrit bestehen. Wenn der Ignimbrit jedoch im Untergrund vollständig verwittert ist, dann sollte der Basalt die Basis des Abris darstellen.

In Grabungsquadrat G10 ist nach BRANDT et al. (2012) unterhalb der T-Group, die die erste Besiedlungsphase von *Mochena Borago* beinhaltet, die stratigraphische Einheit PKT vorzufinden. Das kompakte, vulkanische, archäologisch sterile Material ist auch an der Basis der Testgrabungen TU2 und N40E25 enthalten. Beobachtungen während der Feldarbeiten lassen das Material als ignimbritisches Gestein definieren, das große Gesteinsbrocken bis >30 cm enthält. Es ähnelt visuell eindeutig dem Material der Höhlendecke, wobei das Deckenmaterial grau in der Farbe und das von PKT rötlich gefärbt sind. Die unterschiedliche Farbgebung kann auf Verwitterungsprozesse durch Perkolations des Niederschlagswassers und Dauer der Exposition des Deckenmaterials zurückgeführt werden. An dieser Stelle wird PKT als das Basement des Abri definiert.

In TU2 ist PKT am tiefsten aufgeschlossen und bietet hier einen Einblick in die Beschaffenheit des Materials, das laut FISHER (pers. Mitt.) nur mit Schlagwerkzeug gelockert werden konnte. Der Ignimbricit wurde hier sichtbar fluvial überprägt, da sich Erosionsfurchen in den Profilen TU2 Ost und West befinden (Abb. 15). Die Beobachtungen während der Feldaufenthalte und geomorphologische Betrachtung von TU2 mit BÖDEKER erwiesen Erosionsmerkmale, die auf einen OW-Verlauf von hochenergetischem Wasser mit Sedimentfracht hin deuten, die zur Einschneidung in PKT führten.

In Grabungsquadrat TU2 sind außer dieser, weitere fluviale Erosionsmerkmale zu verzeichnen, die sich im Bereich von LFX2 befinden. Die stratigraphische Einheit LFX2 befindet sich hier im Hangenden von PKT. Da LFX2 eine pyroklastische Ablagerung darstellt, sollte sie sählig im Abri sedimentiert worden sein (SPRINGER 2012). Der oberflächige Verlauf von LFX2 ist jedoch nicht sählig, sondern äußerst uneben und weist deshalb auf Erosionsmerkmale hin. LFX2 ist in der südwestlichen Ecke von TU2 in der fluvialen Erosionsfurche von PKT nicht vorhanden, auf dem an dieser Stelle Deckensturzmaterial aufliegt. Generell erfährt der oberflächige Verlauf von LFX2 in TU2 einen NS-Einfall, der in der südwestlichen Ecke besonders stark ausgeprägt ist. In der nordöstlichen Ecke von TU2 ist im oberflächennahen Bereich von LFX2 ebenfalls eine Erosionsfurche erkennbar, die mit der in der gegenüberliegenden Ecke verknüpft werden kann.

Infolge dessen können zwei fluvial erodierte Rinnen in TU2 identifiziert werden, die weiteren Entschlüsselungen der Abri-Dynamik dienen können:

- 1) OW-verlaufende Rinne, die PKT und LFX2 erodiert; Zeitpunkt: $t(a)$
- 2) NS-verlaufende Rinne, die LFX2 erodiert; Zeitpunkt: $t(b)$

Abbildung 57 stellt den potentiellen Verlauf der hochenergetischen Erosion anhand der Rinnen graphisch dar.

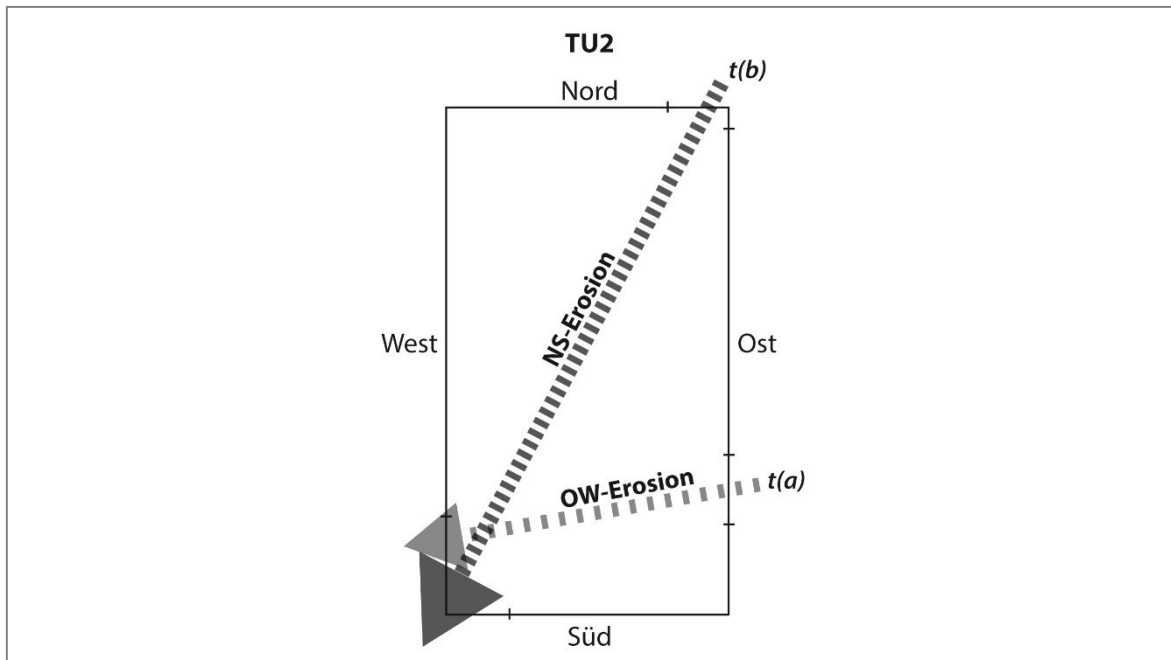


Abb. 57: Graphische Darstellung der potentiellen fluvialen Erosionen in Testgrabung TU2. In der Graphik sind die OW- und NS-verlaufenden Transportwege des Wassers mit erosiv wirkender Sedimentfracht anhand der Erosions-furchen in PKT, LFX2, DS und LFX1 dargestellt (Eigene Darstellung).

Solche stark vertikal einschneidende Erosionsfurchen, wie diese in Profil TU2 West bei LFX2, entstehen nach SPRINGER (2012) durch eine Kombination aus Abrasion und Korrasion. Korrasion tritt dabei durch mitgeführte Sedimentfracht bei hochenergetischen Strömungen auf, wodurch Gesteinsbruchstücke gelockert werden. Anschließend folgt die Abrasion, wodurch solch glatte bis polierte Oberflächen entstehen (SPRINGER 2012). Da sich in TU2 West zwei versetzte vertikale Einschneidungen in LFX2 befinden (Abb. 15), handelt es sich bei der OW-verlaufenden Rinne um Überprägungen mit unterschiedlich hoher Energie. BRÜCKNER (pers. Mitt.) stellt die Hypothese auf, dass diese Merkmale in LFX1 auch anthropogen erzeugt werden konnten. Aufgrund der Korrasions- und Abrasionsmerkmale wird dies an dieser Stelle ausgeschlossen.

In Profil TU2 Süd und Ost befindet sich im Hangenden von LFX2 die stratigraphische Einheit DS und in Profil TU2 West befindet sich LFX1. Da sich DS in TU2 West im Liegenden von LFX1 befindet, sollte DS die zeitlich nachfolgende stratigraphische Einheit von LFX2 in der Grabung TU2 sein. Der oberflächige Verlauf von DS ist in TU2 Ost und Süd söglich, jedoch befindet sich in TU2 West innerhalb von DS ebenfalls die OW-verlaufende Rinne (s.o.). Die Erosionsfurchen zeichnet ebenfalls zwei versetzte, vertikale Einschneidungen in DS wie in LFX2 nach und deutet ebenfalls auf verschiedenen hochenergetischen Prozessen hin.

Die Morphologie der stratigraphischen Einheit von LFX1 im Hangenden von LFX2 und DS deutet darauf hin, dass LFX1 in die Erosionsfurchen an dieser Stelle eingebettet wurde (Abb. 15). Das Material von LFX1 stellt einen pyroklastischen Strom dar, der durch eine heiße Glutwolke in den Abri transportiert wurde, und sich in die präexistierenden Erosionsfurchen einbettete. Zu diesem Zeitpunkt wurde an dieser Lokalität bei TU2 im Abri eine sögliche Oberfläche geschaffen. Das Material von LFX1 ist in keiner anderen Testgrabung wieder zu finden. Dies lässt auf fluvial-erosive Prozesse im Abri schließen, durch die das Material an der Oberfläche abtransportiert wurde.

Das Basement (PKT) ist in der Testgrabung N42 nicht vorhanden. Die Grabungsbasis befindet sich in N42 bei 2,6 m und in TU2 bei 2,2 m, weshalb hier die Frage besteht, in welcher Tiefe u. GOK sich das Basement im Bereich von N42 befinden könnte.

Anhand der Dünnschliffe MB-A1-2 und MB-B1-3 lassen sich LLF, ULF und LFX2 allesamt als andesitisch-rhyolitischer Ignimbrit mit verwitterungsgesteuerten rötlichen Verfärbungen definieren. Mit einer Distanz der Grabungsquadrate N42 und TU2 von ca. 6 m wird an dieser Stelle die Hypothese aufgestellt, dass LLF, ULF und LFX2 gemeinsam eine Serie von pyroklastischen Strömen darstellt. Hier wird die Serie von Pyroklastika als L/ULF/X2 bezeichnet und somit ein Kontext zwischen den Grabungsquadraten N42 und TU2 hergestellt.

BÖDEKER (pers. Mitt.) verweist bereits während der Feldaufenthalte auf den starken NW-SO-Einfall des oberflächigen Verlaufs von ULF in N42 hin. Da der oberflächige Verlauf von L/ULF/X2 in Grabungsquadrat N42 ebenso wenig söhlig verläuft wie in TU2, kann hier auf weitere fluviale Überprägung des pyroklastischen Gesteins geschlossen werden. In N42 ist anhand des WO-Einfalls der Oberfläche von L/ULF/X2 eine fluviale Überprägung entlang der Höhlenwand zu verzeichnen:

- 3) SW-NO-verlaufende Rinne, die L/ULF/X2 erodiert; Zeitpunkt: $t(c)$

Abbildung 58 stellt den potentiellen Verlauf der hochenergetischen Erosion anhand des oberflächigen NW-SO-Einfalls von L/ULF/X2 graphisch dar.

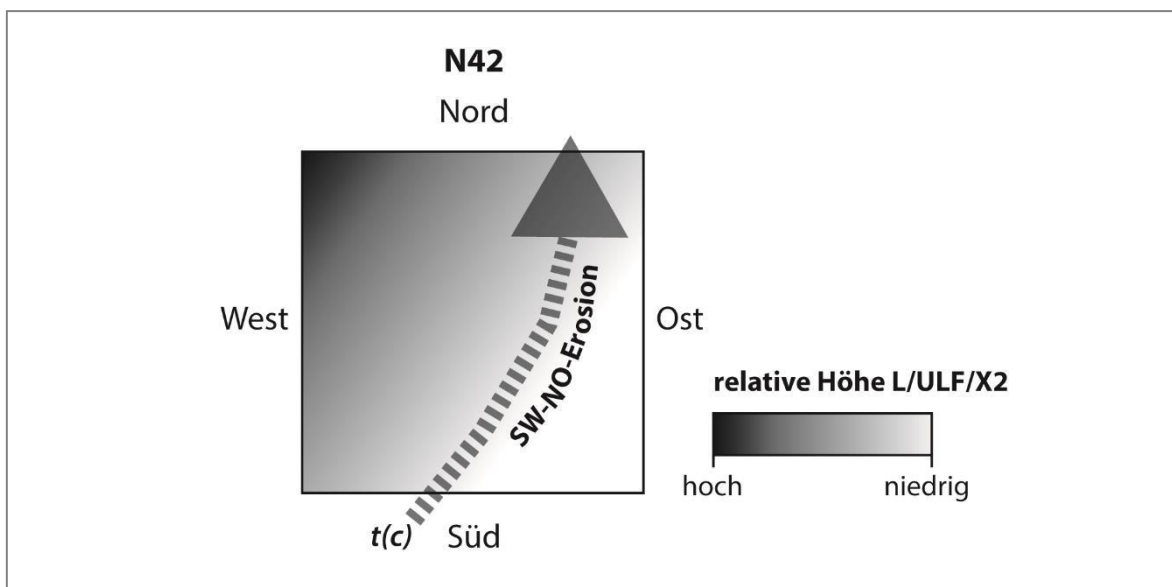


Abb. 58: Graphische Darstellung der potentiellen fluvialen Erosion in Testgrabung N42. In der Graphik ist der SW-NO-verlaufende Transportweg des Wassers mit erosiv wirkender Sedimentfracht anhand des oberflächigen WO-Einfalls von L/ULF/X2 dargestellt (Eigene Darstellung).

Innerhalb der geogenen Sedimente wurden somit drei Erosionsmerkmale festgestellt, die im späteren Verlauf der Arbeit Rückschlüsse auf morphodynamische Prozesse liefern sollen.

Derweil können weitere Fragestellungen beantwortet werden:

N42-3: Das SW-NO-Gefälle von L/ULF/X2 in N42 ist auf fluviale Prozesse zurückzuführen, da die Pyroklastika söhlig abgelagert werden mussten und somit nur fluviale Erosion zur

Ausbildung dieses Einfalls führen konnte. Der Transportweg lässt sich dabei entlang der Höhlenwand nachverfolgen, was auch rezent durch Unterhöhungsmerkmale in diesem Bereich ersichtlich ist.

N42-4: Durch die Unterhohlung im Bereich von N42 (s.o.) sind vermutlich große Bereiche des Deckenmaterials kollabiert und nun als DS in TU2 und N42 vorzufinden. Dies lässt auf humide Bedingungen schließen, während der es zur Ablagerung von YBSX als ein Gemisch aus Regolith und Deckensturzmaterial in den Abri kam.

TU2-1/G10-1: PKT kann als das Basement der Höhle eingeordnet werden, da der Ignimbrit in drei Grabungsquadranten in ähnlichen Höhenlagen zu finden ist. Die unterschiedlichen Mächtigkeiten sind dabei auf fluvial-erosive Prozesse zurückzuführen. Dies sollte mit weiteren Untersuchungen (z.B. Geoelektrik) sicherheitshalber geklärt werden.

TU2-4: Die stark vertikale Einschneidung in LFX2 kann nur durch fluviale Prozesse entstanden sein. Dadurch lässt sich auch die mächtige Ablagerung des Deckensturzmaterials durch Unterhohlung erklären (s.o.).

TU2-6: Die mächtige Ablagerung des Deckensturzmaterials in TU2 wurde durch die Unterhohlung an der Höhlenwand hervorgerufen (s.o.), sowie während LFX1 und LFX2 fluvial eingeschnitten wurden.

6.4.2 Anthropogen geprägte Sedimente

Die anthropogen geprägten Sedimente befinden sich hauptsächlich in der Hauptgrabung BXA mit G10, sowie auch in M14. Die fundführenden stratigraphischen Einheiten sollen nun in einen Kontext für Ablagerungsdynamische Prozesse gebracht werden.

Im Hangenden des Basements (PKT) befindet sich in der Hauptgrabung BXA das Lockersediment der T-Group, in N40E25 befindet sich an dieser Position ebenfalls ein Lockermaterial, das große Gesteinsbrocken aus ähnlichem Material wie dem der Höhlendecke enthält. Da sich N40E25 am Höhlenmund des Abris befindet, wird das Material in N40E25-I als ein angeschwemmtes Sedimentgemisch aus dem Höhleninneren und Eintragungen von den Hängen außerhalb definiert.

In der T-Group innerhalb von BXA befindet sich die fluviale Rinne, in der das Material von YBT eingebettet ist. Der Verlauf der Rinne deutet auf die Herkunft von der Höhlenwand in Richtung Höhlenmund hin, jedoch ist diese Rinne nicht in M14 zu sehen. Aufgrund der Morphologie des Untergrundes im Bereich des Höhlenmundes bei M14 und BXA kann der Verlauf des Wassers raus aus der Höhle ausgeschlossen werden. Es liegt die Vermutung nahe, dass das Wasser der Rinne nicht aus dem Abri austritt, sondern sich im Bereich von G10 anstaut. Die Korngrößen von Ton bis Schluff des Materials YBT, sowie auch seine Zusammensetzung aus vorwiegend vulkanischem Material, weisen auf Transportfracht von Korrasionsendprodukten hin. Da das Material von L/ULFX/2 erodiert wurde, könnte YBT die Ablagerungsrinne des fein erodierten Materials unter niedriger Transportenergie darstellen. Damit wäre die hohe Konzentration des Ton- und Hämatitgehalts an den Rändern von YBT durch die Auswaschung der Minerale und Oxide in dem Material des andesitisch-rhyolitischen Ignimbrits erklärt. Darüber hinaus kann die Verschmälerung von

YBT in Richtung Höhlenmund ein Indiz für die Abnahme der Transportenergie und somit den Transportstopp der Sedimente in Richtung des Höhlenmundes belegen.

Die Rinne in der T-Group weist einerseits auf hochenergetische Prozesse mit der Ausbildung der Rinne selbst hin, sowie auf niedrigenergetische Prozesse mit Ablagerung des Materials von YBT. Dies kann darauf hindeuten, dass sich nach der Ablagerung des Sedimentes der T-Group und während der Besiedlung von *Mochena Borago* morphodynamische Prozesse innerhalb des Abris geändert haben.

Da sich im oberflächigen Bereich von YBT eine weitere fluvial erzeugte Rinne befindet (Abb. 16), muss das Material wiederum post-sedimentär erodiert worden sein. Die S-Group ist in der Erosionsfurche eingebettet und die Sedimente mit den Artefakten weisen auf fluviale Korrasion hin. Dies bedeutet, dass sich während und nach der Sedimentation der S-Group ebenfalls ein Wasserlauf an dieser Stelle befunden haben muss. Anhand dieser Indizien lassen sich drei weitere fluvial-erosive Prozessmerkmale innerhalb des Abris erkennen, die sich innerhalb von BXA befinden:

- 4) NO-SW-verlaufende Rinne, die T-Group erodiert (hochenergetisch); Zeitpunkt: $t(d)$
- 5) NO-SW-verlaufende Rinne, die YBT ablagert (niedrigenergetisch); Zeitpunkt: $t(e)$
- 6) NO-SW-verlaufende Rinne, die YBT erodiert (mittelenergetisch); Zeitpunkt: $t(f)$

Innerhalb der S-Group, YBS und R-Group sind keine fluvialen Erosionsmerkmale zu erkennen, sondern diese stratigraphischen Einheiten verlaufen söhlig. Dies weist darauf hin, dass sich morphodynamische Prozesse nach der Ablagerung der S-Group innerhalb des Abris verändert haben.

Die Sedimente innerhalb der Testgrabung M14 lassen sich nicht exakt mit denen aus BXA in Verbindung bringen. Die Sedimente wurden vermutlich als ein Gemisch aus allochthonen und autochthonen Produkten des Abris abgelagert. Die Position der Grabung nahe am Höhlenmund lässt auf die Sedimentvermischung schließen. Da jedoch in M14-VI ein konzentriertes Vorkommen an Holzkohle- und Knochenfragmenten vorzufinden ist, kann sich der Hauptaufenthaltort des anatomisch modernen Menschen innerhalb des Abris verlagert haben. Dies kann mit der Änderung der fluvial-dynamischen Prozesse innerhalb des Abris in Verbindung gebracht werden, die innerhalb von BXA auftreten.

Bezüglich der Testgrabung N40E25 ist hinzuzufügen, dass während der sedimentologischen Untersuchungen von KOLVENBACH & MEYER (2012) deutliche Gemeinsamkeiten zwischen der R-Group in G10 bzw. TU2 und des Sediments in N40E25-II gefunden wurden. Aufgrund dessen wird die Hypothese aufgestellt, dass sich die R-Group durch den gesamten Bereich innerhalb von TU2, BXA und N40E25 zieht. Wenn dies der Fall ist, muss die R-Group aufgrund der Lagepositionen der Testgrabungen auch in M14 vorzufinden sein.

Dem zu Folge können letztere Fragestellungen bezüglich der Sedimente im Abri Mochena Borago beantwortet werden:

TU2-7: Die R-Group wurde durch mehrere Massenbewegungsprozesse mit hoher Sedimentfracht in den Abri eingetragen. Dabei wurde das Lockermaterial söhlig am Boden abgelagert und der Abri zeitgleich und im Anschluss besiedelt. Vermutlich erfolgte eine Änderung der Morphodynamik im Abri, aufgrund von klimatischen Veränderungen oder

auch durch Veränderungen der lokalen Hangmorphologie, wodurch der fluviale Einfluss im Bereich des Hauptzugangs verändert wurde.

G10-2: Die T-Group wurde vermutlich anthropogen und natürlich am Basement des Abris sedimentiert. Die große Menge an Artefakten deutet auf *Mochena Borago* als Gunstraum zu dieser Zeit hin.

G10-5: Da BWT auf ca. 7 ka v.h. datiert wurde, sind die JSA als holozäne Ablagerungen einzustufen. BWT ist grob als Zeitmarker-Funktion einzusetzen, da die geringe Vermischung der Asche mit Lockersedimenten in G10 und TU2 auf die fluviale Umlagerung des Materials innerhalb des Abris hinweisen.

G10-6: Die fluviale Dynamik war vermutlich im südlichen Bereich des Abris höher als im NW-Bereich, da im S-Bereich fluvial erodiert wurde und im NW-Bereich Sedimentakkumulation erfolgte.

6.4.3 Synoptische Betrachtung der Testgrabungen

Anhand der entschlüsselten Stratigraphie der Testgrabungen N42, TU2, BXA mit G10 und M14 soll nun der stratigraphische Kontext der Sedimente zwischen den Grabungsquadraten hergestellt werden. Dafür werden die Grabungen entlang von relativ geradlinigen Transekten innerhalb des Abris miteinander in Verbindung gebracht und dabei die Höhe ü.M. berücksichtigt. Anhand der vorgegebenen Testgrabungen lassen sich vier Transekte im Abri bilden, die in Abb. 59 graphisch dargestellt werden.

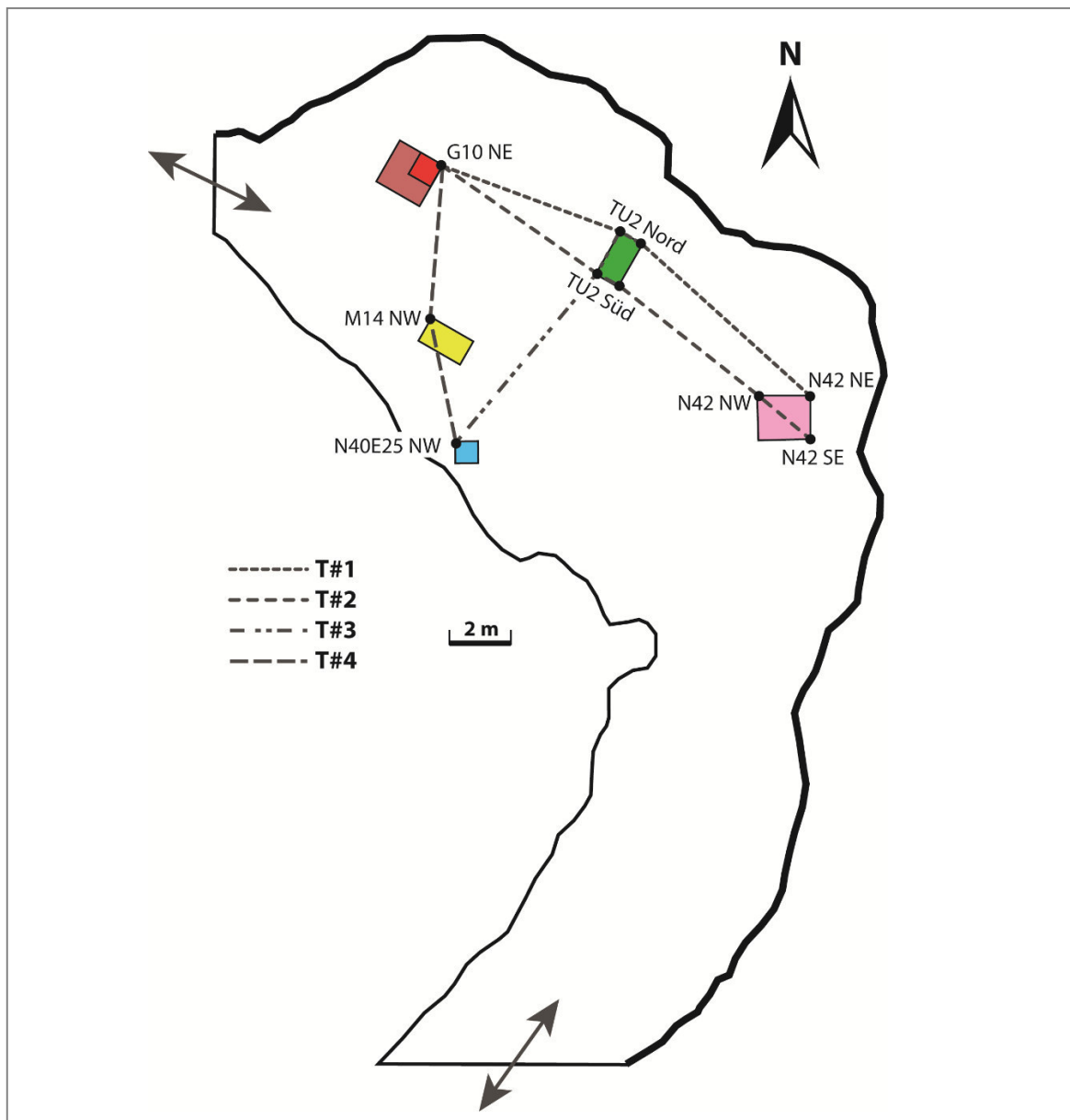


Abb. 59: Schematische Darstellung der gebildeten Transekte im Abri *Mochena Borago* nach den vorgegebenen und analysierten Testgrabungen N42, TU2, G10, M14 und erweiternd N40E25. Es werden die Transekte T#1, T#2, T#3 und T#4 gebildet (Eigene Darstellung).

Mit Hilfe der Transekte wird ein Großteil vom zentralen Bereich des Abris abgedeckt und es kann somit ein grober Überblick über die Untergrundbeschaffenheit der Sedimente geschaffen werden. Ein Transekt von N40E25 zu N42 wurde nicht gebildet, da sich in diesem Bereich, aufgrund der lückenhaften Testgrabungen, zu viele Fehler einbringen würden. Abbildung 60 stellt die Zeichnungen der Transekte graphisch dar.

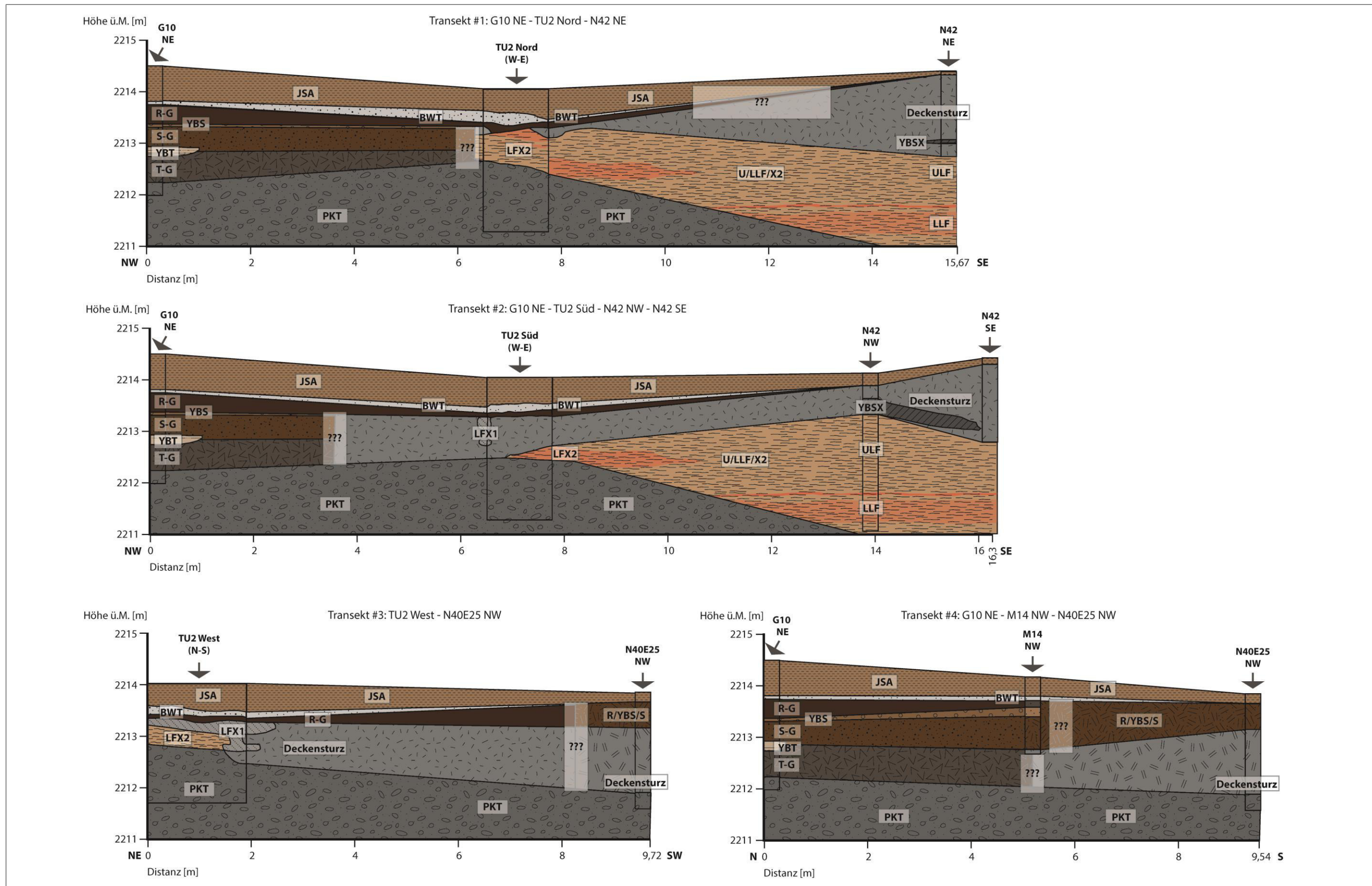


Abb. 60: Graphische Darstellung der Profilsynthesen für die Testgrabungen N42, TU2, BXA mit G10, M14 und N40E25. Die Transekte wurden stark vereinfacht anhand der Untersuchungen dieser Arbeit dargestellt (Position der Transekte Abb. 59) (Eigene Darstellung).

Anhand der Transekte lässt sich die stark variierende Sedimentation des Untergrundes von *Mochena Borago* erkennen. In den Transekten T#1 und T#2 ist zu erkennen, dass sich im NW-Bereich des Abris Lockersedimente mit fundführenden Schichten befinden und im SE-Bereich pyroklastische Ablagerungen sowie großen Anteile an Deckensturzmaterial. Die Transekte T#3 und T#4 spiegeln ebenfalls die Ablagerung von DS im zentralen Bereich des Abris wieder, sowie die Lockersedimentablagerung im NW-Bereich.

Des Weiteren ist ersichtlich, dass sich die R-Group und BWT durch den gesamten NW- und zentralen Bereich von *Mochena Borago* befinden. Beide stratigraphischen Einheiten liegen söhlig auf denen im Liegenden auf. Die JSA befinden sich im gesamten Bereich des Abris und stellt eine Bedeckung des geogenen und anthropogenen Untergrundes dar.

Der unregelmäßige Oberflächenverlauf von L/ULF/X2 ist anhand der Transekte T#1 und T#2 ebenfalls erkennbar. Die Erosionsfurchen im Bereich von TU2 und N42 weisen auf die hochenergetischen Prozesse im Abri hin. Demgegenüber stehen die Sedimentakkumulationsräume im Bereich des Höhlenmundes bei N40E25 und M14, in denen sich Sedimentgemische aus allochthonem und autochthonen Material des Abris befinden.

Die synoptische Betrachtung der Transekte dient nun als Vorlage zur Rekonstruktion der morphodynamischen Prozesse im Abri, sowie zur Identifizierung von Sedimentfallen und -akkumulationsräumen.

6.5 Entschlüsselung der Morphodynamik im Abri *Mochena Borago*

Anhand der großräumig geomorphologischen Betrachtung der Abri-Beschaffenheit während der Feldaufenthalte mit BÖDEKER und der synoptischen Betrachtung der Sedimente in den Grabungsquadraten N42, TU2, G10, M14 und N40E25 soll nun die Morphodynamik im Abri *Mochena Borago* entschlüsselt werden. Dafür müssen folgende Faktoren beachtet werden:

- 1) Initialstadium des Basements, sowie die fluviale Überprägung und mutmaßlicher Verlauf des Wassers
- 2) zeitlicher Ablauf der Sedimentation innerhalb des Abris, d.h. Identifikation der Ablagerungsdynamik von Pyroklastika und Lockersedimenten
- 3) Berücksichtigung der Erosionsmerkmale von den Zeitpunkten t(a) bis t(f), um Änderungen der Morphodynamik festzuhalten

Anhand dieser Faktoren und den Entschlüsselungen des stratigraphischen Kontexts, wird nun ein Vorschlag für den Sedimentations- und morphodynamischen Ablauf im Abri *Mochena Borago* geliefert. Abbildung 61 stellt das Ergebnis zur morphodynamischen Entschlüsselung schematisch dar. Dabei wird zur Veranschaulichung die Aufsicht des Abris zu den gegebenen Ablagerungszeiträumen dargestellt, sowie auch die Ansicht entlang eines Transektes durch den zentralen Bereich. Die Aufsicht wird dabei von der nördlichen Ausrichtung gelöst, um den Blick auf den Abri an der Flanke des Berges besser darstellen zu können.

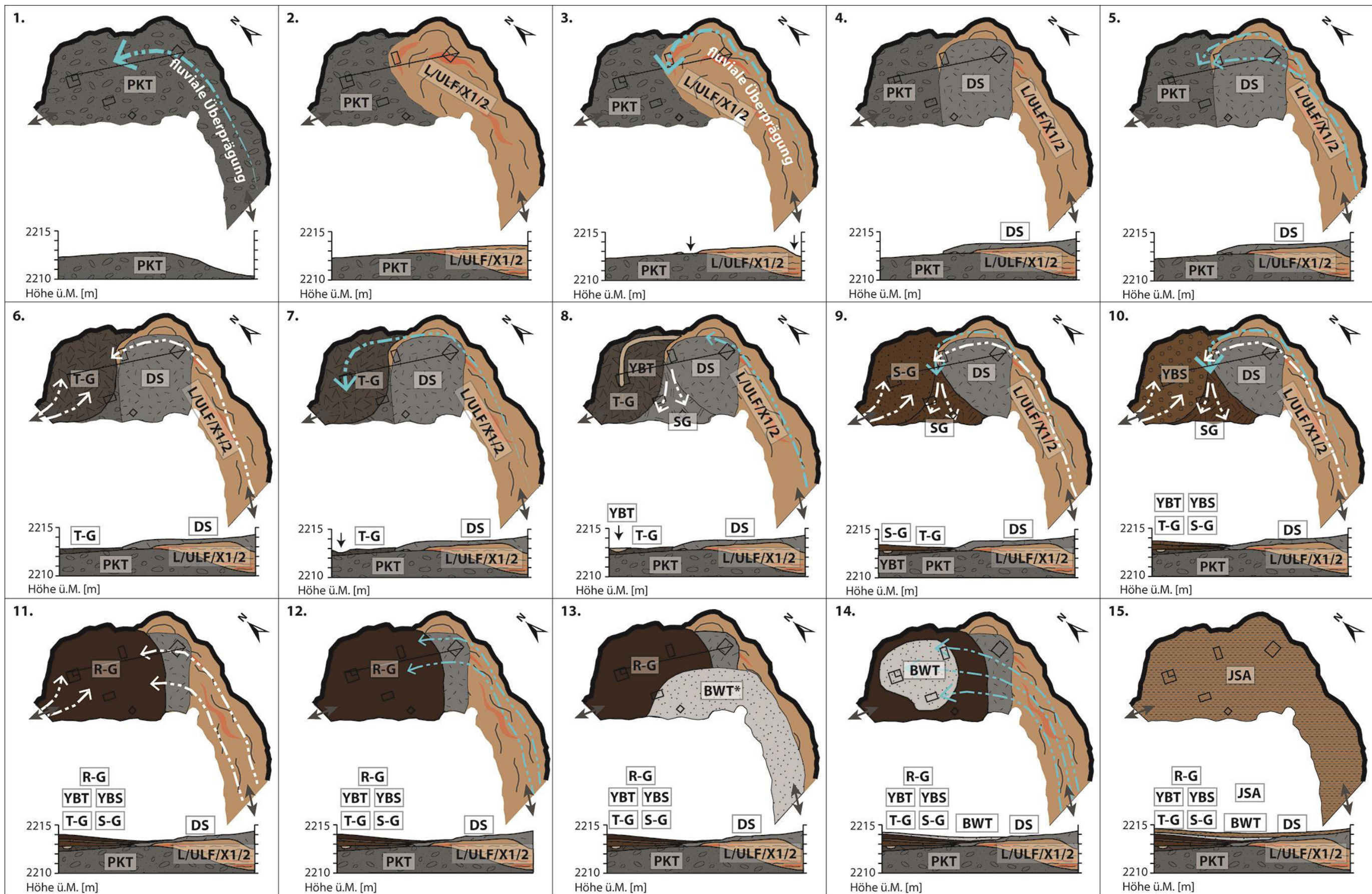


Abb. 61: Beispiel der stark vereinfachten und schematisch dargestellten Ablagerungs- und morphodynamischen Prozesse im Abri Mochena Borago anhand einer relativen Zeitskala von 15 Teilschritten (Eigene Darstellung).

Die stratigraphische Einheit PKT wird als das Basement des Abris gesetzt und bildet während des Initialstadiums von Mochena Borago eine nahezu söhlig Oberfläche. Die Oberflächenbeschaffenheit ist deshalb nicht vollständig söhlig, da der Ignimbrit durch die Wasserperkolation und Strömungen des Niederschlagswassers nicht gleichmäßig erodiert und verwittert wurde. Durch den breiten Höhlzugang an der südlichen Seite kann ein Wasserlauf in den Abri eindringen, der PKT entlang der Höhlenwand stark erodiert (Abb. 61; 1). Auch rezent ist durch die Morphologie entlang der Höhlenwand eine eindeutige Unterhöhlung des Deckenmaterials erkennbar. Die Untergrundbeschaffenheit und Abri-Morphologie lassen auf einen hochenergetischen Wasserlauf zum Zeitpunkt $t(c)$ entlang der Höhlenwand schließen, sowie zum Zeitpunkt $t(a)$ im zentralen Bereich des Abris, der vom südlichen Hauptzugang eintritt. Das Wasser akkumuliert dabei an den Hängen des Mt. Damota und fließt entlang eines Stromes in den Abri hinein. Die Erosionsmerkmale in PKT im Bereich von TU2 lassen darauf schließen, dass das Wasser von der Höhlenwand aus in die Richtung des zentralen Bereiches fließt, sowie auch in die Richtung der Position von BXA.

Zu einem späteren Zeitpunkt, nach der fluvialen Überprägung von PKT, kam es zur seriellen Ablagerung pyroklastischer Produkte in den Abri, die rezent als L/ULFX/2 vorzufinden sind (2). Die Pyroklastika wurden über den südlichen Hauptzugang des Abris eingetragen und lagerten sich söhlig in südlichen und zentralen Bereich des Abris ab. Der Eintrag der Pyroklastika in die NW-Hälfte des Abris wurde aufgrund der geringen Transportenergie des zähflüssigen Materials und die erhöhte Oberfläche von PKT im zentralen Bereich des Abris verhindert.

Die hochenergetischen fluvialen Prozesse entlang des Hauptzugangs und mit Aufprall an der Höhlenwand innerhalb des Abris führten zur fluvialen Erosion von L/ULF/X2 zum Zeitpunkt $t(b)$ (3). Durch die starke Unterhöhlung des Deckenmaterials in diesem Bereich, kollabierten große Gesteinsbrocken des Ignimbrits, die rezent als DS im Bereich von N42 und TU2 vorzufinden sind (4). Dadurch veränderte sich der Verlauf der Strömung innerhalb des Abris, sodass die stark vertikale Erosionsfurche in L/ULF/X2 (TU2 West) zum Zeitpunkt $t(b)$ entstand und das Wasser in den NW-Bereich der Höhle dringen konnte (5). Die Erosionsfurche wurde von dem Material LFX1 durch eine Glutwolke eingeebnet.

Im Anschluss an diese Ereignisse kam es vermutlich vorerst zu einem Stillstand der pyroklastischen Ablagerungsereignisse und gleichzeitig zum Eintrag von Lockersedimenten. Durch Verwitterung des Materials am Mt. Damota und Abtrag des Regoliths an den Hängen wurden während der ersten Besiedlung von Mochena Borago kontinuierlich Lockersedimente in den Abri eingetragen (6). Dies geschah vermutlich von beiden Zugängen der Höhle, wobei der südliche Bereich des Abris weiterhin fluvial überprägt wurde. Durch erhöhte Niederschlagsmengen, oder auch durch lokale morpho-tektonische Veränderungen, kommt es zum Zeitpunkt $t(d)$ zur Ausbildung einer fluvialen Erosionsfurche im Bereich von BXA, die von der Höhlenwand her in Richtung Höhlenmund verläuft (7). Die Transportenergie des Wassers ist dabei als hoch einzuschätzen, da grobkörniges Material im Kiesbereich abtransportiert wird. Zum Zeitpunkt $t(e)$ wird die Transportenergie geringer, da zu dieser Zeit feinkörniges Material (YBT) in dieser Rinne abgelagert wird (8).

Am Höhlenmund haben sich derweil Sedimentgemische aus allochthonen und autochthonen Lockersedimenten des Abris abgelagert. Durch die fluvialen Prozesse werden diese Sedimente teilweise wieder abtransportiert und es befinden sich hauptsächlich stark gerundete Gerölle durch weite und starke Transportprozesse in diesem Bereich. Zeitgleich beginnt die Einebnung des Deckensturzmaterials im zentralen Bereich des Abris durch die fluvial-erosiven Prozesse.

Anschließend werden weitere Lockersedimente in Besiedlungszeiträumen von *Mochena Borago* kontinuierlich in den Abri eingetragen. Während wieder höher energetischen Prozessen im südlichen Bereich des Abris kommt es zur kontinuierlichen Ablagerung der S-Group (9), sowie auch von YBS (10). Vor und während der Ablagerung der S-Group-Sedimente ist die fluviale Rinne im Bereich von BXA ebenfalls vorhanden, jedoch ist sie zu diesem Zeitpunkt $t(f)$ höher energetisch als die zuvor und niedriger energetisch als die zum Zeitpunkt $t(d)$.

Im Anschluss an die kontinuierlichen Sedimentablagerungen kommt es zum Eintrag der R-Group, die durch einen Massenbewegungsprozess in einen großen Bereich des Abris eingetragen wird (11). Der Schuttstrom, der Artefakte und Lockermaterial von den Hängen des Mt. Damota enthält, verfüllt vermutlich auch einen Großteil des Tals außerhalb des Abris. Dadurch wird die fluviale Dynamik lokal verändert, der Hauptzugang im südlichen Bereich teilweise verschüttet und die Transportenergie innerhalb der Höhle nimmt ab. Es kommt zu niedriger energetischen Prozessen, die vom Hauptzugang des Abris kommen, und einen Teil des Lockersediments der R-Group aus dem südlichen Bereich der Höhle wegtransportieren (12). Dabei wird das abtransportierte Material teilweise am Höhlenmund abgelagert.

Im Anschluss kommt es durch ein vulkanisches Ereignis zum äolischen Eintrag der hellen weißen Asche (BWT*), die sich im weniger geschützten Bereich des Höhlenbodens ausbreitet (13). Sie gelangt vermutlich nicht bis in alle tiefsten Ecken des Abris, breitet sich jedoch großflächig über dem Boden aus. Im Anschluss kommt es zu Starkregen, die mit dem vulkanischen Ereignis einhergehen. Dadurch wird BWT* fluvial umgelagert und bettet sich tief in das Lockersediment der R-Group ein (14). Aufgrund der Verlagerung wird die äolische BWT* zur fluvial umgelagerten BWT.

Vermutlich während des Holozäns kommt es anschließend zur kontinuierlichen Sedimentation der JSA, die den gesamten Höhlenboden bedecken (15). Da rezent keine Niederschlagswasserströmungen in den Abri eintreten, wird dies schon seit einem längeren Zeitraum der Fall sein. Der Abri ist rezent frei von Niederschlagseinflüssen, was einerseits auf klimatische Veränderungen mit zunehmender Aridität zurückgeführt werden kann, oder auch auf geomorphologische Prozesse, die die lokale Morphologie des Hanges verändert hat.

Dieses Beispiel für die Sedimentationsgeschichte im Abri *Mochena Borago* ist als eine Hypothese aus den Informationen dieser Arbeit und Beobachtungen während Geländeaufenthalten zu gewichten. Die Morphodynamik innerhalb des Abris, sowie auch die lokale Morphologie des Mt. Damota, können sich schlagartig oder auch kontinuierlich verändert haben.

Da sich im Abri hochenergetische, fluviale Prozesse ereignet haben ist es möglich, dass die Sedimente früherer Besiedlungsphasen von *Mochena Borago* abtransportiert wurden. Es ist möglich, dass der Abri zu Zeiten vor 60 ka während Gunstphasen besiedelt wurde, die Sedimente mit fundführenden Artefakten jedoch erodiert wurden. Dies würde bedeuten, dass in diesem Gebiet große Klimavariationen während der letzten 200 ka stattgefunden haben. Des Weiteren ist möglich, dass die stratigraphische Einheit PKT im Bereich von TU2, G10 und N40E25 nicht das Basement des Abris darstellt, sondern dort große Bereiche mit Deckensturzmaterial aufliegen. Dies würde bedeuten, dass sich fundführende Sedimente unterhalb von PKT befinden könnten und somit ein älterer Besiedlungszeitraum für *Mochena Borago* gegeben wäre. Diese Hypothese wird auch von BRANDT et al. (2012) aufgestellt, jedoch wird sie aufgrund der Beschaffenheit des Materials von PKT hier nicht bestätigt. Das zusammenhängende, kompakte Material weist auf die *in situ* Ablagerung des Ignimbrits und nicht auf lockere Gesteinsbrocken hin.

Anhand der Ergebnisse dieser Arbeit lässt sich konstatieren, dass im Abri *Mochena Borago* zwei Bereiche mit stark unterschiedlichen Ablagerungsprodukten enthalten sind. Der Abri lässt sich in den NW-Bereich mit vorwiegend fundführenden Lockersedimenten und den SE-Bereich mit vorwiegend Pyroklastika und Deckensturzmaterial gliedern. Abbildung 62 stellt die Unterteilung des Abris schematisch dar.

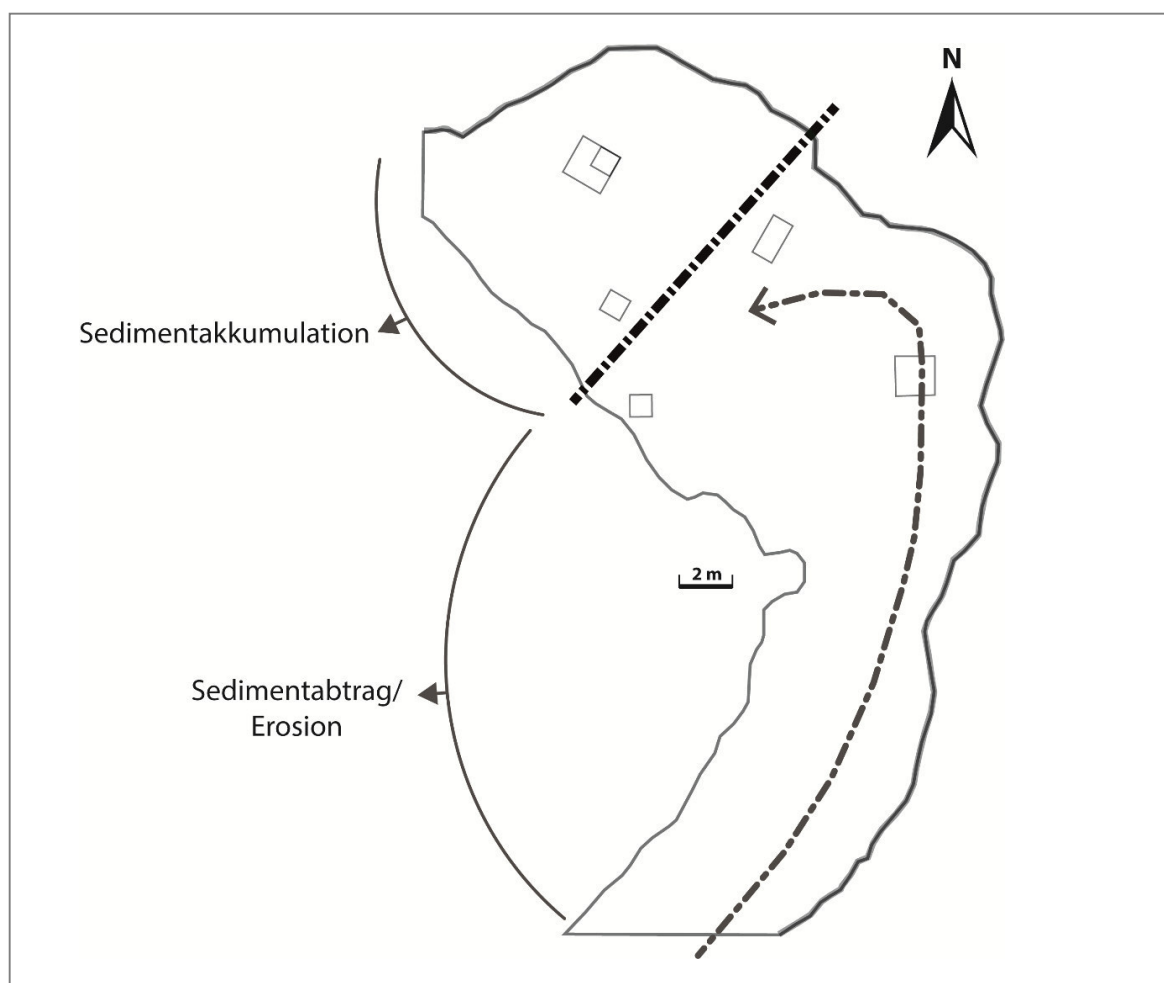


Abb. 62: Gliederung des Abris Mochena Borago in die Bereiche mit Sedimentakkumulation und Sedimentabtrag (Eigene Darstellung).

Der südliche Bereich des Abris unterliegt folglich hochenergetischen Prozessen, die den Untergrund des Abris prägen. Im nordwestlichen Bereich werden Sedimente akkumuliert, die von beiden Seiten der Höhlenzugänge eingetragen werden. Wenn sich im Abri *Mochena Borago*, ähnlich wie in *Esay Cave*, eine Quelle befunden haben sollte, kann dies nach WHITE (2012) einen Gunststandort für die Wasserversorgung des Menschen dargestellt haben. Die Morphodynamik des Abris wäre dann anders gewesen, als es im oberen Beispiel dargestellt wird. Da jedoch keine Indizien anhand der Abri-Morphologie zu finden sind, wird die Annahme einer Quelle vorerst ausgeschlossen.

Um die Datierungen aus BRANDT et al. (2012) zu berücksichtigen, kann ein Zeitraum der Sedimentablagerung im Abri von 53 ka bis 41 ka eingegrenzt werden. Es muss beachtet werden, dass es sich um Sedimente handelt, die vom Hang abgetragen wurden. Die datierten Holzkohlefragmente können von allochthoner Herkunft sein und somit nachträglich in den Abri eingetragen worden sein, was bedeuten würde, dass die Datierungen fehlerbehaftet sind. Wenn die Holzkohlefragmente Zeiträume vor dem Eintrag in den Abri abdecken, so stellen diese Daten keine Besiedlungszeiträume im Abri selbst dar.

7 Zusammenfassung

Der stratigraphische Kontext des Abris *Mochena Borago* kann anhand der Testgrabungen ansatzweise hergestellt werden, wobei durch die unregelmäßige Abdeckung der Einblicke in den Untergrund weiterhin Informationslücken bestehen. Mit Hilfe der Dünnschliffe und Elementaranalytik können Verbindungen zwischen den Grabungsquadraten hergestellt und somit ein stark vereinfachter stratigraphischer Kontext des Untergrundes rekonstruiert werden. Das multiskalige Methodenspektrum führt zu neuen Erkenntnissen, jedoch kann die geringe räumliche Auflösung der Probenentnahme nicht zur exakten Rekonstruktion der geomorphologischen Prozesse dienen. Da keine exakte Bestimmung des Basements erfolgen kann, stellt die Erörterung der Morphodynamik im Abri anhand der Ergebnisse dieser Arbeit eine Vermutung dar, die durch weitere Untersuchungen des Untergrundes geprüft werden sollte. Die pyroklastischen Ablagerungen im südlichen Bereich des Abris können ebenfalls weder zeitlich eingeordnet, noch einzelnen oder mehreren Events zugeordnet werden. Anzeichen erhöhter Verwitterungsgrade lassen auf Grundwassereinflüsse schließen, jedoch sind im Untergrund auch Anzeichen für Überflutungen und stehende Gewässer im Abri vorzufinden. Die fundführenden Lockersedimente bezeugen mehrfache Besiedlungsphasen in *Mochena Borago* sowie Veränderungen der Aufenthaltsorte des *Homo sapiens* innerhalb des Abris. Dies wiederum lässt vermuten, dass die Positionsveränderungen des vorzeitlichen Menschen durch morphodynamische und klimatische Variabilitäten gesteuert wurden.

Die Ergebnisse dieser Arbeit weisen auf plötzliche bis kontinuierliche Ablagerungen von Pyroklastika, Lockersedimenten und vulkanischer Asche hin. Dies wiederum lässt Rückschlüsse auf ein sich stetig veränderndes System am Mt. Damota zu, das durch vulkanische und klimatische Ereignisse gesteuert wurde. Die Sedimentherkunft kann durch die hydrologische Analyse mit ArcGIS einem rezenten Einzugsgebiet mit geringer Detailtiefe zugeordnet werden. Aussagen bezüglich der lokalen Hangbeschaffenheit, Grundwassereinflüssen oder morphologischen Veränderungen können jedoch nicht getroffen werden. Die Genese des Abris sowie die morphologische Entwicklung der Hänge am Höhlenmund könnten jedoch erheblich die Beschaffenheit des Abris als Zufluchtsort für den *Homo sapiens* beeinflusst haben.

Der stetige Wechsel von vulkanischen und klastischen Ablagerungen im Abri lässt auf ein Gefahrenpotential des Zufluchtsortes während plötzlicher Ereignisse schließen. Der Standort am Mt. Damota, der als Barriere von wassergesättigten Luftmassen fungiert, wird jedoch vermutlich schon seit der Vorzeit als Gunstraum für die Bereitstellung von Nahrungsmitteln gedient haben. Weitere Testgrabungen sollten in Zukunft im nördlichen Teil des Abris erfolgen, da dort Sedimentakkumulation erfolgte und dies mit witterungsgeschützten Bereichen assoziiert wird.

8 Fazit und Ausblick

Die multiskaligen Untersuchungen mit Hilfe der großräumigen Einzugsgebietsanalyse, der mikromorphologischen und elementaranalytischen Betrachtung der Sedimente ergaben neue Erkenntnisse über geomorphologische Prozesse im Abri *Mochena Borago*. Es konnte ein Ansatz zur Rekonstruktion des stratigraphischen Kontexts geschaffen werden, in den die archäologischen Funde einsortiert werden können. Aussagen über das Paläoklima können nur bedingt getroffen werden, da es sich bei *Mochena Borago* um eine Sedimentfalle in einer stark verwitterungsgeprägten Lokalität am Mount Damota handelt, der als Barriere für wassergesättigte Luftmassen wirkt. Die Nischenposition des Abris lässt darauf schließen, dass es sich hier vorwiegend um lokale Witterungseinflüsse handelt.

Mit dieser Arbeit wurden die vermutliche Morphodynamik des Abris seit seiner Entstehung rekonstruiert sowie auch die Sedimentationsgeschichte entschlüsselt und Aufenthaltsorte des anatomisch modernen Menschen eingegrenzt. Für weitere Grabungsarbeiten sollte der nordwestliche Bereich des Abris weiter erschlossen werden, da im südlichen Teil vermutlich vorhandene Sedimente abtransportiert wurden. Es ist jedoch zu erwähnen, dass in einer neuen Grabung während der Feldkampagne in 2013 Artefakte im oberflächennahen Bereich (>1 m u. GOK) auf älter als 50.000 Jahre vor heute datiert wurden (BRANDT pers. Mitt.). Darüber hinaus befindet sich dort eine ehemalige Feuerstelle, was auf eine Änderung des Aufenthaltsortes innerhalb des Abris hinweist. Dann wäre nicht nur der nordwestliche Bereich des Abris Hauptaufenthaltort des *Homo sapiens* gewesen, sondern auch der südliche Bereich. Sollten hier solch alte Paläooberflächen vorzufinden sein und dieser Fund mit weiteren bestätigt werden, dann wären die großflächigen fluvialen Prozesse vermutlich anders ausgeprägt, als hier im Beispiel dargestellt. Es sollte geklärt werden, ob es eine Quelle innerhalb des Abris gegeben haben könnte. Sollte dies der Fall sein, wäre die Morphodynamik im Abri anders verlaufen, als im Beispiel dieser Arbeit beschrieben. Dafür sollten Untersuchungen an der Höhlenwand erfolgen, da die fein laminierten Ablagerungen im nordwestlichen Bereich des Abris aus einer Quelle stammen könnten.

Während des Feldaufenthaltes 2014 wurde im zentralen Bereich des Abris, innerhalb der andesitisch-rhyolitischen Pyroklastika, ein organischer Überrest geborgen, der nun untersucht wird. Zurzeit besteht die Vermutung, dass es sich entweder um eine Pflanzenwurzel oder eine Schlangenhaut handelt. Archäobotanische und archäozoologische Untersuchungen können weitere Hinweise auf klimatische Bedingungen geben, sofern es sich nicht um rezentes Material handelt.

Da sich im südlichen Bereich des Abris kaum Testgrabungen befinden, könnten dort verborgene Sedimente zu finden sein. Es besteht die Möglichkeit, dass sich große Gesteinsbrocken des Deckensturzmateriale im gesamten Bereich der Höhle befinden, die im Untergrund fundführende Lockersedimente verbergen. In Zukunft sollten daher weitere Methoden zur Ergründung der Untergrundbeschaffenheit im Abri durchgeführt werden. Diese Methoden sollten vorerst solche sein, die den Untergrund nicht weiter zerstören und stratigraphische Einheiten mit fundführenden Schichten erhalten. Dazu passend wäre die Analyse durch Geoelektrik, mit der Sedimentschichten und archäologische Funde aufgespürt werden können. Während der Feldkampagne 2010 wurde die Untersuchung der oberen Schichten von *Mochena Borago* mit Georadar von Peter Lanzarone (University of

Georgia) durchgeführt. Die Analyse der Daten zeigte die weite Ausbreitung fundführender Schichten außerhalb der Testgrabungen, die in Zukunft untersucht werden können. Die Frage bezüglich des Basements des Abris kann jedoch bisher nicht abschließend geklärt werden.

Des Weiteren kann eine detailliertere Einzugsgebietsanalyse vorgenommen werden, um die lokale Hangbeschaffenheit an dieser Flanke des Mount Damota genauer definieren zu können. Dabei müssen Veränderungen der Hangmorphologie mit der relativen Zeitskala durch klimatische Variabilitäten berücksichtigt werden. Eine solche detailliertere Analyse erfordert Daten mit höherer Auflösung zur Erstellung eines detaillierteren digitalen Geländemodells, wie z.B. auf Basis von Satellitenbildern wie WorldView-2 oder GeoEye.

Darüber hinaus sollten die archäologischen Funde und ihre Besonderheiten genauer in die Sedimentationsgeschichte mit einbezogen werden. Informationen über gerundete, frisch geschlagene Artefakte, oder auch über Innovationen der Techniken zur Werkzeugherstellung, können für das Verständnis der Mensch-Umwelt-Interaktionen hilfreich sein. Dies erfordert eine enge interdisziplinäre Zusammenarbeit unter archäologischer und sedimentologischer Betrachtung, durch die detailliertere Aussagen über klimatische Variabilitäten getroffen werden können.

In Zukunft sollte eine Verbindung zwischen dem Abri selbst und der Umgebung hergestellt werden. Dafür kann einerseits die Sedimentfracht in der Umgebung entlang des längsten Transportweges von *Mochena Borago* genutzt werden oder auch weitere regionale Sedimentfallen. Während der Feldkampagne 2014 wurden Bohrungen innerhalb der 10 km östlich entfernten *Hobitcha Caldera* abgeteuft, die nun untersucht werden. Sollten Verbindungen zwischen den Höhlensedimenten und denen der Umgebung identifiziert werden, so könnte dies einen Beitrag zur regionalen Klimarekonstruktion leisten. Dabei könnte vor allem die helle Asche hilfreich sein, die vermutlich das Produkt eines vulkanischen Grabenbruchevents ist. Sollte sich sogar eine überregionale Verbindung, z.B. zum Turkana-See oder Chew-Bahir, ergeben, so würden die Ergebnisse aus *Mochena Borago* sogar Informationslücken für Klimavariationen im südlichen Äthiopien schließen.

Mochena Borago bietet weiterhin ein großes Potential für paläogeographische und geoarchäologische Untersuchungen zur Genese, Sedimentation und Besiedlung des Abris als Zufluchtsort für den anatomisch modernen Menschen in Zeiten klimatischen Wandels. Die Verknüpfung dieser Fundstelle mit weiteren Klimaarchiven kann in Zukunft einen erheblichen Beitrag zum Verständnis des Zusammenspiels zwischen Mensch und Umwelt von der vorzeitlichen bis zur zukünftigen Entwicklung leisten.

Abstract

In prehistoric times the rock shelter *Mochena Borago* served as a retreat for anatomically modern humans in the southwestern Ethiopian Highlands. During the last decade archaeological analyses helped to gain insight into the history of settlement of the rock shelter in the last 50 ka. Element and micromorphological analyses as well as computer-supported large scale investigations for sediment sources and transport into the rock shelter itself were carried out to understand the depositional history of *Mochena Borago*. The arrangement of excavation sites gives a rough overview of the stratigraphic setting, whereas the uneven distribution of the test pits leaves gaps regarding available information on the subsurface. The trenches show interlaced deposits of volcanic and clastic origin, which are now – to some degree – put in a depositional sequence. The unconsolidated sediments show a sequence of paleo-surfaces, as well as indications for local continuous sedimentation and spontaneous mass movements. Furthermore, indications for humid periods with high sedimentation rates are found which contrast to low sedimentation rates resulting from climatic and/ or morphological changes at the site. Traces of *Homo sapiens* are especially common in sheltered areas within the rock shelter, which are associated with sediment accumulation in the northern part of the cave. The southern part shows high energy erosion through fluvial processes which are also related to the morphological structure of the rock shelter itself and erosion features within the subsurface. Due to existing high erosion features, it is likely that sediments with archaeological findings have been removed from the cave. This has to be taken into account, because an earlier occupation at *Mochena Borago* is possible. The depositional history is still not fully understood and consequently more investigations are necessary at *Mochena Borago*, which constitutes a research site with urgent need for interdisciplinary work on early human local history. In the future, the regional connection between different paleoenvironments in southwestern Ethiopia has to be examined and more climatic archives in this region have to be involved.

Literaturverzeichnis

- Abdel-Magid, H.I.M., Shigidi, A.M.T., 2010. Hydrologic analysis of digital elevation models using ArcHydro extension. In: Tizani, W. (Hrsg.). Computing in Civil and Building Engineering, Proceedings of the International Conference. Paper 66, 131-137.
- Agostini, A., Binini, M., Corti, G., Sani, F., Manetti, P., 2011. Distribution of Quaternary deformation in the central Main Ethiopian Rift, East Africa. *Tectonics* 30, doi: 10.1029/2010TC002833. 1-21.
- Avenhaus, W., 2007. Implementation von GREAT-ER mit ArcGIS und Arc Hydro. In: Matthies, M. (Hrsg.). Beiträge des Instituts für Umweltsystemforschung der Universität Osnabrück. Beitrag Nr. 46, Osnabrück.
- ASTER Global Digital Elevation Model is a product of METI and NASA.
- Bailey, G.N., Reynolds, S.C., King, G.C.P., 2011. Landscapes of human evolution: models and methods of tectonic geomorphology and the reconstruction of hominin landscapes. *Journal of Human Evolution* 60, 257-280.
- Bailey, G.N., King, G.C.P., 2011. Dynamic landscapes and human dispersal patterns: tectonics, coastlines, and the reconstruction of human habitats. *Quaternary Science Reviews* 30, 1522-1553.
- Baker, A., Asrat, A., Fairchild, I.J., Leng, M.J., Wynn, P.M., Bryant, C., Genty, D., Umer, M., 2007. Analysis of the climate signal contained within $\delta^{18}\text{O}$ and growth rate parameters in two Ethiopian stalagmites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 2975-2988.
- Beckmann, T., 1997. Präparation bodenkundlicher Dünnschliffe für mikromorphologische Untersuchungen. *Hohenheimer Bodenkundliche Hefte* 40, 89-103.
- Berhanu, B., Melesse, A.M., Seleshi, Y., 2013. GIS-based hydrological zones and soil geo-database of Ethiopia. *Catena* 104, 21-31.
- Boccaletti, M., Bonini, M., Mazzuoli, R., Abebe, B., Piccardi, L., Tortorici, L., 1998. Quaternary oblique extensional tectonics in the Ethiopian Rift (Horn of Africa). *Tectonophysics* 287, 97-116.
- Bonini, M., Corti, G., Innocenti, F., Manetti, P., Mazzarini, F., Abebe, T., Pecskey, Z., 2005. Evolution of the Main Ethiopian Rift in the frame of Afar and Kenya rifts propagation. *Tectonics* 24, doi: 10.1029/2004TC001680. 1-25.
- Brandt, S.A., Fisher, E.C., Hildebrand, E.A., Vogelsang, R., Ambrose, S.H., Lesur, J., Wang, H., 2012. Early MIS 3 occupation of Mochena Borago Rockshelter, Southwest Ethiopian Highlands: Implications for Late Pleistocene archaeology, paleoenvironments and modern human dispersals. *Quaternary International* 274, 38-54.
- Brunotte, E., Gebhardt, H., Meurer, M., Meusburger, P., Nipper, J., 2001. Lexikon der Geographie in vier Bänden. Erster Band. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), 2008. World Reference Base for Soil Resources 2006. Ein Rahmen für international Klassifikation, Korrelation und Kommunikation. Erstes Update 2007, Deutsche Ausgabe, Hannover.

- Chernet, T., 2011. Geology and hydrothermal resources in the northern Lake Abaya area (Ethiopia). *Journal of African Earth Sciences* 61, 129-141.
- Chorowicz, J., 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences* 43, 379-410.
- Cook, K.H., Vizzy, E.K., 2013. Projected Changes in East African Rainy Seasons. *Journal of Climate* 26, 5931-5948.
- Corti, G., Sani, F., Philippon, M., Sokoutis, D., Willingshofer, E., Molin, P., 2013. Quaternary volcano-tectonic activity in the Soddo region, western margin of the Southern Main Ethiopian Rift. *Tectonics* 32, 861-879.
- Corti, G., 2009. Continental rift evolution: From rift initiation to incipient break-up in the Main Ethiopian Rift, East Africa. *Earth-Science Reviews* 96, 1-53.
- Djokic, D., 2008. *Comprehensive Terrain Preprocessing Using Arc Hydro Tools*. ESRI press, 1-61.
- Ebinger, C.J., Yemane, T., Woldegabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1993. Late Eocene-Recent volcanism and faulting in the southern main Ethiopian rift. *Journal of the Geological Society* 150, 99-108.
- ESRI 2009. *Arc Hydro Tools V1.3 – Tutorial*. Redlands, USA.
- Farrand, W.R., 2001. Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. *Geoarchaeology: An International Journal* 16, 537-557.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), 2006. Country Profile Ethiopia. <http://www.fao.org/ag/AGP/AGPC/doc/counprof/ethiopia/ethiopia.htm>
- Fernández, M.H., Vrba, E.S., 2006. Plio-Pleistocene climatic change in the Turkana Basin (East Africa): Evidence from large mammal faunas. *Journal of Human Evolution* 50, 595-626.
- Foerster, V., Junginger, A., Langkamp, O., Gebru, T., Asrat, A., Umer, M., Lamb, H.F., Wennrich, V., Rethemeyer, J., Nowaczyk, N., Trauth, M.H., Schaebitz, F., 2012. Climatic change recorded in the sediments of the Chew Bahir basin, southern Ethiopia, during the last 45,000 years. *Quaternary International* 274, 23-37.
- Griffiths, J.F., 1972. Climates of Africa. *World Survey of Climatology* 10, 369-380
- Gutherz, X., 2000. Sondages dans l'abri sour-roche de Moche Borago Gongolo dans le Wolayta (Ethiopie). *Annales d'Ethiopie* 16, 35-38.
- Gutherz, X., Jallot, L., Lesur, J., Pouzolles, G., Sordoillet, D., 2002. Les foilles de l'abri sous-roche de Moche Borago (Soddo-Wolayta). Premier bilan. *Annales d'Ethiopie* 18, 181-190.
- Hahn-Weinheimer, P., Hirner, A., Weber-Diefenbach, K., 2000. *Röntgenfluoreszenz-analytische Methoden: Grundlagen und praktische Anwendung in den Geo-, Material- und Umweltwissenschaften*. Springer, 2. Auflage, Berlin, Heidelberg.
- Kempe, S., 2012. Volcanic Rock Caves. In: White, W.B., Culver, D.C., 2012. *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Elsevier, Oxford.

- Keranen, K., Klemperer, S.L., 2008. Discontinuous and diachronous evolution of the Main Ethiopian Rift: Implications for development of continental rifts. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 96-111.
- Lauer, W., Bendix, J., 2006. *Klimatologie*. Westermann, Braunschweig.
- Lesur, J., Vigne, J.D., Gutherz, X., 2007. Exploitation of wild mammals in South-west Ethiopia during the Holocene (4000 BC – 500 AD): the finds from Moche Borago rock shelter (Wolayta). *Environmental Archaeology* 12, 139-160.
- Levin, N.E., Quade, J., Simpson, S.W., Semaw, S., Rogers, M., 2004. Isotopic evidence for Plio-Pleistocene environmental change at Gona, Ethiopia. *Earth and Planetary Science Letters* 219, 93-110.
- Maidment, D.R., 2000. Catchments and watersheds. In: *GIS in Water Resources Consortium* (Hrsg.). *ArcGIS Hydro Data Model: Draft Data Model and Manuscript*. Austin, Texas.
- Maidment, D.R., 2002. Why Arc Hydro?. In: Maidment, D.R. (Hrsg.). *Arc Hydro: GIS for water resources*. ESRI press, 1-12.
- Maidment, D.R., 2004. *Arc Hydro Data Model: A Hydrologic Data Integration Tool*. *Southwest Hydrology* 3, 18-19.
- Marshall, M.H., Lamb, H.F., Huws, D., Davies, S.J., Bates, R., Bloemendal, J., Boyle, J., Leng, M.J., Umer, M., Bryant, C., 2011. Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Global and Planetary Change* 78, 147-161.
- Pik, R., Marty, B., Carignan, J., Yirgu, G., Ayalew, T., 2008. Timing of East African Rift development in southern Ethiopia: Implication for mantle plume activity and evolution of topography. *Geology* 36, 167-170.
- Pik, R., 2011. Geodynamics: East Africa on the rise. *Nature Geoscience* 4, 660-661.
- Reynolds, S.C., Bailey, G.N., King, G.C.P., 2011. Landscapes and their relation to hominin habitats: Case studies from Australopithecus sites in eastern and southern Africa. *Journal of Human Evolution* 60, 281-298.
- Rooney, T., Furman, T., Bastow, I., Ayalew, D., Yirgu, G., 2007. Lithospheric modification during crustal extension in the Main Ethiopian Rift. *Journal of Geophysical Research* 112, doi: 10.1029/2006JB004916. 1-21.
- Rosso, D.E., D'Errico, F., Zilhão, J., 2013. Stratigraphic and spatial distribution of ochre and ochre processing tools at Porc-Epic Cave, Dire Dawa, Ethiopia. *Quaternary International* (in press).
- Scheinost, A.C., Schwertmann, U., 1999. Color Identification of Iron Oxides and Hydroxasulfates: Use and Limitations. *Soil Science Society of America Journal* 63, 1463-1471.
- Schlüter, T., 2006. *Geological Atlas of Africa – With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards, Geosites and Seoscientific Education of each Country*. Springer, Heidelberg.

- Schwab, M., 2002. Geologische Grundlagen. In: Hendl, M., Liedtke, H. (Hrsg.). Lehrbuch der Allgemeinen Physischen Geographie. Klett-Perthes, Gotha.
- Sepulchre, P., Ramstein, G., Fluteau, F., Schuster, M., Tiercelin, J.J., Brunet, M., 2006. Tectonic Uplift and Eastern Africa Aridification. *Science* 313, 1419-1424.
- Simon, K.S., 2012. Cave Ecosystems. In: White, W.B., Culver, D.C., 2012. *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Elsevier, Oxford.
- Springer, G.S., 2012. Clastic Sediments in Caves. In: White, W.B., Culver, D.C., 2012. *Encyclopedia of Caves (Second Edition)*. Elsevier, Oxford.
- Strahler, A.H., Strahler, A.N., 2009. *Physische Geographie*. Eugen Ulmer, 4. Auflage, Stuttgart.
- Tachikawa, T., Hato, M., Kaku, M., Iwasaki, A., 2011. Characteristics of ASTER GDEM Version 2. IGARRS, July 28, Vancouver, Canada.
- Tadesse, S., Milesi, J.P., Deschamps, Y., 2003. Geology and mineral potential of Ethiopia: a note on geology and mineral map of Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences* 36, 273-313.
- Temesgen, H., Nyssen, J., Zenebe, A., Haregeweyn, N., Kindu, M., Lemenih, M., Haile, M., 2013. Ecological succession and land use changes in a lake retreat area (Main Ethiopian Rift Valley). *Journal of Arid Environments* 91, 53-60.
- Trauth, M.H., Maslin, M.A., Deino, A.L., Strecker, M.R., Bergner, A.G.N., Dühnforth, M., 2007. High- and low-latitude forcing of Plio-Pleistocene East African climate and human evolution. *Journal of Human Evolution* 53, 475-486.
- Umer, M., Lamb, H.F., Bonnefille, R., Lézine, A.M., Tiercelin, J.J., Gibert, E., Cazet, J.P., Watrin, J., 2007. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of the Bale Mountains, Ethiopia. *Quaternary Science Reviews* 26, 2229-2246.
- Viste, E., Sorteberg, A., 2013. The effect of moisture transport variability on Ethiopian summer precipitation. *International Journal of Climatology* 33, 3106-3123.
- Wagesho, N., Goel, N.K., Jain, M.K., 2012. Investigation of non-stationarity in hydro-climatic variables at Rift Valley lakes basin of Ethiopia. *Journal of Hydrology* 444-445, 113-133.
- Weischet, W., Endlicher, W., 2000. *Regionale Klimatologie: Teil 2, Die Alte Welt*. Borntraeger, Stuttgart.
- Wesener, J.K., 2004. Röntgenfluoreszenzspektroskopie. In: Thieme Medical Publishers (Hrsg.). *Der Römpp Online Lexikon 4.0* (<https://roempp.thieme.de/roempp4.0/do/data/RD-18-01638>, 14-04-2014).
- Woldegabriel, G., Aronson, J.L., Walter, R.C., 1990. Geology, geochronology, and rift basin development in the central sector of the Main Ethiopian Rift. *Geological Society of America Bulletin* 102, 439-458.

Anhang

Tab. A 1: Auflistung der Bezeichnungen für die stratigraphischen Einheiten im Abri *Mochena Borago*, sowie der Langbezeichnung und Zuordnung der Namensgeber (Eigene Darstellung).

<i>Mochena Borago</i>: stratigraphische Einheiten		
Kurzbezeichnung	Langbezeichnung	Namensgeber
BWT	bright white tephra	BRANDT et al. 2012
DRB	dark red brown	E. FISHER 2012 (unpub.)
DS	Deckensturzmaterial	MEYER 2014 (unpub.)
JSA	Jüngste Sedimentablagerung	MEYER 2014 (unpub.)
LFX1	lahar feature X1	E. FISHER 2012 (unpub.)
LFX2	lahar feature X2	E. FISHER 2012 (unpub.)
LLF	lower lahar flow	E. FISHER 2012 (unpub.)
L/ULF/X2	Pyroklastika LLF, ULF, LFX2	MEYER 2014 (unpub.)
M14(I-VI)	strat. Einheiten M14(I-VI)	MEYER 2014 (unpub.)
N40E25(I-II)	strat. Einheiten N40E25(I-II)	MEYER 2014 (unpub.)
PKT	pink tephra	E. FISHER 2012 (unpub.)
R-Group	archaeological sequence R	BRANDT et al. 2012
S-Group	archaeological sequence S	BRANDT et al. 2012
SRS	speckled red sand	E. FISHER 2012 (unpub.)
T-Group	archaeological sequence T	BRANDT et al. 2012
ULF	upper lahar flow	E. FISHER 2012 (unpub.)
YBS	yellow brown silt	BRANDT et al. 2012
YBSX	yellow brown silt X	E. FISHER 2012 (unpub.)
YBT	yellow brown tephra	BRANDT et al. 2012

Tab. A 2: Zuordnung repräsentativer Proben für die stratigraphischen Einheiten SRS, DRB, LLF, YBSX, BWT, R-Group und YBS, sowie für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 mit Angabe der Herkunft, Tiefe [m u. GOK] und deren Beschreibung (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Grabungsquadrat	Tiefe [m u. GOK]	strat. Einheit	repräsentativ für Dünnschliff	Beschreibung
2587	N42	2,1	SRS	MB-A1	pyroklastische Ablagerung, rötlich, kompakt, schwer zerstörbar, 5-10 cm Mächtigkeit
2588	N42	2,0	DRB	MB-A1 MB-A2	pyroklastische Ablagerung, kompakt, schwer zerstörbar, stark rot, 5 cm Mächtigkeit
2589	N42	1,3	LLF	MB-A2	pyroklastische Ablagerung, beige, kompakt, schwer zerstörbar
2603	TU2	0,7	YBSX	MB-B4	pyroklastische Ablagerung, grau, kompakt, schwer zerstörbar
2606	TU2	0,4	BWT	MB-B5	Ascheschicht, sehr feinkörnig, sehr hell, porös, leicht zerstörbar
2611	G10	0,9	R-Group	MB-C3	Lockersediment mit Artefakten, dunkelbraun, porös, leicht zerstörbar
2610	G10	1,1	YBS	MB-C4	Lockersediment, braun, porös, leicht zerstörbar

Tab. A 3: Ergebnisse der Untersuchungen zum pH-Wert und zur elektrischen Leitfähigkeit [$\mu\text{S}/\text{cm}$] der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Dünnschliff	pH [H ₂ O]	pH [CaCl ₂]	Bewertung pH	ELF [$\mu\text{S}/\text{cm}$]	Bewertung ELF
2587	MB-A1	5,8	5,3	mäßig sauer	214	gering
2588	MB-A1 MB-A2	5,8	5,2	mäßig sauer	156	gering
2589	MB-A2	5,6	5,2	mäßig sauer	264	mittel
2603	MB-B4	4,6	4,5	stark sauer	307	mittel
2606	MB-B5	6,3	5,8	schwach sauer	148	gering
2611	MB-C3	6,1	6	schwach sauer	1648	stark
2610	MB-C4	6,1	5,9	schwach sauer	533	mittel

Tab. A 4: Ergebnisse der Untersuchungen zur Bodenfarbe nach MUNSELL der repräsentativen Proben für die Dünn-schliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Dünnschliff	Bodenfarbe	Bodenfarbe	Farbintensität	Dunkelstufe
2587	MB-A1	pink	7,5 YR 7/3	mittel	mittel
2588	MB-A1 MB-A2	brownish yellow	10 YR 6/6	hoch	mittel
2589	MB-A2	pale yellow	2,5 Y 8/2	schwach	hoch
2603	MB-B4	light reddish brown	2,5 YR 7/4	mittel	mittel
2606	MB-B5	white	2,5 Y 8/1	schwach	hoch
2611	MB-C3	light olive brown	2,5 Y 5/4	mittel	mittel
2610	MB-C4	light gray	2,5 Y 7/2	schwach	mittel

Tab. A 5: Ergebnisse der Untersuchungen zur Korngröße der repräsentativen Proben für die Dünn-schliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Dünnschliff	Ton	Schluff	fS	mS	gS	Sortierung
2587	MB-A1	6%	43%	14%	12%	25%	9,1
2588	MB-A1 MB-A2	7%	42%	13%	11%	26%	9,7
2589	MB-A2	7%	43%	13%	12%	25%	9,4
2603	MB-B4	8%	57%	12%	9%	15%	8,9
2606	MB-B5	6%	73%	21%	0%	0%	3,8
2611	MB-C3	9%	52%	12%	7%	21%	10,4
2610	MB-C4	3%	23%	17%	13%	44%	7,2

Tab. A 6: Ergebnisse der Untersuchungen zu Gehalten an Mangan und Eisenoxiden der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Dünnschliff	Mn [g/kg]	Fe _o [g/kg]	Fe _a [g/kg]	Fe _o :Fe _a
2587	MB-A1	1,8	1,0	6,4	0,15
2588	MB-A1 MB-A2	1,0	2,0	22,9	0,09
2589	MB-A2	1,1	1,0	6,0	0,17
2603	MB-B4	0,7	3,0	10,7	0,27
2606	MB-B5	0,0	1,8	2,8	0,63
2611	MB-C3	0,2	10,0	23,8	0,42
2610	MB-C4	0,2	5,8	9,5	0,61

Tab. A 7: Ergebnisse der Untersuchungen zu Gehalten an Kohlenstoff (C), Stickstoff (N) und organischer Substanz der repräsentativen Proben für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-B4, MB-B5, MB-C3 und MB-C4 (Datengrundlage: KOLVENBACH & MEYER 2012).

Probe	Dünnschliff	C [g/kg]	N [g/kg]	C/N	organische Substanz [g/kg]
2587	MB-A1	0,28	0,02	18	0,6
2588	MB-A1 MB-A2	0,29	0,01	20	0,6
2589	MB-A2	0,30	0,01	22	0,6
2603	MB-B4	0,66	0,02	33	1,3
2606	MB-B5	0,85	0,02	49	1,7
2611	MB-C3	9,07	0,14	65	18,1
2610	MB-C4	0,55	0,03	22	1,1

Tab. A 8: Umrechnungstabelle für die Änderung der Probenbezeichnung der Dünnschliffe MB-A1-D6.

neue Bezeichnung	ursprüngliche Bezeichnung	Herkunft
MB-A1	MB 13/2	N42
MB-A2	MB 13/1	N42
MB-A3	MB 3 Tephra	N42
MB-B1	MB 8	TU2
MB-B2	MB 7	TU2
MB-B3	MB 6	TU2
MB-B4	MB 3	TU2
MB-B5	MB 4	TU2
MB-C1	D3	G10
MB-C2	MB 12	G10
MB-C3	MB 2/2	G10
MB-C4	MB 2/1	G10
MB-D1	MB 11	M14
MB-D2	MB 10/2	M14
MB-D3	MB 10/1	M14
MB-D4	MB 9/3	M14
MB-D5	MB 9/2	M14
MB-D6	MB 9/1	M14

Legende Profilzeichnungen

	LLF, ULF, LFX2: konsolidiertes, kompaktes Material; pyroklastische Ablagerung? *A) B)
	SRS, LFX2: rötliche Färbung in konsolidiertem, kompaktem Material *A) B)
	DRB: stark rötliche Färbung in konsolidiertem, kompaktem Material *A) B)
	DS: Deckensturzmaterial *A) B)
	YBSX: Schutt vulkanischer Asche *A)
	JSA: Jüngste Sedimentablagerung *A) B) C) D) E)
	PKT: vulkanische Ablagerung; Ignimbrit? *B) C) E)
	Scholle vulkanischen Materials in LFX2 *B)
	LFX1: konsolidiertes, kompaktes Material; pyroklastische Ablagerung? *B)
	R-Group: Lockersediment mit gerollten Artefakten *B) C)
	BWT: helle weiße Asche *B) C)
	T-Group: Lockersediment mit Artefakten *C)
	YBT: Vulkanisches Feinmaterial *C)
	S-Group: Lockersediment mit Artefakten *C)
	YBS: Lockersediment mit Artefakten *C)
	M14-I, N40E25-I: undefiniertes Lockersediment grau *D) E)
	M14-II, N40E25-II: undefiniertes Lockersediment braun *D) E)
	M14-III: undefiniertes Lockersediment hellbraun *D)
	M14-IV: undefiniertes Lockersediment braun-grau *D)
	M14-V: undefiniertes Lockersediment braun *D)
	M14-VI: undefiniertes Lockersediment hellgrau *D)
	MB-? Dünnschliff-Lage mit Probenbezeichnung *A) B) C) D)
	unterhalb Versatz +0,9 m Richtung Westen *A)

* Beobachtet in Grabungsquadrat N42 (A), TU2 (B) und/oder Profil G10 (C), M14 (D), N40E25 (E)

Abb. A 1: Legende für die Profilzeichnungen der Grabungsquadrate N42, TU2, G10, M14 und N40E25.

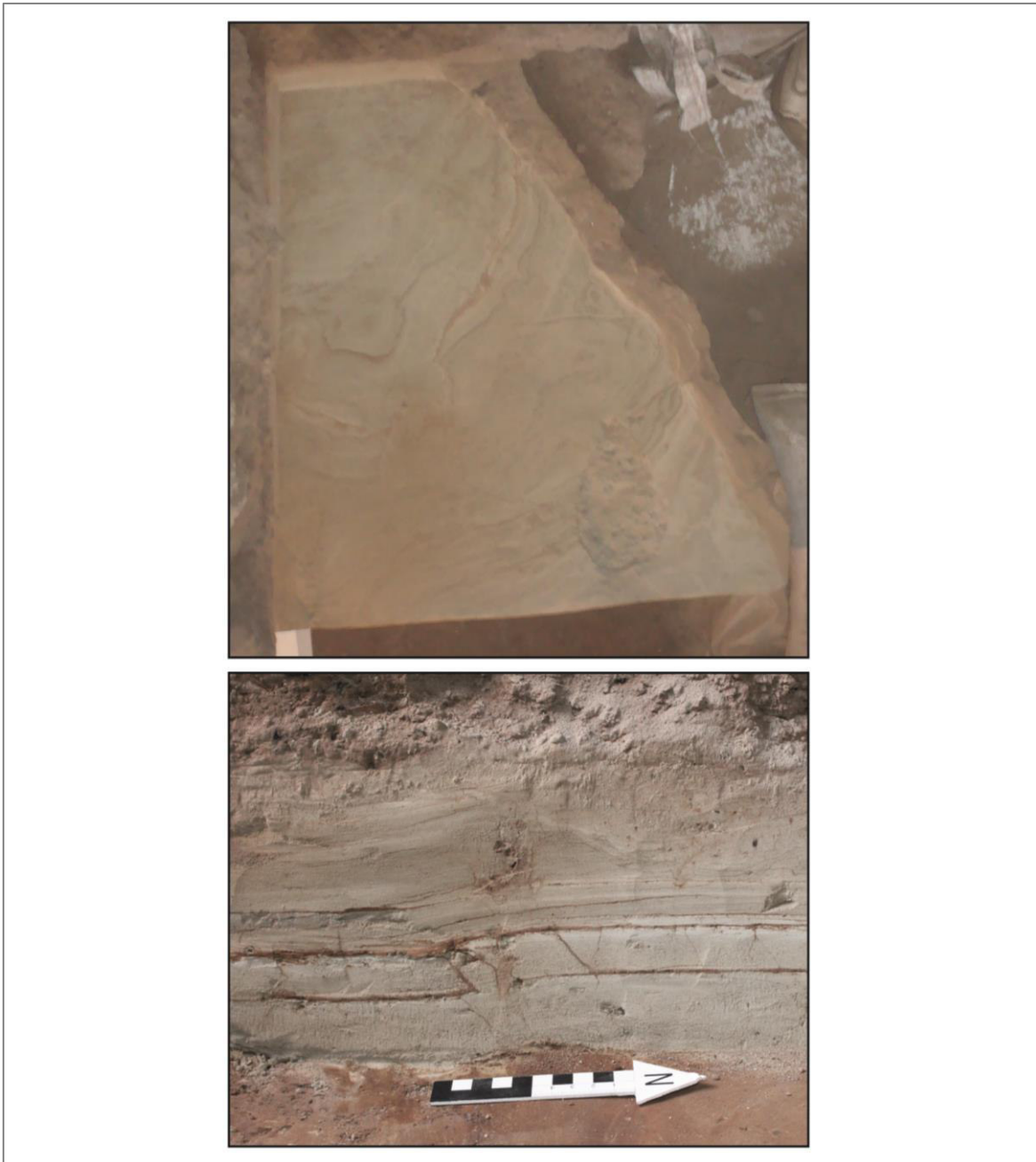


Abb. A 2: Fotografische Aufnahme des Sedimentpaketes MB-C1-M bei der Aufsicht im natürlichen Zustand (oben) und die Ansicht des westlichen Profils nach Entfernung des Sedimentes (unten). Bei der Aufsicht sind halbkreisförmige, braune Schleier erkennbar, die bei der Ansicht als Laminierungen erscheinen. Der Sedimentblock schließt den Randbereich von YBT und der T-Group ein (Eigene Aufnahme 2012).

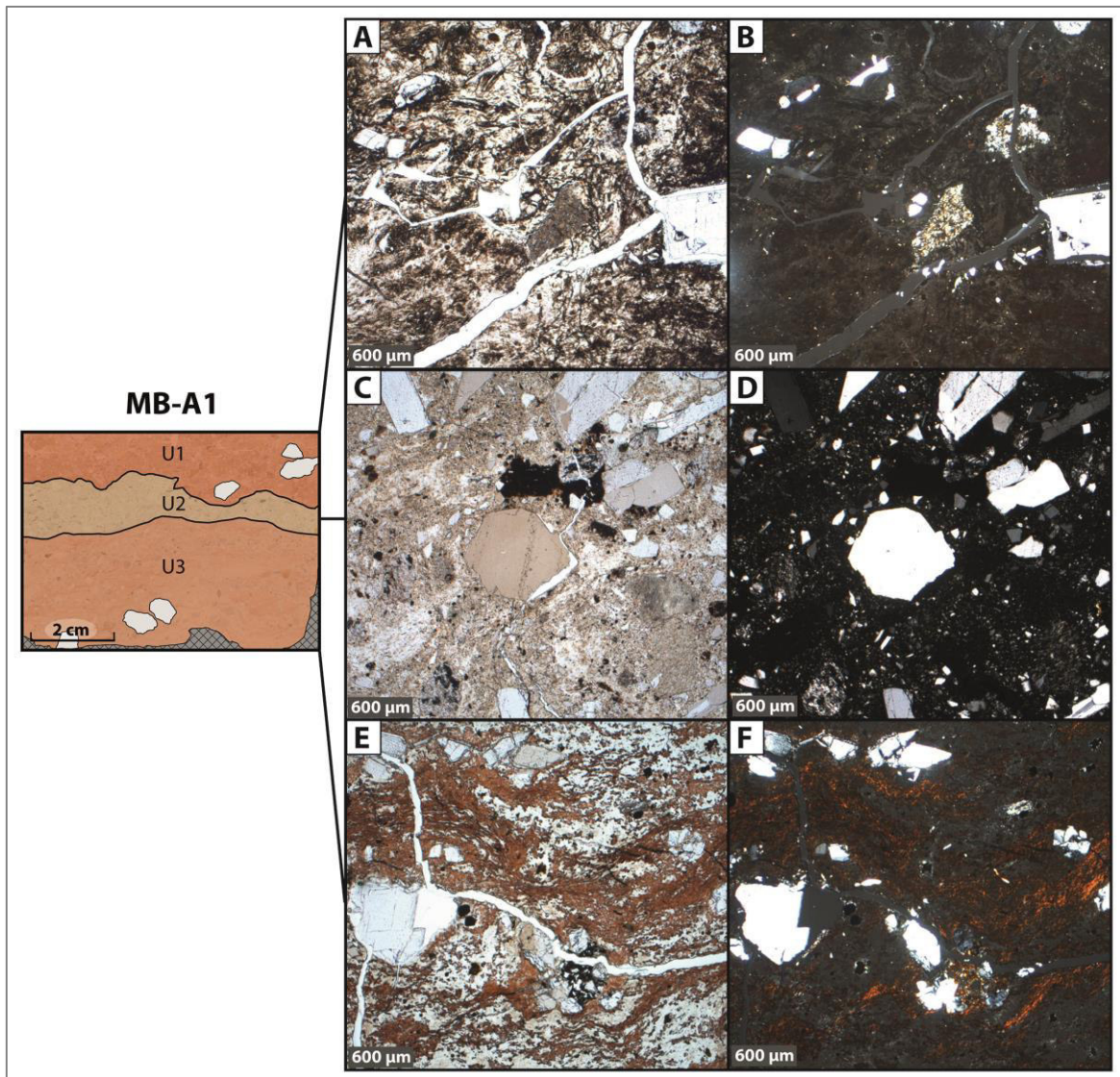


Abb. A 3: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (C, D) und U3 (E, F) des Dünnschliffes MB-A1 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

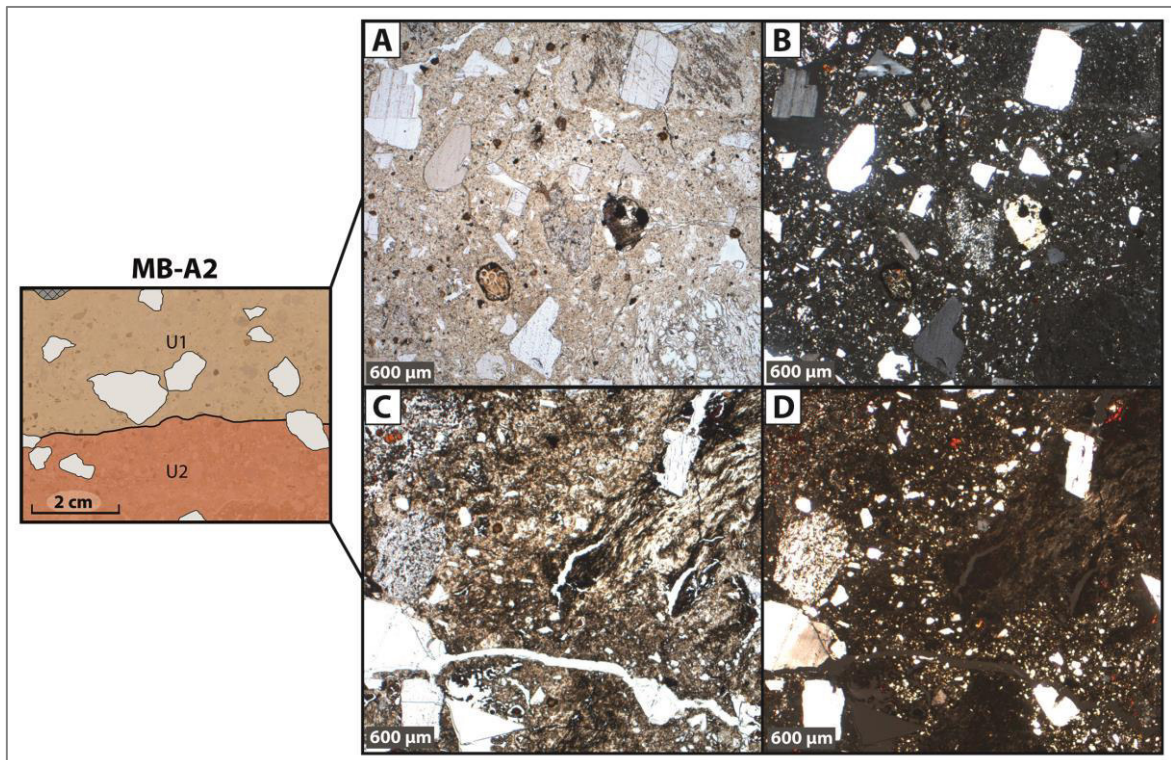


Abb. A 4: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B) und U2 (C, D) des Dünnschliffes MB-A2 unter einfachen (A, C) und gekreuzten Polarisatoren (B, D) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

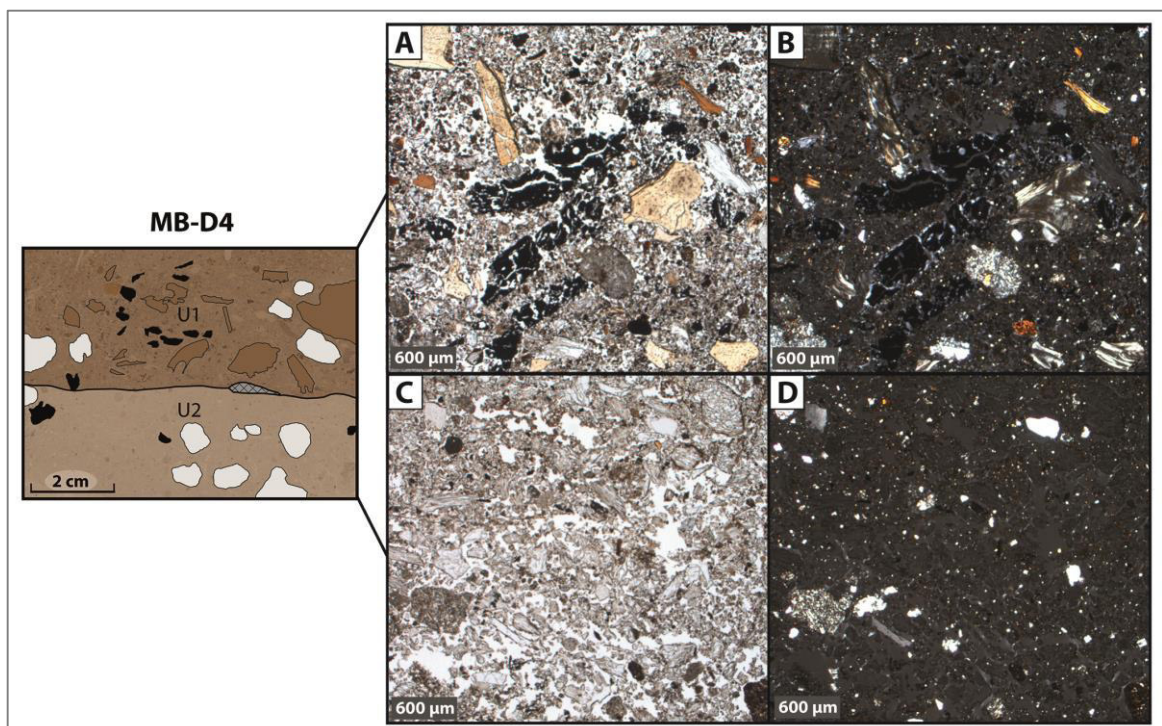


Abb. A 5: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B) und U2 (C, D) des Dünnschliffes MB-D4 unter einfachen (A, C) und gekreuzten Polarisatoren (B, D) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

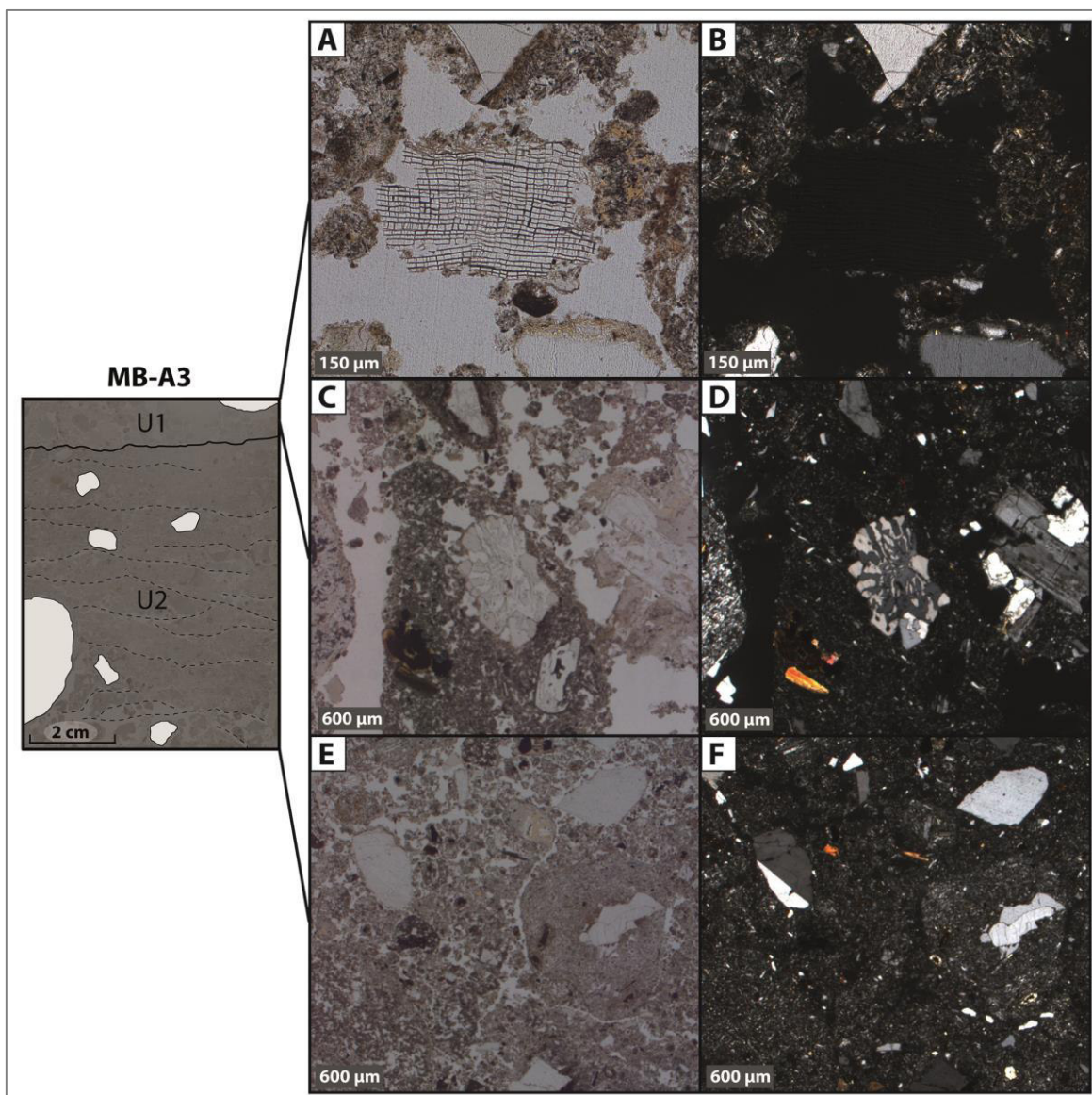


Abb. A 6: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (C, D) und U3 (E,F) des Dünnschliffes MB-A3 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

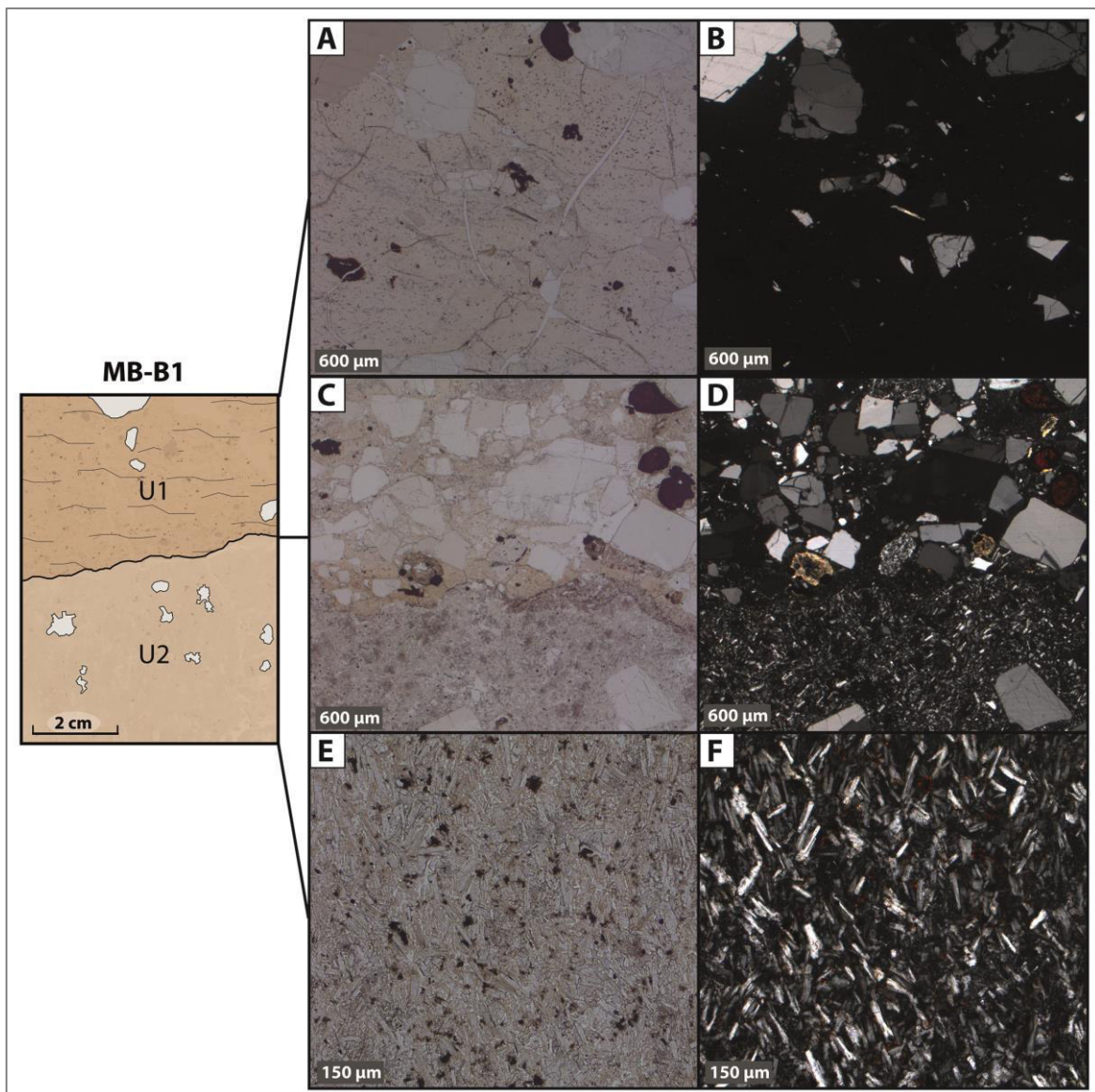


Abb. A 7: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B) und U2 (E, F), sowie deren Grenzbereich (C, D) des Dünnschliffes MB-B1 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5- und 10-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

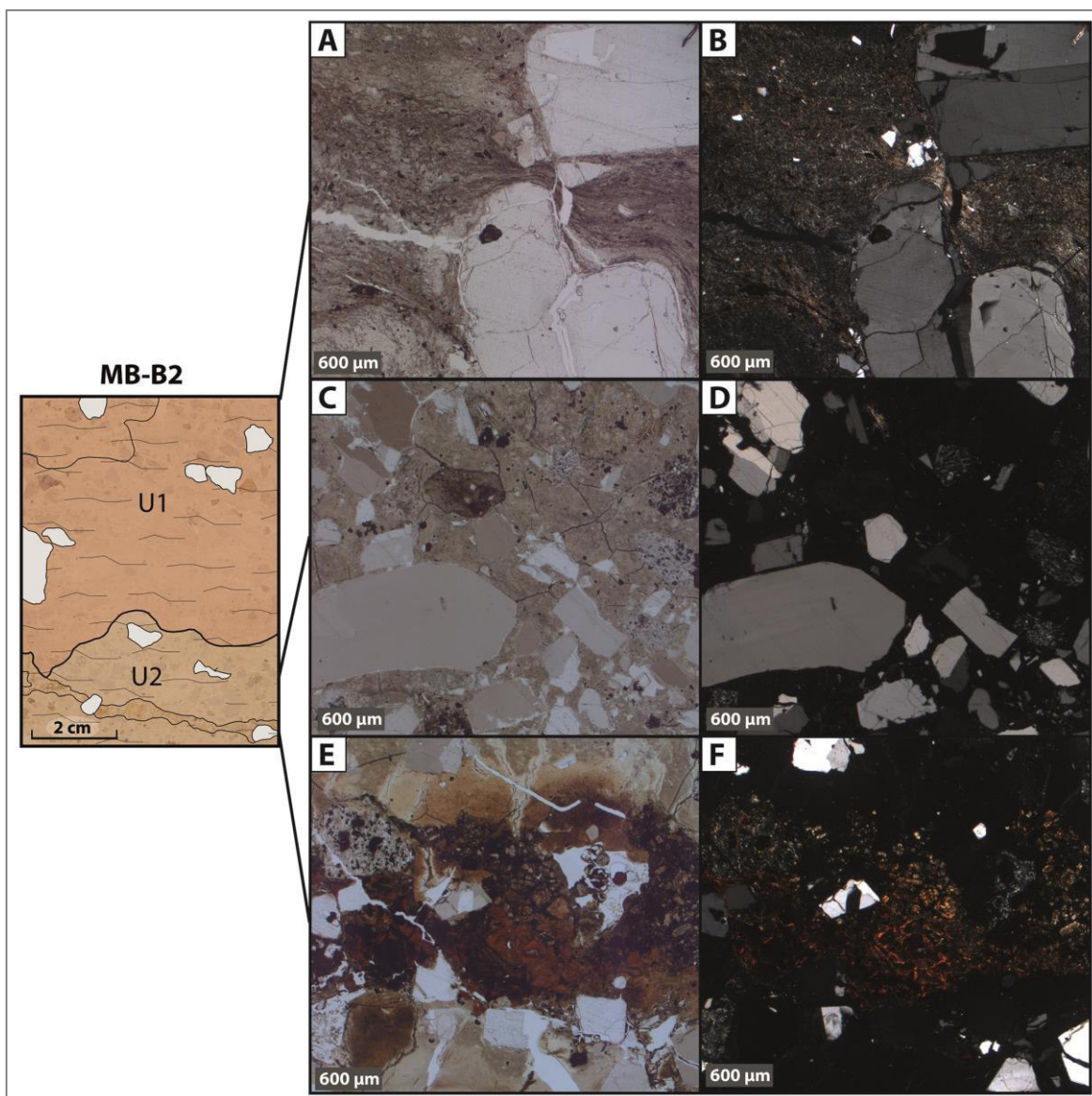


Abb. A 8: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2a (C, D) und U2b (E, F) des Dünnschliffes MB-B2 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

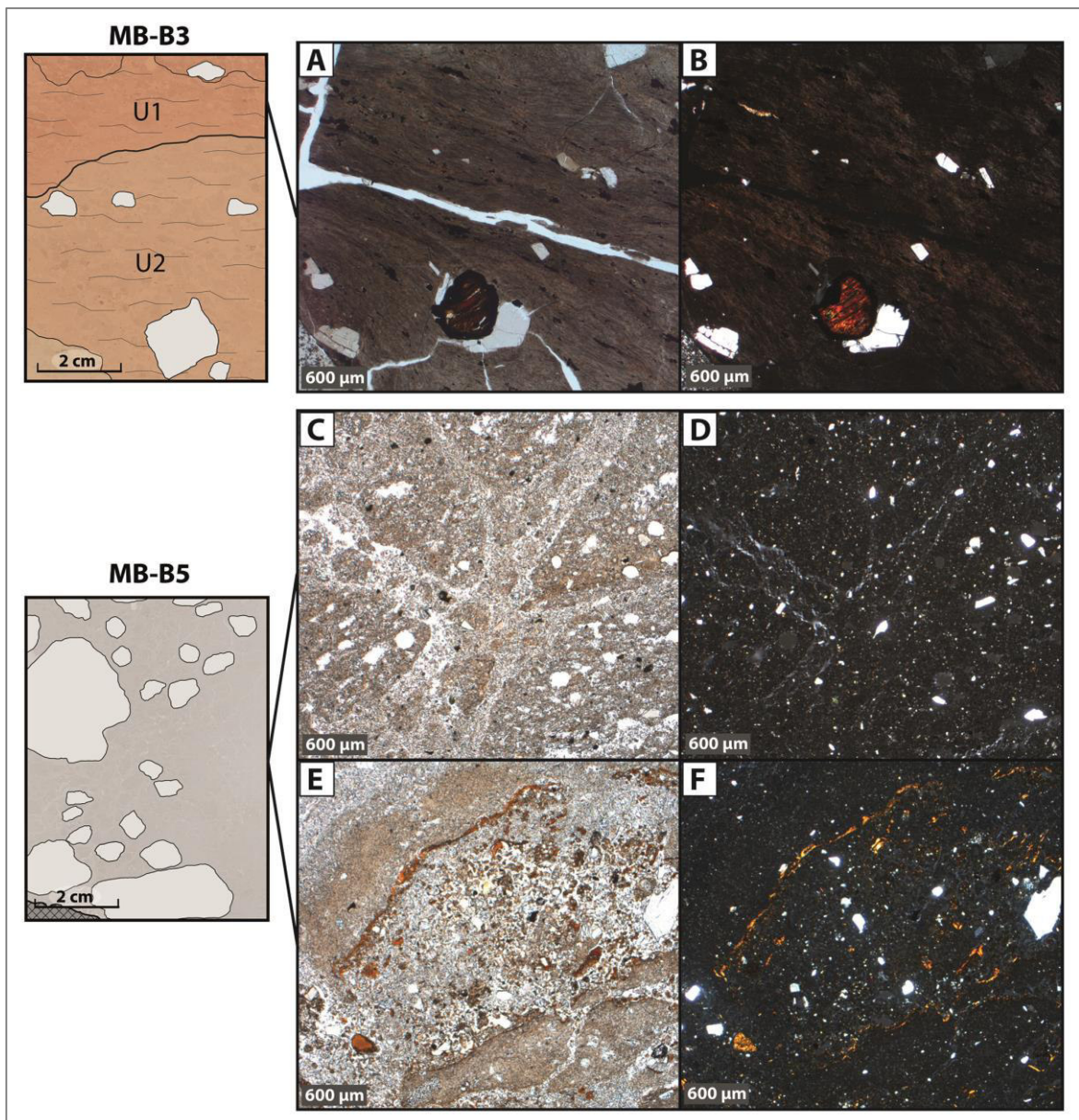


Abb. A 9: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheit U1 (A, B) des Dünnschliffes MB-B3, sowie die Grundmasse (C, D) und Fragmente mit Tonanlagerungen (E,F) des Dünnschliffes MB-B5 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

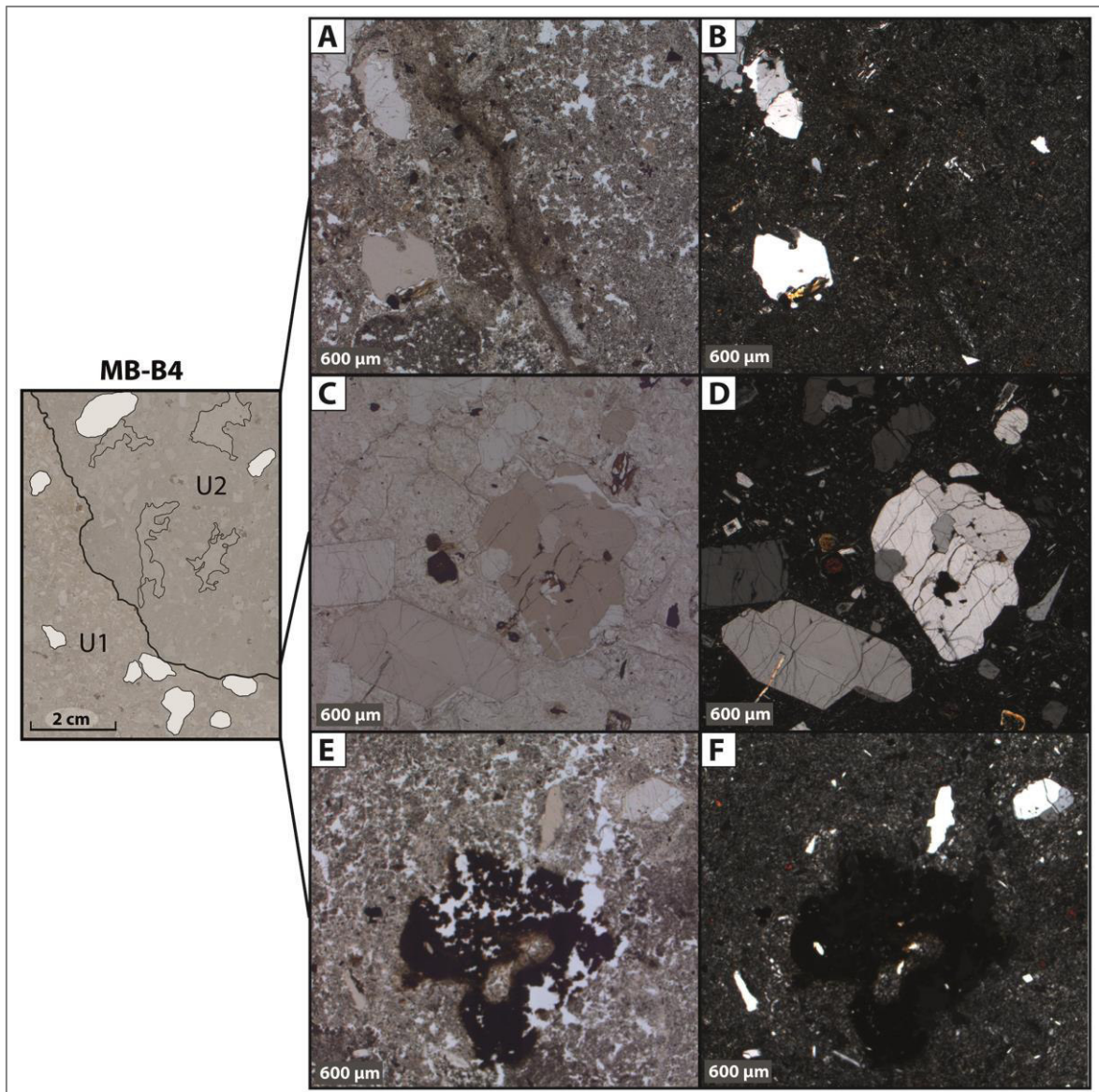


Abb. A 10: Mikroskopische Aufnahmen der Begrenzung der Untereinheiten U1 und U2 (A, B) des Dünnschliffes MB-B4, sowie Untereinheit U2b (C, D) und Hämatit-Ausfällungen in U2a (E,F) unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

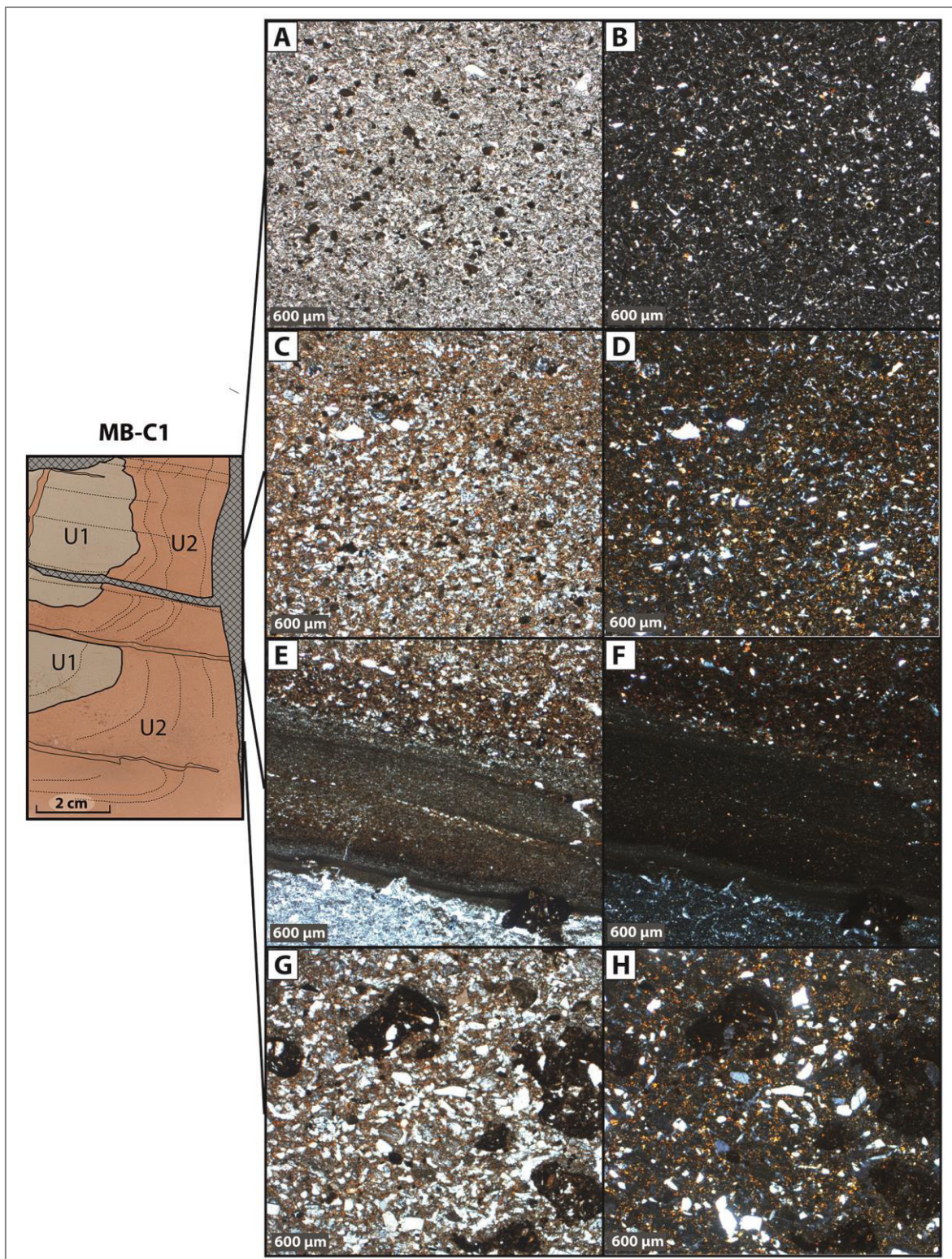


Abb. A 11: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2a (C, D) und U2b (E,F), sowie der Flecken in U2a (G, H) des Dünnschliffes MB-C1 unter einfachen (A, C, E, G) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F, H) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

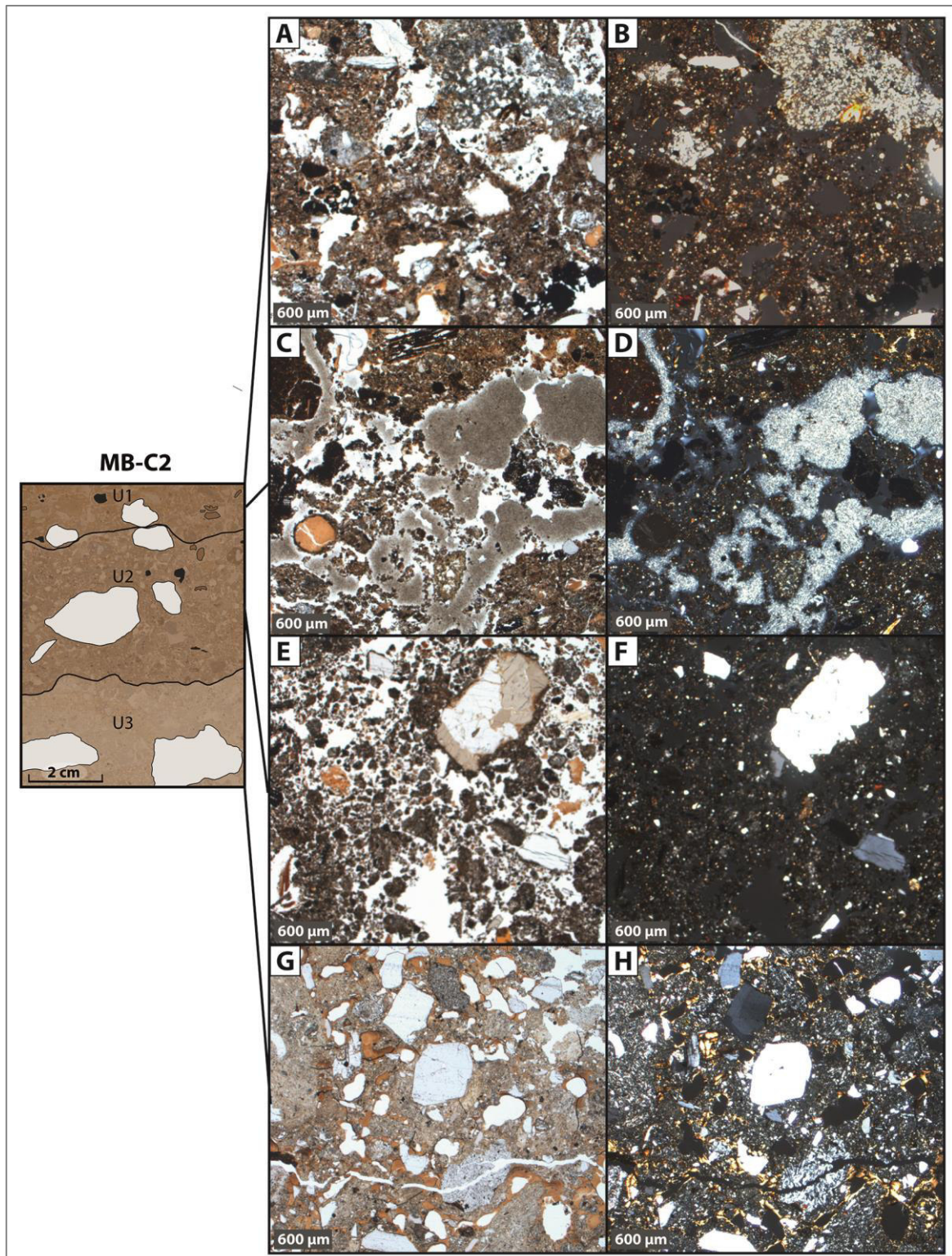


Abb. A 12: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (E, F) und U3 (G, H), sowie der Calcit-Ausfällungen in U1 (C, D) des Dünnschliffes MB-C2 unter einfachen (A, C, E, G) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F, H) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

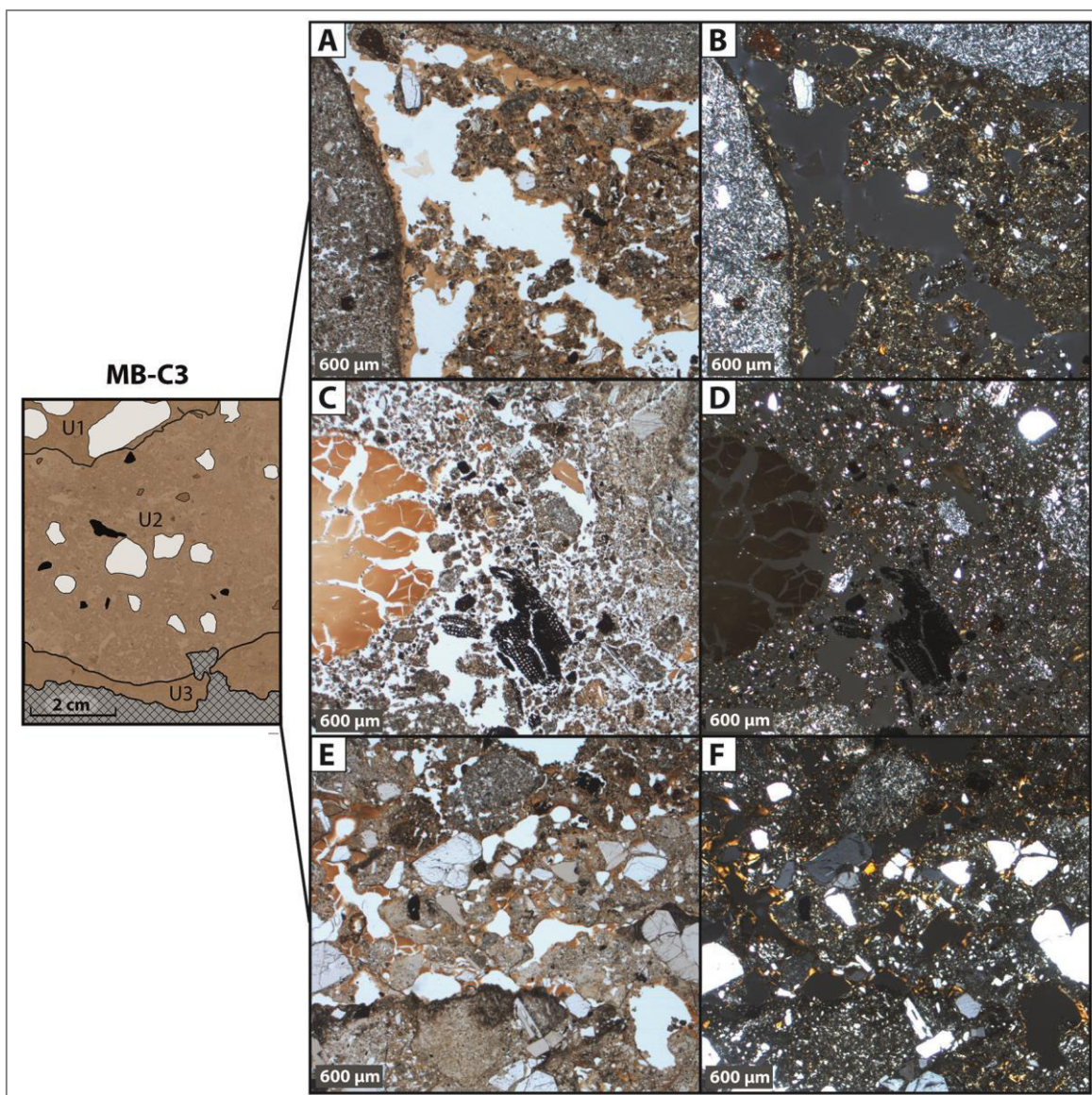


Abb. A 13: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (C, D) und U3 (E,F) des Dünnschliffes MB-C3 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

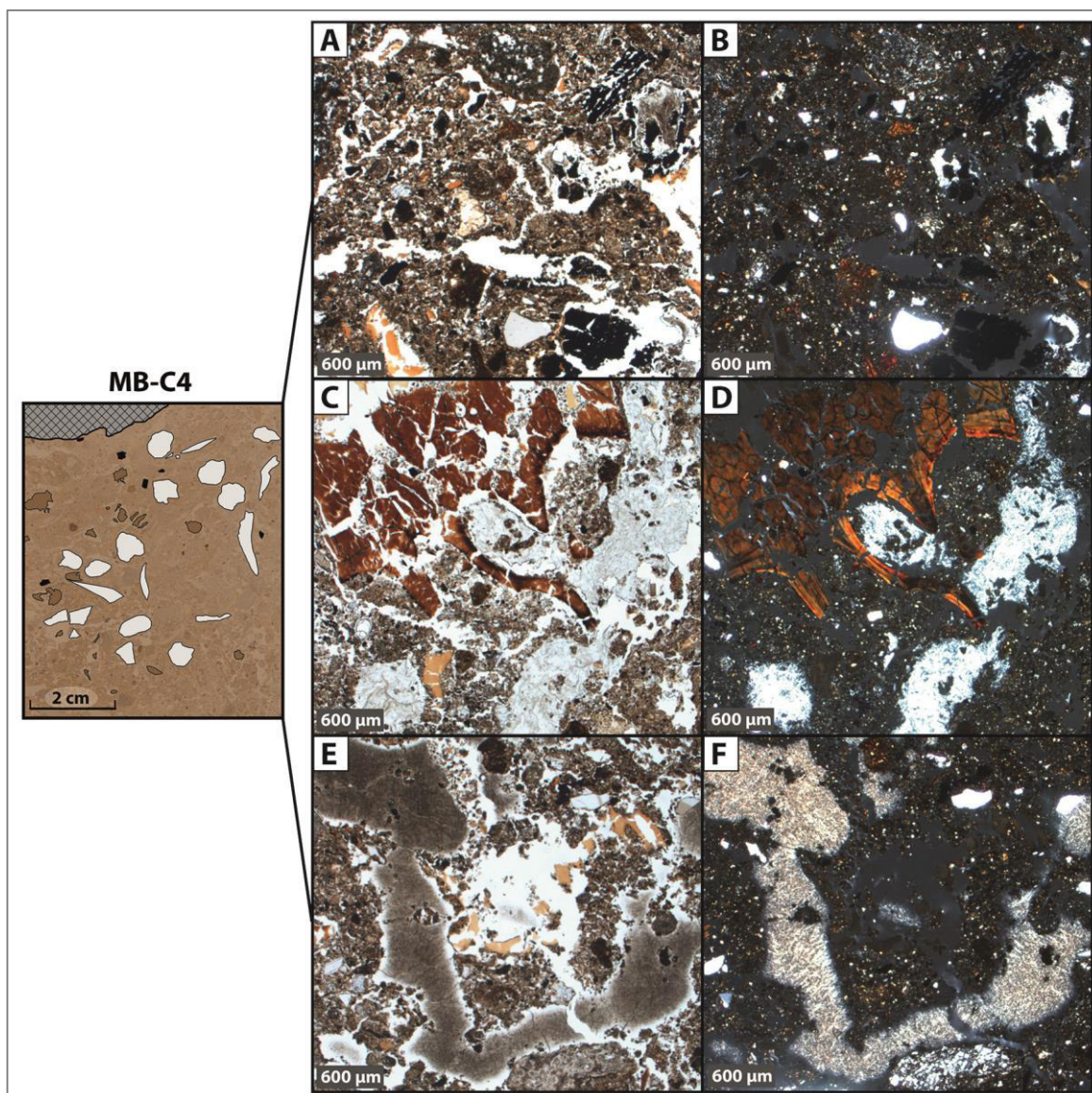


Abb. A 14: Mikroskopische Aufnahmen der Grundmasse des Dünnschliffes MB-C4, sowie der Calcit-Ausfällungen (C, D, E, F) unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

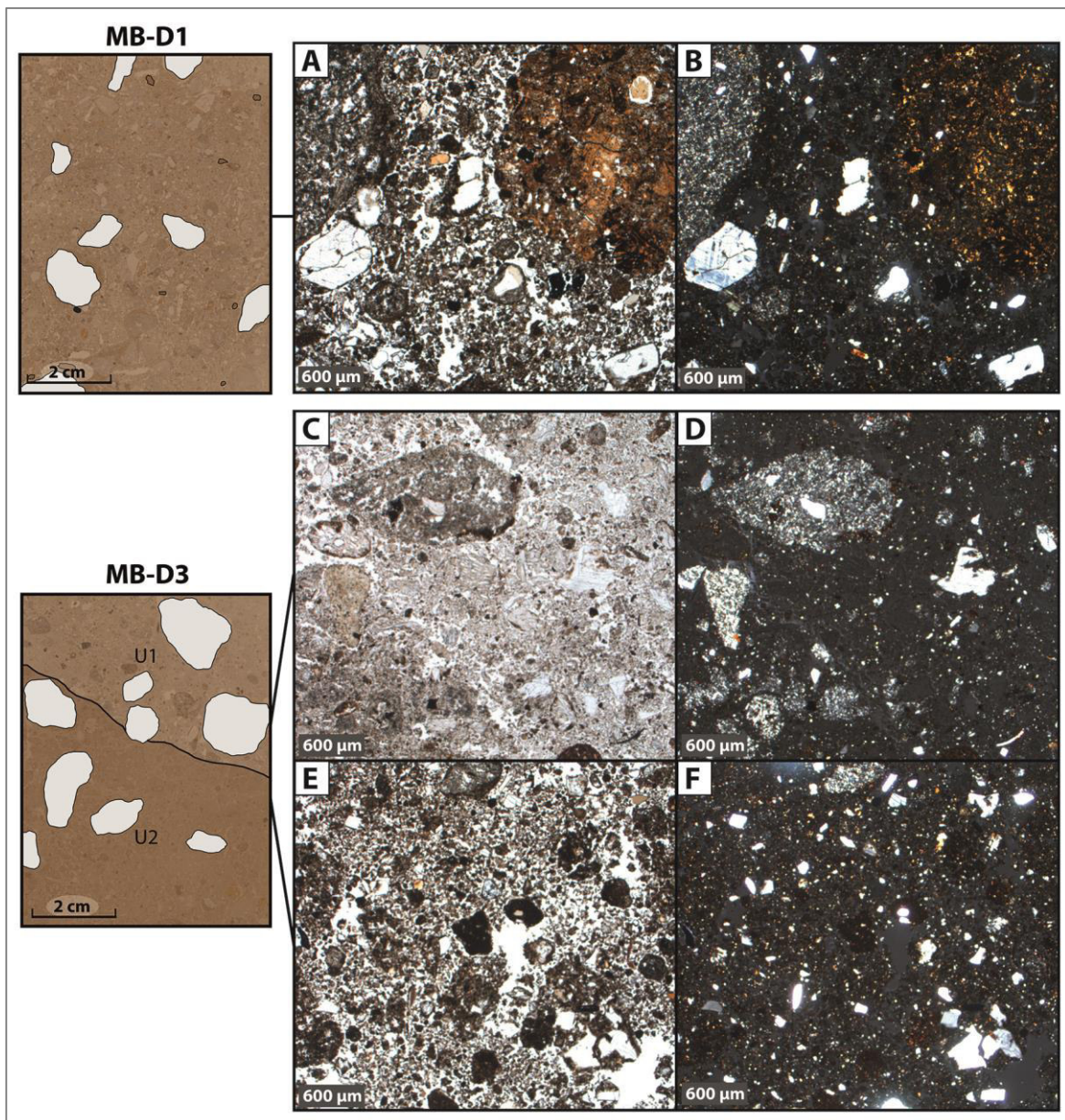


Abb. A 15: Mikroskopische Aufnahmen der Grundmasse des Dünnschliffes MB-D1 (A, B), sowie die Unter-einheiten U1 (C, D) und U2 (E, F) des Dünnschliffes MB-D3 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

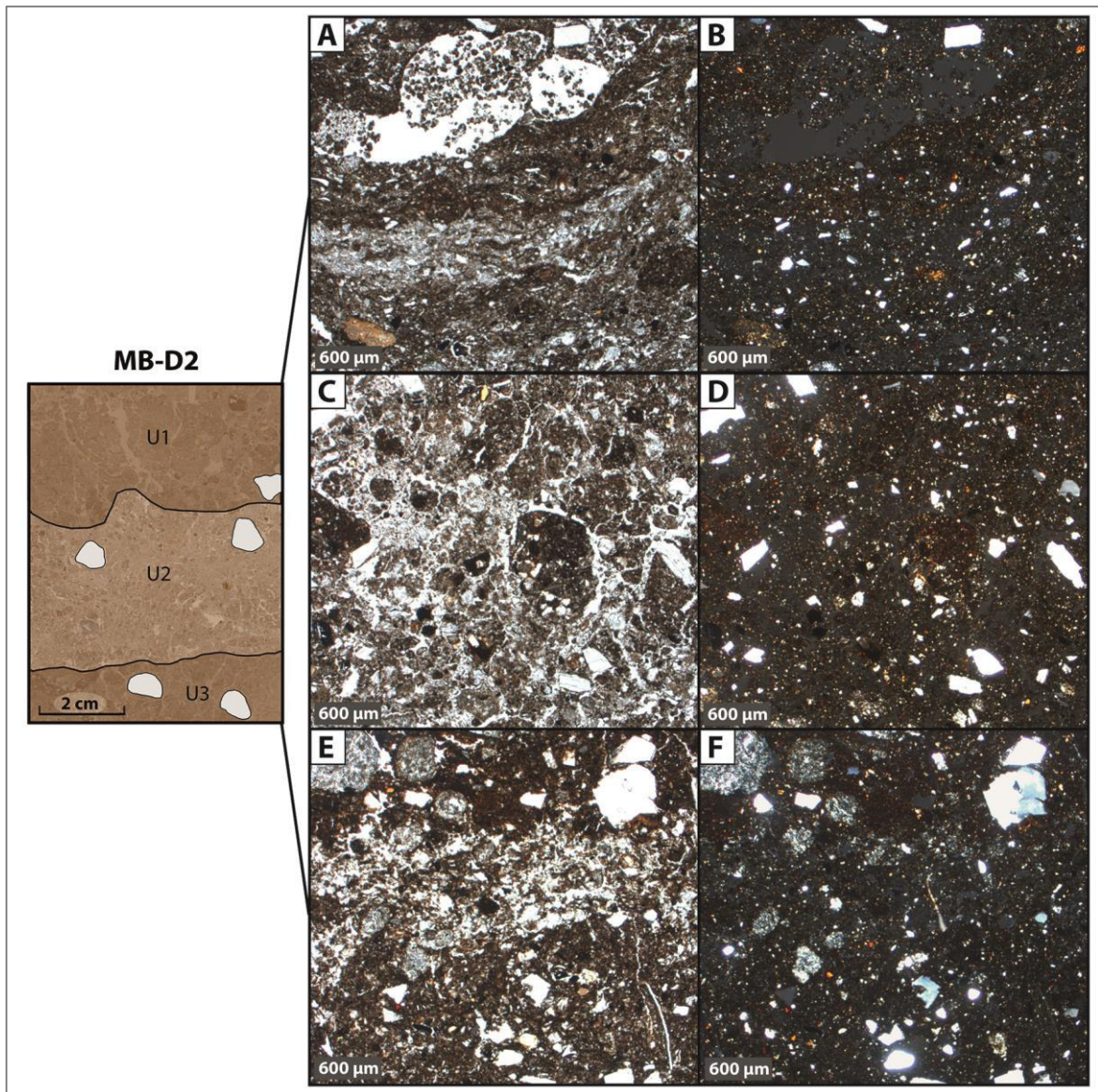


Abb. A 16: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (C, D) und U3 (E,F) des Dünnschliffes MB-D2 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

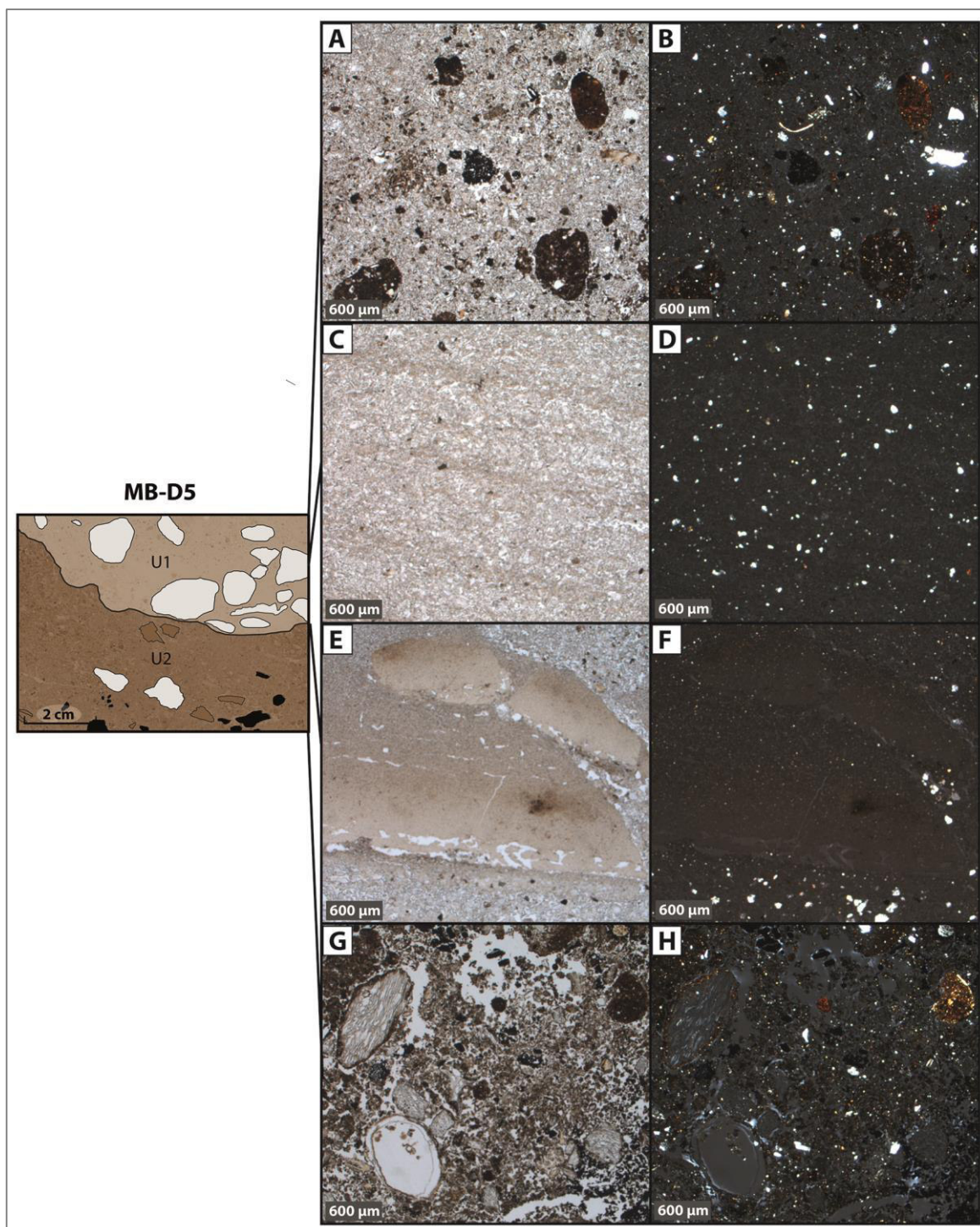


Abb. A 17: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B) und U2 (G, H) des Dünnschliffes MB-D5, sowie der Fragmente F1 (C, D) und F2 (E, F) unter einfachen (A, C, E, G) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F, H) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

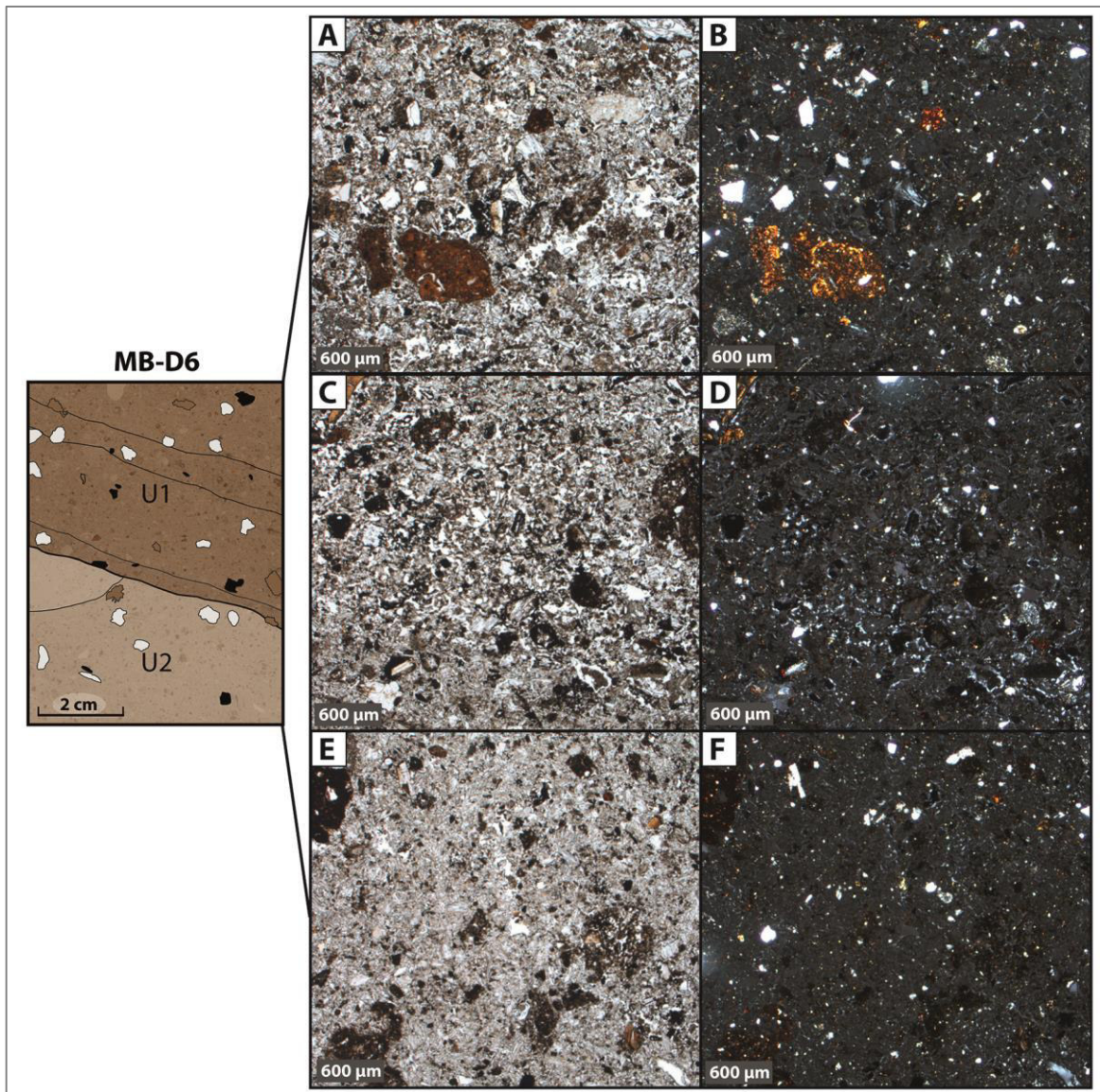


Abb. A 18: Mikroskopische Aufnahmen der Untereinheiten U1 (A, B), U2 (C, D) und U3 (E,F) des Dünnschliffes MB-D6 unter einfachen (A, C, E) und gekreuzten Polarisatoren (B, D, F) bei 2,5-facher Vergrößerung (Eigene Darstellung).

Tab. A 9: Auflistung der Untereinheiten in den Dünnschliffen mit Röntgenfluoreszenzmessungen, sowie ihre repräsentative stratigraphische Einheit.

Probe	Dünnschliff	Grabungs- quadrat	Tiefe [m u. GOK]	stratigraphische Einheit
MB-A1-U1	MB-A1	N42	2,40	DRB
MB-A1-U3	MB-A1	N42	2,40	SRS
MB-A2-U1	MB-A2	N42	2,35	LLF
MB-A2-U2	MB-A2	N42	2,35	DRB
MB-A3-U2	MB-A3	N42	1,10	Tephra I
MB-B1-U1	MB-B1	TU2	1,05	LFX
MB-B1-U2	MB-B1	TU2	1,05	LFX
MB-B2-U1	MB-B2	TU2	0,90	LFX
MB-B2-U2b	MB-B2	TU2	0,90	LFX
MB-B3-U1	MB-B3	TU2	0,80	LFX
MB-B4-U1	MB-B4	TU2	0,80	Tephra II
MB-B4-U2a	MB-B4	TU2	0,80	Tephra II
MB-B4-U2b	MB-B4	TU2	0,80	Tephra II
MB-B5	MB-B5	TU2	0,50	Tephra III
MB-C1-U1	MB-C1	BXA	1,30	YBT
MB-C1-U2	MB-C1	BXA	1,30	YBT

Tab. A 10: Werte der EDRFA-Messungen für die Dünnschliffe MB-A1, MB-A2, MB-A3, MB-B1 bis MB-B5 und MB-C1. Dabei sind in der Balance (Bal) die nicht messbaren Elemente enthalten und es werden die Anteile von Si, Al, K, Ca, Ti, Fe und P aufgelistet. Im Rest sind Mg, Cl, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Sb, Ba, W, Au, Pb und Bi einbegriffen, die jedoch aufgrund von zu hohen Messfehlern ausgeklammert wurden.

Probe	Bal [ppm]	Si [ppm]	Al [ppm]	K [ppm]	Ca [ppm]	Ti [ppm]	Fe [ppm]	P [ppm]	Rest [ppm]
MB-A1-U1	574.022	244.050	116.042	10.672	26.585	7.927	18.418	1.027	123.043
MB-A1-U3	558.855	260.349	122.863	10.948	30.696	2.347	12.062	820	95.000
MB-A2-U1	509.645	317.660	101.760	26.205	28.367	2.584	11.895	610	92.117
MB-A2-U2	596.199	238.472	89.039	14.387	31.628	10.272	17.762	924	175.750
MB-A3-U2	541.310	306.414	76.278	29.219	29.014	3.402	12.507	652	89.793
MB-B1-U1	474.671	325.004	130.749	29.396	23.818	2.212	12.492	645	149.700
MB-B1-U2	463.960	391.396	76.148	37.890	21.520	917	6.799	401	59.725
MB-B2-U1	565.251	256.997	115.019	10.223	41.453	1.404	7.687	964	133.002
MB-B2-U2b	513.009	295.475	122.557	19.595	26.866	4.596	15.556	1.199	118.819
MB-B3-U1	520.676	284.675	133.426	14.021	31.547	1.702	11.197	1.318	136.570
MB-B4-U1	536.050	301.270	88.538	28.667	27.158	3.109	12.719	1.503	105.236
MB-B4-U2a	519.954	303.019	105.205	22.771	28.697	3.789	14.540	1.119	139.427
MB-B4-U2b	500.420	312.663	124.059	26.581	23.774	1.666	9.213	602	142.711
MB-B5	541.849	346.837	41.346	28.778	28.562	1.132	9.158	980	103.697
MB-C1-U1	637.023	275.166	32.219	28.428	8.250	1.265	14.670	1.369	99.657
MB-C1-U2	573.313	302.191	55.629	25.656	10.537	1.700	15.947	2.531	125.962

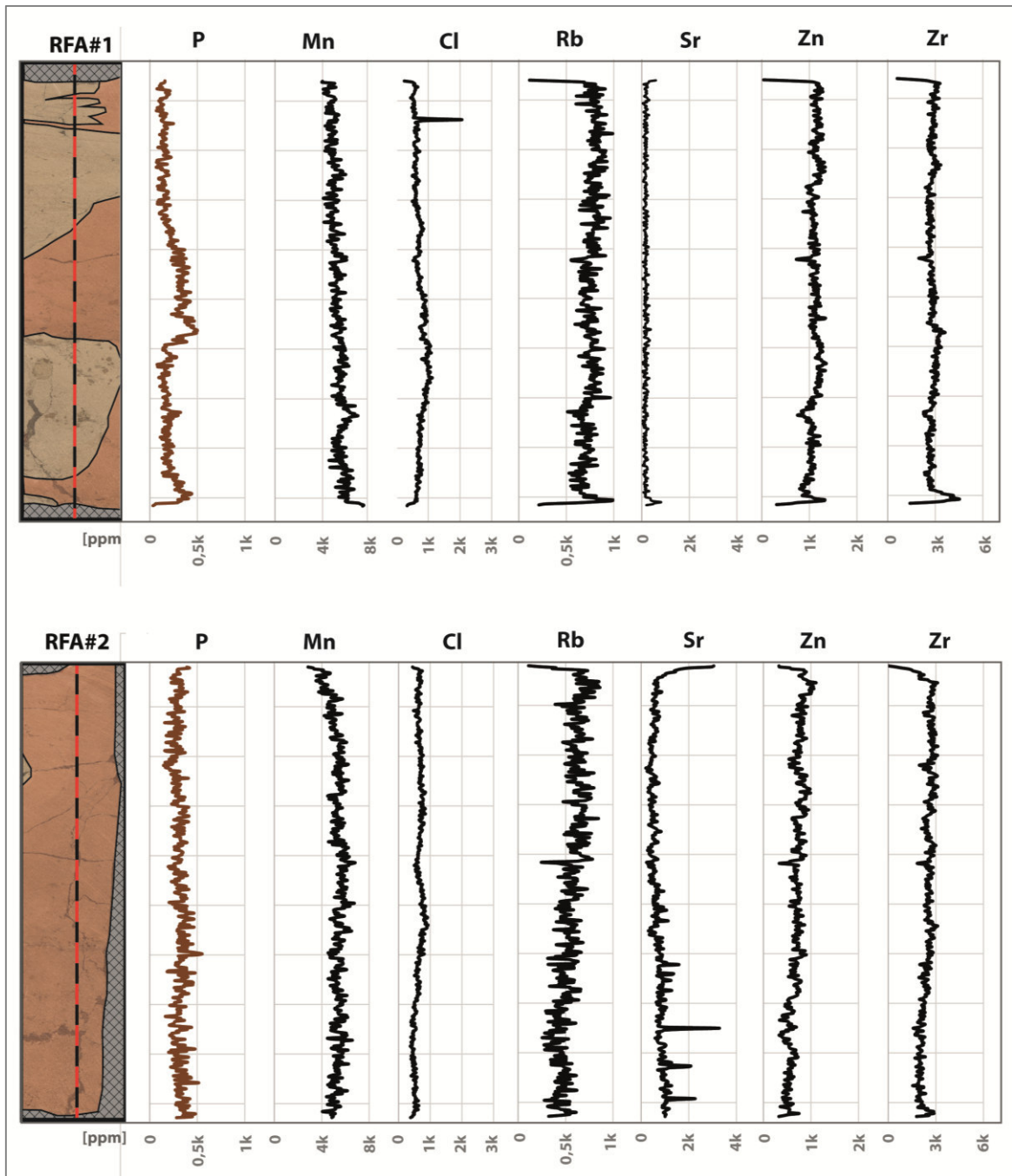


Abb. A 19: Graphische Darstellung der Ergebnisse für die wellenlängendispersive Röntgenfluoreszenzmessung (WDRFA) des Blockes MB-C1-M-E1 mit den Kurvenverläufen der elementaren Zusammensetzung für die Messungen RFA#1 (oben) und RFA#2 (unten) (Eigene Darstellung).

Eigenständigkeitserklärung

Hiermit erkläre ich, Svenja Meyer, dass ich die vorliegende Masterarbeit selbstständig und ausschließlich unter Zuhilfenahme der in der Literaturangabe angegebenen Quellen und der darüber hinaus genannten Hilfsmittel angefertigt habe.

Svenja Meyer

Ort, Datum