



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI TRENTO
Dipartimento di Lettere e Filosofia

Scuola di Dottorato in Studi Umanistici

Indirizzo: Studi sui beni culturali

Ciclo XXVII

Tesi di Dottorato

**Dinamiche formative di due siti di riferimento del
Paleolitico nella Penisola Iberica sud-orientale.**

**Analisi micromorfologica dei depositi di Cueva Antón e Cueva Negra
(Spagna, Murcia).**

Dottoranda:

Daniela Anesin

Coordinatrice del Dottorato:

prof.ssa Elvira Migliario

Relatori:

prof. Diego E. Angelucci

Anno Accademico 2014/2015

INDICE	p. I
Lista delle abbreviazioni	p. V
Lista delle figure	p. VI
Lista delle tabelle	p. VIII
Lista delle appendici	p. IX
Introduzione	p. XI
Strutturazione della tesi	p. XIII
Sezione I – Background metodologico e teorico, contesto regionale	
1. Dinamiche di formazione delle stratificazioni archeologiche. Lo studio geoarcheologico e micromorfologico	p. 2
1.1 La stratificazione archeologica e la geoarcheologia	p. 2
1.2 La micromorfologia archeologica e i processi di formazione dei depositi archeologici	p. 3
1.2.1 <i>Sedimentazione e micromorfologia</i>	p. 3
1.2.2 <i>Azione antropica e micromorfologia</i>	p. 4
1.2.3 <i>Ambiente e clima e micromorfologia</i>	p. 4
1.2.4 <i>Integrità del record, iati sedimentari e micromorfologia</i>	p. 5
1.2.5 <i>La microstratigrafia e l'analisi microcontestuale</i>	p. 5
2. Metodi e tecniche	p. 7
2.1 La descrizione di terreno	p. 7
2.2 La micromorfologia archeologica	p. 8
2.2.1 <i>Dal sito al laboratorio: campionatura e preparazione del campione</i>	p. 8
2.2.2 <i>Analisi della sezione sottile</i>	p. 10
2.3 La microscopia a scansione elettronica	p. 13
2.4 La spettroscopia all'infrarosso con trasformata di Fourier (FT-IR)	p. 14
3. Contesto regionale	p. 16
3.1 La ricerca paleolitica in Spagna: la Regione di Murcia	p. 16
3.2 Il sud-est della Spagna: strati geologici e fisiografici della Regione di Murcia	p. 18
3.2.1 <i>La Cordigliera Bética</i>	p. 18
3.2.2 <i>Il sistema idrografico del fiume Segura</i>	p. 20
3.2.3 <i>Clima ed ambiente</i>	p. 21
Sezione II – Cueva Antón	
1. Introduzione: geoarcheologia di Cueva Antón	p. 24
2. La questione archeologica: l'uomo di Neandertal nel sud-est della Spagna	p. 27
2.1. Il Musteriano tardo nella Penisola Iberica	p. 27
2.2 Cause della scomparsa dei Neandertal	p. 28
2.3 Cueva Antón e il Musteriano del sud-est della Spagna	p. 30
3. Il contesto di Cueva Antón	p. 31
3.1 Inquadramento geologico e geomorfologico	p. 31
3.1.1 <i>La Cuenca di Mula</i>	p. 31
3.1.2 <i>Il fiume Mula</i>	p. 32
3.1.3 <i>Embalse de La Cierva e i dintorni del sito prima del Novecento</i>	p. 35
3.1.4 <i>Evoluzione Quaternaria della valle fluviale</i>	p. 39
3.2 Clima ed ambiente	p. 41

3.3 Siti paleolitici nel bacino di Mula	p. 42
4. Cueva Antón: presentazione del sito	p. 43
4.1 Aspetti geologici, geografici e geomorfologici del sito	p. 43
4.2 Storia delle ricerche ed evidenze archeologiche	p. 43
4.3 La successione stratigrafica	p. 46
4.4 Cronologia del deposito	p. 48
4.5 Informazioni paleoambientali	p. 50
4.5.1 <i>Indicatori della vegetazione</i>	p. 50
4.5.2 <i>Malacofauna</i>	p. 50
4.5.3 <i>Microfauna e lagomorfi</i>	p. 50
4.5.4 <i>Macrofauna</i>	p. 51
5. Materiali e metodi	p. 52
6. Risultati e discussione	p. 55
6.1 Gli apporti sedimentari	p. 56
6.1.1 <i>L'apporto autoctono: il deposito gravitativo</i>	p. 56
6.1.2 <i>L'apporto alloctono alluvionale</i>	p. 60
6.1.3 <i>L'apporto e l'azione antropica</i>	p. 67
6.2 Le alterazioni postdeposizionali	p. 77
6.2.1 <i>Pedofigure connesse all'ambiente alluvionale</i>	p. 77
6.2.2 <i>Evidenze associate all'azione biologica</i>	p. 86
6.2.3 <i>Pedofigure e indicatori di gelo discontinuo</i>	p. 89
6.3 Architettura e dinamiche formative della successione stratigrafica	p. 90
6.3.1 <i>Il complesso basale (FP, unità IV)</i>	p. 90
6.3.2 <i>La sequenza archeologica (AS)</i>	p. 95
6.3.3 <i>Il deposito superficiale (TL e DD)</i>	p. 115
7. Implicazioni dello studio geoarcheologico	p. 119
7.1 La storia formativa del deposito di Cueva Antón	p. 119
7.1.1 <i>Le fasi formative del deposito</i>	p. 119
7.1.2 <i>Caratteri del deposito alluvionale e confronti</i>	p. 128
7.2 Conformazione del riparo sottoroccia ed influenza sulla sedimentazione	p. 130
7.2.1 <i>Il microrilievo</i>	p. 130
7.2.2 <i>Punto di tracimazione</i>	p. 130
7.3 Il Mula nel Pleistocene Superiore: aspetti paleoidrologici	p. 131
7.3.1 <i>La portata</i>	p. 131
7.3.2 <i>La configurazione del fiume e implicazione per la stabilizzazione geomorfologica</i>	p. 132
7.4 Indicatori paleoclimatici/paleoambientali e cronologia del sito	p. 133
7.4.1 <i>Evoluzione fluviale ed influenze climatiche/eustatiche</i>	p. 133
7.4.2 <i>Evidenze di condizioni climatiche fredde e aride e di stabilizzazione superficiale</i>	p. 135
7.4.3 <i>Record sedimentario e cronologia</i>	p. 137
7.5 Contesto della frequentazione antropica	p. 138
7.5.1 <i>Posizione del sito e interrelazione con la frequentazione antropica</i>	p. 138
7.6 Conservazione del record sedimentario ed archeologico	p. 140
7.6.1 <i>Processi di alterazione fisica sindeposizionali e postdeposizionali</i>	p. 141
7.6.2 <i>Formazione di suolo e stabilizzazione superficiale</i>	p. 142
8. Conclusioni	p. 144
8.1 Dinamiche formative	p. 145
8.2 Interazioni uomo-ambiente	p. 146
8.3 Integrità del record sedimentario ed archeologico	p. 147

8.4 Proseguimento degli studi	p. 147
Cueva Antón - Appendici	p. 151
Sezione III – Il sito del Pleistocene Inferiore di Cueva Negra	p. 174
1. Introduzione: geoarcheologia di Cueva Negra	p. 175
2. Attestazioni dell'uso del fuoco nel Paleolitico Inferiore	p. 177
2.1 Cronologia ed evidenze dell'uso del fuoco	p. 177
2.2 Micromorfologia per lo studio delle evidenze di termoalterazione	p. 179
3. Inquadramento geologico e geomorfologico	p. 181
3.1 Il fiume Quípar e l'evoluzione quaternaria dei dintorni del sito	p. 181
3.2 Geologia dell'alto corso del fiume Quípar	p. 186
3.3 Clima ed ambiente oggi	p. 187
4. Cueva Negra: presentazione del sito	p. 189
4.1 Aspetti geologici, geogradici e geomorfologici del sito	p. 189
4.2 La ricerca archeologica a Cueva Negra	p. 190
4.2.1 Storia delle ricerche	p. 191
4.2.2 Strategia e metodo di scavo	p. 192
4.3 Il record sedimentario	p. 194
4.3.1 Gli strati colorati	p. 198
4.4 Il record archeologico/biologico	p. 198
4.4.1 Resti paleoantropologici	p. 199
4.4.2 Fauna e microfauna	p. 199
4.4.3 Archivio palinologico	p. 199
4.4.4 Industria litica	p. 200
4.4.5 Paleoambiente	p. 201
4.5 Datazioni: ipotesi di lavoro	p. 202
5. Materiali e metodi	p. 203
5.1 Descrizione di terreno	p. 203
5.2 Micromorfologia archeologica	p. 203
5.3 Gli strati colorati	p. 203
5.3.1 Micromorfologia archeologica	p. 204
5.3.2 Microscopia elettronica e microanalisi (SEM/EDXS)	p. 205
5.3.3 Spettroscopia infrarosso con trasformata di Fourier (FT-IR)	p. 206
5.3.4 μ Raman	p. 207
6. Risultati ed interpretazione: i complessi 2 e 3	p. 208
6.1 Organizzazione del deposito: il dato di campo	p. 208
6.2 Composizione del deposito ed apporti: il dato micromorfologico	p. 210
6.2.1 Apporto alluvionale	p. 213
6.2.2 Apporto autoctono	p. 219
6.2.3 Apporto bio-antropogenico	p. 219
6.3 Evoluzione delle dinamiche formative	p. 222
6.4 Implicazioni per la ricerca archeologica	p. 223
7. Risultati: gli strati colorati	p. 225
7.1 Architettura del deposito	p. 225
7.2 Micromorfologia degli strati colorati	p. 227
7.2.1 Microlaminazione e caratteristiche delle lamine	p. 228

7.2.2 <i>Successione microstratigrafica</i>	p. 233
7.3 Analisi SEM/EDXS	p. 248
7.3.1 Area 3	p. 248
7.3.2 Area 4	p. 250
7.3.3 Elementi minoritari	p. 252
7.4 Analisi FT-IR	p. 254
8 Discussione: gli strati colorati	p. 261
8.1.1 <i>Apporto idrico: lamine clastiche e lamine fini</i>	p. 261
8.1.2 <i>Apporto biologico/organico: lamine fosfatiche, carbonatiche e componenti grossolani</i>	p. 263
8.1.3 <i>Apporto autoctono: i frammenti di biocalcarenite e i prodotti della sua alterazione (lamine Ca)</i>	p. 269
8.1.4 <i>Apporto antropico</i>	p. 270
8.2 Processi postdeposizionali	p. 271
8.2.1 <i>Accumulo di carbonato di calcio</i>	p. 271
8.2.2 <i>Bioturbazione e traslocazione d'argilla</i>	p. 273
8.3 Storia formativa degli strati colorati	p. 274
8.4 Termoalterazione? Comparazione con altri siti	p. 276
8.4.1 <i>Evidenze di termoalterazione nel Paleolitico Inferiore: il dato microstratigrafico</i>	p. 279
9. Conclusioni	p. 282
9.1 Insieme archeologico	p. 282
9.2 Gli strati colorati	p. 283
9.3 Il deposito di Cueva Negra: implicazioni archeologiche, ambientali e cronologiche	p. 284
9.4 Evidenze di fuoco altri siti Paleolitico Medio- Inferiore	p. 285
9.5 Micromorfologia e FT-IR	p. 286
Cueva Negra - Appendici	p. 287
sezione IV – Conclusioni finali	p. 299
Bibliografia	p. 304

Elenco delle abbreviazioni, delle sigle e degli acronimi utilizzati nel testo

§	paragrafo
cap.	capitolo
cf.	confronta, se riferito ad un'opera citata: bibliografia citata
es.	ad esempio
v.	vedi
loc.	localmente
ca.	circa
ka	mila anni fa
cal. BP.	datazione al radiocarbonio calibrata <i>before present</i>
MIS	Stadio Isotopico Marino
HE	Heinrich Event
OSL	metodo di datazione della luminescenza stimolata otticamente
TL	metodo di datazione della termoluminescenza
q./qq.	quadrato/i
cx	complesso geoarcheologico (cf. Angelucci 2002)
Mu	microunità
OIL	osservazioni al microscopio a luce incidente
PPL	osservazioni al microscopio a luce piana polarizzata
XPL	osservazioni al microscopio a nichols incrociati
N, S, E, W	e le loro combinazioni, indicazione dei punti cardinali: nord, sud, est, ovest

note

Le quote citate nel testo, espresse in metri (m), si riferiscono al livello del mare (slm)
Micrite: cristalli con diametro <4 µm, microsparite: 5-20 µm, sparite: >2 µm (cf. Durand et al. 2010)

Elenco delle figure

Sezione I – Background teorico e metodologico, il contesto regionale

I.1	Raccolta campioni per la micromorfologia archeologica	p. 9
I.2	Microscopio petrografico e le sue componenti	p. 10
I.3	Posizionamento delle sezioni sottili all'interno degli strumenti per le analisi ultramicroscopiche.	p. 14
I.4	La Cordigliera Betica	p. 19
I.5	Il territorio di Murcia	p. 19

Sezione II – Il sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón

II.1	Presentazione del sito di Cueva Antón	p. 24
II.2	Carta geologica dell'alto corso del fiume Mula	p. 34
II.3	Profilo longitudinale del fiume Mula presso il sito	p. 37
II.4	Contesto geomorfologico e geologico del sito	p. 38
II.5	Profilo longitudinale del basso corso del fiume Mula e dei terrazzi fluviali	p. 40
II.6	Planimetria ed altimetria dell'area interna al riparo	p. 44
II.7	Micrografie dei componenti grossolani del deposito di Cueva Antón	p. 61
II.8	Micrografie delle strutture sedimentarie rilevate in sezione sottile	p. 63
II.9	Ambiente di deposizione tufo in ambiente fluviale	p. 66
II.10	Evidenze antropiche in sezione sottile	p. 69
II.11	Posizione ed organizzazione stratigrafica dei focolari 4, 5, 6	p. 71
II.12	Caratteri micromorfologici della <i>facies a</i> del focolare 4	p. 73
II.13	Caratteri micromorfologici delle <i>facies m-n e r</i> del focolare 4	p. 78
II.14	Micrografie delle pedofigure indicative di idromorfia	p. 81
II.15	Micrografie delle pedofigure indicative della precipitazione di carbonato di calcio	p. 83
II.16	Micrografie delle figure tessiturali rilevate nel sedimento di Cueva Antón	p. 88
II.17	Micrografie delle evidenze biologiche	p. 89
II.18	Aspetto e stadi di degrado dei frammenti organici in sezione sottile.	p. 90
II.19	Micrografie del complesso FP	p. 93
II.20	Sintesi delle dinamiche formative del deposito di Cueva Antón	p. 124
II.21	Correlazione tra il record sedimentario di Cueva Antón e record paleoclimatici globali	p. 137

Sezione III – Il sito del Paleolitico Inferiore di Cueva Negra

III.1	Presentazione Il sito e il suo contesto geomorfologico.	p. 179
III.2	Inquadramento geologico dell'alto e medio corso del fiume	p. 183
III.3	Geologia del sito	p. 185
III.4	Il riparo sottoroccia e planimetria di scavo	p. 188
III.5	Sezioni stratigrafiche e strategia di scavo	p. 194
III.6	Successione sedimentaria di Cueva Negra	p. 207
III.7	Micrografie delle componenti sedimentarie del deposito di Cueva Negra	p. 210
III.8	Organizzazione microscopica del sedimento del complesso 2	p. 214
III.9	Organizzazione microscopica del sedimento del complesso 3	p. 215
III.10	Micrografie della biocalcarenite del substrato	p. 218
III.11	Componenti organici del sedimento di Cueva Negra	p. 220
III.12	Pedofigure sedimento di Cueva Negra	p. 221
III.13	Rappresentazione schematica della sequenza colorata	p. 225
III.14	Aspetto in sezione sottile dell'unità U8	p. 233
III.15	Noduli di fosfato nell'unità U8	p. 235
III.16	Aspetto al microscopio ottico dell'unità U7	p. 238
III.17	Aspetto al microscopio ottico dell'unità U6	p. 240

III.18	Esempio della microlaminazione che costituisce la porzione inferiore dell'unità U4	p. 243
III.19	Aspetto in sezione sottile della parte superiore di U4.	p. 244
III.20	Aspetto in sezione sottile di U3	p. 247
III.21	Immagini SEM e microscopio ottico dell'area 3 e posizionamento delle microanalisi EDSX	p. 249
III.22	Immagini SEM e microscopio ottico dell'area 4 e posizionamento delle microanalisi EDSX	p. 251
III.23	Analisi FT-IR su frammento osseo di Cueva Negra (TA-U4, CN1204)	p. 256
III.24	Analisi FT-IR su frammento osseo di Cueva Antón (CA1201)	p. 257
III.25	Analisi FT-IR su frammento osseo di Cueva Antón (CA1101b)	p. 259

Elenco delle tabelle

Sezione I – Background teorico e metodologico, il contesto regionale		
I.1	Classi di abbondanza utilizzate nella descrizione micromorfologica	p. 12
I.2	Classi dimensionali utilizzate nella descrizione micromorfologica	p. 12
Sezione II – Il sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón		
II.1	Dati relativi al fiume Mula	p. 33
II.2	Pendenze del fiume Mula nell'area occupata dal bacino La Cierva	p. 36
II.3	Elenco dei terrazzi fluviali del Mula	p. 41
II.4	Elenco delle litofacies individuate al sito e descrizione di campo	p. 47
II.5	Successione stratigrafica	p. 48
II.6	Sintesi del dato cronometrico di Cueva Antón	p. 49
II.7	Elenco delle sezioni stratigrafiche considerate nella presente ricerca	p. 53
II.8	Elenco delle sezioni sottili raccolte a Cueva Antón e dettagli di provenienza	p. 54
II.9	Elenco e caratteristiche delle classi di componenti grossolani	p. 56
II.10	Elenco dei massi rilevati nell'area di scavo dal 1991	p. 58
II.11	Elenco e caratteristiche delle croste carbonatiche	p. 85
II.12	Pendenze dell'attuale alveo fluviale e del terrazzo T+22-36 m nel basso corso fluviale	p. 97
Sezione III – Il sito del Paleolitico Inferiore di Cueva Negra		
III.1	Dati del fiume Quípar	p. 182
III.2	Rilievi bacino idrografico del fiume Quípar.	p. 183
III.3	Successione stratigrafica	p. 194
III.4	Volume di sedimento asportato per unità e densità dei resti litici rinvenuti	p. 200
III.5	Elenco delle sezioni sottili raccolte a Cueva Negra e nei suoi dintorni e dettagli del loro contesto stratigrafico	p. 204
III.6	Elenco e descrizione sintetica dei componenti grossolani	p. 211
III.7	Descrizione pedo-sedimentologica delle unità della successione colorata	p. 227
III.8	Classificazione e sintesi descrittiva delle lamine riscontrate in sezione sottile nella sequenza colorata di Cueva Negra	p. 229
III.9	Sintesi del dato micromorfologico riguardante l'organizzazione stratigrafica e laminazione riscontrata negli strati colorati	p. 236
III.10	Descrizione dei frammenti vegetali calcificati riscontrati nella sequenza colorata di Cueva Negra.	p. 245
III.11	Sintesi delle analisi elementali SEM/EDSX eseguite sull'area 3	p. 253
III.12	Sintesi delle analisi elementali SEM/EDSX eseguite sull'area 4	p. 253
III.13	Elenco dei campioni e delle caratteristiche micromorfologiche dei frammenti ossei analizzati con FT-IR	p. 255
III.14	Sintesi del dato FT-IR	p. 260
Elenco delle Appendici		
Sezione II – Il sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón		
AI	Documentazione grafica delle sezioni stratigrafiche di Cueva Antón	p. 151
AII	Scansione delle sezioni sottili di Cueva Antón	p. 152
AIII	Descrizione di campo della successione sedimentaria di Cueva Antón	p. 156
	<i>Tab. AIII.1 Descrizione di campo: litofacies</i>	p. 158
	<i>Tab. AIII.2 Descrizione di campo: unità con caratteri non standardizzati</i>	p. 158
	<i>tab. AIII.3 Descrizione di campo: facies di combustione</i>	p. 159
	<i>tab. AIII.4 Strutture sedimentarie</i>	p. 159
		p. 160

AIV	Descrizione delle sezioni sottili di Cueva Antón	p. 161
	<i>tab. AIV.1 Microstruttura e materiale fine</i>	p. 161
	<i>tab. AIV.2 Parametri sedimentari</i>	p. 163
	<i>tab. AIV.3 Componenti grossolani</i>	p. 167
	<i>tab. AIV.4 Pedofigure</i>	p. 171
Sezione III – Il sito del Paleolitico Inferiore di Cueva Negra		p. 287
AV	Parametri micromorfologici e FT-IR per lo studio di ossa combuste	p. 288
	<i>tab. AV.1 Evidenze micromorfologiche di ossa combuste</i>	p. 288
	<i>tab. AV.2 Elenco delle classi di termoalterazione adottate nel testo e criteri identificativi a livello istologico</i>	p. 289
	<i>tab. AV.3 Elenco parametri IR indicativi di combustione e di diagenesi dei frammenti ossei</i>	p. 289
AVI	Descrizione delle sezioni sottili di Cueva Negra: i complessi 2 e 3	p. 290
	<i>tab. AVI.1. Microstruttura e al materiale fine</i>	p. 290
	<i>tab. AVI.2 Parametri sedimentari</i>	p. 291
	<i>tab. AVI.3 Componenti grossolani</i>	p. 293
	<i>tab. AVI.4 Pedofigure</i>	p. 295
AVII	Scansione delle sezioni sottili di Cueva Negra (complessi 2 e 3)	p. 297
AVIII	Scansione delle sezioni sottili di Cueva Negra (sequenza colorata)	p. 298

INTRODUZIONE

Le dinamiche che hanno portato alla formazione dei siti della preistoria più antica sono complesse e sono date dall'interazione di vari processi di accumulo, erosione e trasformazioni fisico-chimiche che spesso mascherano o eliminano le tracce dell'azione umana. I siti archeologici pleistocenici spesso testimoniano una frequentazione a bassa intensità che si riflette nella flebile concentrazione di evidenze antropiche. A questo si aggiunge l'azione prolungata nel tempo di tali processi, intrinseca all'antichità dei depositi, a cui solitamente consegue il rimaneggiamento e/o l'alterazione stessa dei resti archeologici.

Gli ambienti di grotta e di riparo sottoroccia sono generalmente caratterizzati da un basso tasso di accumulo che si riflette in un'esposizione superficiale delle tracce archeologiche suscettibili di alterazione a causa dei processi di bioturbazione e diagenesi dei componenti primari dei resti archeologici (es. Karkanas and Goldberg 2013 per una sintesi, Farrand 2001), quali carbonati, fosfati e anche i composti aromatici (es. Karkanas 2010, Weiner et al. 2002, 1995, es. Schiegl and Conard 2006, Schiegl et al. 1996, Braadbaart et al. 2009), che possono risultare in un contesto di palinsesto (*sensu* Binford 1981, es. Mallol and Menzer 2015, Machado et al. 2013, Bailey 2007), o nella conservazione di solo una parte del record archeologico primario (es. Karkanas 2010 per una sintesi). In questo quadro, i depositi archeologici/paleoantropologici che si sono formati a seguito di una sedimentazione ad energia contenuta con un elevato tasso di accumulo, i cosiddetti *contesti ad alta risoluzione*, si distinguono per l'alto potenziale conservativo delle associazioni archeologiche, incluse le evidenze di termoalterazione, grazie al loro rapido seppellimento e particolari condizioni geomorfologiche (es. Zaidner et al. 2016).

Il presente lavoro di ricerca si focalizza sull'analisi del potente riempimento di due ripari sotto roccia costituito da sedimenti accumulati in un sistema deposizionale alluvionale di bassa-media energia.

Il contesto regionale oggetto della presente ricerca è la Spagna sud-orientale, regione con un alto potenziale conservativo grazie alla sua evoluzione geomorfologica che non ha visto l'azione glaciale caratteristica, ad esempio, dell'arco alpino.

Il periodo cronologico trattato nel presente lavoro è il Pleistocene. In particolare, il sito di Cueva Antón si inserisce nel Pleistocene Superiore (MIS 5 e MIS 3) e si riferisce al Paleolitico Medio, mentre il sito di Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar testimonia la parte finale del Pleistocene Inferiore, in un contesto archeologico riferibile al Paleolitico Inferiore. I due siti, rispettivamente, documentano le ultime attestazioni del Neandertal in Europa occidentale e le prime attestazioni antropiche con evidenze dell'uso del fuoco dell'Europa occidentale, temi centrali dell'attuale ricerca preistorica.

L'approccio seguito è quello geoarcheologico, che combina i principi e le tecniche delle scienze della Terra alla risoluzione di problemi archeologici, mentre la tecnica maggiormente utilizzata è la micromorfologia archeologica, ovvero l'analisi microscopica di sedimenti e suoli indisturbati che permette di individuare le evidenze di alterazione e diagenesi.

Lo scopo principale della ricerca è di individuare le principali dinamiche sedimentarie e di alterazione postdeposizionale attive nei due siti e la loro evoluzione nel tempo, presupposto per stabilire il grado di integrità degli insiemi archeologici e delle evidenze di termoalterazione, le caratteristiche dell'ambiente in cui si è inserita la frequentazione antropica e il contesto microstratigrafico dell'occupazione stessa. Il dato climatico-ambientale, in particolare, può fornire elementi utili per inquadrare cronologicamente le sequenze la cui datazione ha una bassa risoluzione poiché il record sedimentario può rappresentare un *proxy data* paleoambientale.

Il deposito del sito archeologico di Cueva Antón, caratterizzato da una successione sedimentaria ben definita e in parte già studiata, è stato scavato estensivamente dal 2006 sotto la direzione di João Zilhão, ma l'accesso al sito è stato ostacolato dalle periodiche oscillazioni del livello del lago artificiale su cui si affaccia. La finalità della presente ricerca consiste nell'ampliare e completare lo studio geoarcheologico, affiancando l'analisi micromorfologica del sedimento stesso. Una parte della presente ricerca è confluita nella pubblicazione preliminare dei processi formativi del sito (Angelucci et al. 2013a). Lo studio dei resti archeologici è in corso, mentre è in corso di pubblicazione un sunto del dato preliminare paleoambientale. Lo studio micromorfologico qui presentato si propone di:

- valutare la corrispondenza tra le litofacies di campo e l'aspetto in sezione sottile, in modo da identificare indicatori di pedogenesi quali evidenze di bioturbazione o illuviazione dell'argilla;
- analizzare la composizione del sedimento alluvionale e le pedofigure e la loro variazione nel tempo in modo da evidenziare eventuali variazioni di provenienza delle particelle, come ad esempio la presenza di pedorelitti, litorelitti o componenti bio-antropogeniche (ossa, residui di scheggiatura, frammenti di cenere di legna e carboni) e/o delle condizioni ambientali, come indicato dalla microstruttura lenticolare e rivestimenti di argilla impura tipica di gelo discontinuo;
- verificare l'esistenza di una microstratificazione antropica, o evidenze connesse alla frequentazione umana, non rilevate su campo, come ad esempio residui di scheggiatura o superfici con evidenze di calpestio;
- studiare in dettaglio il significato della microstratificazione delle evidenze di combustione e la composizione in modo da ricostruire la natura del combustibile (ossa vs carboni di legna), l'intensità della combustione e i caratteri della superficie antropizzata, per verificare se questi elementi possano essere diagnostici di specifici pattern comportamentali.

Il fine ultimo della ricerca è quello di sintetizzare le informazioni inerenti l'attività antropica al sito, esposte con gli scavi del 2012, quelle che riguardano l'ambiente di sedimentazione e le condizioni climatico-ambientali, in modo da ricostruire l'evoluzione diacronica del rapporto uomo-ambiente.

La successione sedimentaria di Cueva Negra ha restituito scarse ma rilevanti tracce di antropizzazione riferibile alla più antica occupazione ominina dell'Europa occidentale. Sono stati documentati resti faunistici e litici con evidenze di termoalterazione (Walker et al. in stampa, 2016, 2013), ma lo studio del record archeologico, nonostante i 25 anni di scavo, si trova ancora ad una fase preliminare con approccio tipologico; non sono disponibili informazioni riguardo alle tracce d'usura o alla distribuzione spaziale. Malgrado la rilevanza di queste evidenze, la stratigrafia del sito e la sua origine non risulta del tutto chiara, complice la strategia di scavo poco rispettosa della stratificazione.

Lo scopo principale del presente lavoro è definire i processi formativi della sequenza pleistocenica chiarendone l'origine delle componenti e le dinamiche attive nella deposizione del sedimento. Particolare attenzione verrà posta all'interpretazione della genesi dell'evidenza sedimentaria attribuita alla termoalterazione dalle osservazioni di terreno.

Per quanto riguarda il Paleolitico Medio (Pleistocene Superiore) europeo sono piuttosto numerose le analisi micromorfologiche concentrate su singole evidenze, quali quelle di termoalterazione (es. Goldberg et al. 2012, Goldberg and Berna 2010, Courty et al. 2012, Courty and Vallverdú 2001), a cui si aggiungono studi riguardanti intere successioni sedimentarie (es. Aubry et al. 2014, Kehl et al. 2014, 2013, Mallol et al. 2010, Angelucci and Zilhão 2009, Karkanas 2001).

I siti del Paleolitico Inferiore dell'Europa occidentale indagati micromorfologicamente sono pochi, pur tenendo conto della densità minore complessiva, e sono concentrati nel Vicino Oriente (Israele in particolare es. Mallol et al. 2011, Mallol 2006) e in Sudafrica come risultato non della effettiva diffusione antropica ma degli interessi di ricerca degli enti con maggiori disponibilità finanziaria. È comunque presente una relativa quantità di analisi micromorfologiche e ultramicroscopiche di (supposte) evidenze sedimentarie derivante dalla combustione intenzionale (es. Shtalschmidt 2015a-b, Shahack-Gross et al. 2014 Berna et al. 2012, Goldberg et al. 2009, 2001, Karkanas et al. 2007).

Strutturazione della tesi

Essendo i due siti oggetto della presente ricerca indipendenti sia dal punto di vista cronologico che dal punto di vista delle questioni di ricerca, la tesi qui presentata si organizza in una prima sezione (*sezione I*) che presenta i tratti comuni del lavoro, ovvero i principi e le teorie sui cui si basa la ricerca (cap. 1), la metodologia seguita (cap. 2) e il contesto regionale comune ai due siti, la regione di Murcia (cap. 3).

Le sezioni successive sono dedicate a ciascun sito, trattati indipendentemente poiché il confronto fra i due *case-studies* non rientra nelle finalità del lavoro. Così, la sezione II è dedicata a Cueva Antón (e la sezione III a Cueva Negra), dove i vari capitoli trattano, in ordine, il dibattito archeologico in cui si inserisce il sito (cap. 2), una presentazione del contesto geologico e geomorfologico del sito (cap. 3) e del sito archeologico stesso (cap. 4), i materiali studiati e le metodologie applicate (cap. 5). A seguire vengono presentati e discussi i dati raccolti al microscopio ottico integrandoli con il dato di campo. Per quanto riguarda Cueva Negra (sezione III) i risultati ottenuti dall'analisi della sequenza sedimentaria (cap. 6) vengono presentati e discussi separatamente dall'evidenza attribuita alla termoalterazione, alla quale è stata dedicata maggiore attenzione (presentazione dati cap. 7, discussione dei risultati cap. 8), mentre le conclusioni (cap. 9) riguardano l'intero sito. Alla fine di ogni sezione vengono presentate le Appendici, ovvero il materiale supplementare che presenta la descrizione micromorfologica delle sezioni sottili e la scansione delle sezioni sottili stesse. L'ultima sezione, la sezione IV, riporta le considerazioni finali da un punto di vista metodologico e le prospettive future per un avanzamento della ricerca.

SEZIONE I

Background metodologico e teorico, contesto regionale

Capitolo 1

DINAMICHE DI FORMAZIONE DELLE STRATIFICAZIONI ARCHEOLOGICHE. LO STUDIO GEOARCHEOLOGICO E MICROMORFOLOGICO

1.1 La stratificazione archeologica e la geoarcheologia

La stratificazione archeologica costituisce il deposito del sito archeologico stesso, che include i resti archeologici *stricto sensu* (manufatti, strutture etc.), ed è l'oggetto della ricerca qui presentata. Si costituisce di sedimenti e suoli e la sua genesi deriva dall'azione spalmata sul tempo di processi naturali, geogenici e biogenici, ed antropici, spesso in complesse interazioni. Tali processi prendono il nome di processi di formazione o dinamiche formative (es Schiffer 1987, Nash and Petraglia 1987).

Analizzare i processi che ne hanno determinato la formazione, che include l'accumulo in superficie e la trasformazione del sedimento, in superficie o in profondità, accompagna lo studio archeologico che a partire dai resti di cultura materiale (manufatti e strutture), considerandone, ad esempio, la tipologia e la distribuzione deduce il comportamento umano. L'insieme archeologico infatti è determinato dall'azione umana stessa, ma anche da processi naturali, e antropici, che hanno agito durante o successivamente all'azione antropica primaria (processi sin- e postdeposizionali). Identificare quindi le dinamiche formative della stratificazione archeologica in un'ottica diacronica diviene un presupposto essenziale per la comprensione del comportamento umano. Inoltre l'analisi degli eventi sedimentari permette di valutare da un lato l'incidenza dei processi *tafonomici* e, quindi, l'integrità delle associazioni archeologiche e dall'altro lato di inquadrare cronologicamente la sequenza degli eventi. Parallelamente si possono individuare le relazioni tra frequentazione antropica ed ambiente fisico. Ne consegue che il record sedimentario rappresenta una fonte archeologica e una parte del record archeologico stesso.

Michael B. Schiffer (1972, 1987) è fra i primi archeologi che definisce il concetto di processo formativo ed esprime organicamente la necessità per la ricerca archeologica di individuare oltre ai processi culturali anche quelli naturali che hanno agito sulla cultura materiale all'interno del record archeologico. I processi culturali includono tutte le azioni antropiche connesse alla produzione, uso e scarto dei manufatti e quelle che hanno determinato l'alterazione delle evidenze archeologiche in tempi successivi alla loro formazione. A questi processi si aggiungono quelli non-culturali ovvero naturali che possono alterare, trasformare, ma anche conservare le tracce antropiche.

I processi culturali sono studiati tradizionalmente attraverso l'analisi della cultura materiale stessa (es. rimontaggi, tracce d'uso) anche da un punto di vista etnografico, mentre quelli naturali possono essere

studiati tramite vari approcci, come, ad esempio, lo studio della distribuzione spaziale e modelli di orientazione preferenziale dei macroresti (es. Bertran et al. 2015, Lenoble and Bertran 2004) e lo studio dei rimontaggi dell'industria litica (es. Aubry et al. 2014) e delle sue caratteristiche (es. Malinsky-Buller et al. 2011), solo per citarne alcuni, che però permettono di valutare essenzialmente l'integrità della successione sedimentaria senza indagare nel dettaglio le ragioni di infiltrazioni tra vari strati e/o lo stato di conservazione delle componenti sedimentarie stesse.

L'applicazione dei principi e tecniche delle scienze della Terra e della geologia del Quaternario, in particolare della sedimentologia (lo studio dei sedimenti), della pedologia (lo studio dei suoli) e della stratigrafia (lo studio dell'organizzazione stratigrafica) permettono di decodificare il record sedimentario che costituisce il deposito archeologico estrapolandone informazioni di carattere ambientale. Di fatto, l'uomo accumulando e asportando materiale clastico sulla superficie topografica e alterando la superficie stessa, ad esempio con il calpestio o la combustione, si configura come un agente sedimentario e di trasformazione. Ne consegue che l'applicazione di concetti e tecniche proprie della geologia del Quaternario e delle scienze della Terra allo studio della stratificazione archeologica permette di ricostruire l'attività umana, le caratteristiche dell'ambiente in cui si è svolta l'azione antropica e quindi il comportamento dell'uomo, finalità primaria dell'Archeologia (es. Renfrew and Bahn 2006); tale disciplina prende il nome di geoarcheologia (es. Goldberg and Macphail 2006, Cremaschi 2000).

La geoarcheologia viene riconosciuta a partire dagli anni Settanta del Novecento come quella disciplina che applica le conoscenze *geologiche* alla risoluzione di problemi archeologici (es. Goldberg and Macphail 2006, Cremaschi 2000, Rapp and Hill 1998, Waters 1992, Butzer 1982, Gladfelter 1981, Renfrew 1976) e si configura come *a conceptual approach* (Butzer 1982). Si sviluppa poi negli anni Ottanta fino ad oggi: attualmente infatti lo studio del deposito archeologico è riconosciuto essere rilevante per la comprensione del significato dei resti archeologici sia pertinenti alla preistoria più antica che a tempi più recenti poiché l'interazione sulla superficie topografica tra uomo e agenti naturali non conosce limiti geografici né cronologici. Ciò nonostante in contesti dove la frequentazione antropica e l'azione umana stessa è sporadica e di bassa intensità, condizione diffusa nei siti del Paleolitico Inferiore e anche Medio, la comprensione delle dinamiche formative del record archeologico è strettamente connessa alla comprensione delle dinamiche formative del record sedimentario.

L'unità di base del record sedimentario è costituita dall'evento deposizionale che può essere indagato tramite vari approcci e scala differente: macroscopicamente con le osservazioni di campo e microscopicamente con analisi in massa (come la granulometria, FT-IR sul sedimento sciolto) o con analisi microcontestuali quali la micromorfologia archeologica, quest'ultima particolarmente adatta per riconoscere la scansione degli eventi sedimentari e di alterazione postdeposizionale.

La geoarcheologia e la micromorfologia archeologica rivestono un ruolo importante nella ricerca preistorica in particolare poiché spiegano il deposito archeologico in un'ottica genetica. L'identificazione dell'agente e del processo sedimentario e il grado di disturbo postdeposizionale del deposito archeologico in una prospettiva diacronica, anche attraverso alla microstratigrafia, fornisce le basi indispensabili per individuare le attività umane, chiarire le dinamiche tafonomiche (ovvero di alterazione postdeposizionale), determinare l'integrità delle associazioni archeologiche e delineare le relazioni uomo-ambiente (es. Karknas and Goldberg 2013, Goldberg and Berna 2010, Goldberg and Macphail 2006, Cremaschi 2000, Courty et al. 1989). L'approccio geoarcheologico considera quindi il contesto sedimentario in termini di eventi di accumulo, alterazione in relazione all'occupazione/evidenza antropica, sia in termini cronologici (intensità della frequentazione) che in termini di condizioni ambientali. Il riconoscimento delle principali dinamiche di sedimentazione e il tasso di accumulo associato contribuisce a inquadrare cronologicamente il contesto archeologico.

1.2 La micromorfologia archeologica e i processi di formazione dei depositi archeologici

La micromorfologia archeologica è una delle tecniche per l'indagine del record archeologico non risolvibile ad occhio nudo e consiste nell'osservazione microscopica di campioni del deposito archeologico conservandone l'organizzazione spaziale e l'orientazione. L'osservazione al microscopio petrografico permette di identificare la mineralogia delle componenti sedimentarie, ovvero la composizione, ma allo stesso tempo si possono delineare le relazioni spaziali e stratigrafiche, e quindi cronologiche, fra le componenti stesse rappresentando così uno strumento particolarmente utile per la ricostruzione dei processi di formazione delle stratificazioni archeologiche. La micromorfologia, anche definita come micropedologia (Bullock et al. 1985), nasce come strumento analitico della pedologia, ed è la tecnica che tratta lo studio di sedimenti sciolti e suoli al microscopio ed è definita come:

the branch of soil science that is concerned with the description, interpretation and, to an increasing extent, the measurement of components, features and fabrics in soils at a microscopic level, i. e. beyond that which can readily be seen with the naked eye. It is fundamental to an understanding of the processes involved in soil formation whether they be produced by the normal forces of nature or artificially induced by the effect of man (Bullock et al. 1985: 9).

La sua applicazione in campo archeologico risale alla metà del Novecento del XX secolo, ma è solo a partire dalla fine degli anni Ottanta del Novecento che viene utilizzata più o meno costantemente allo studio dei depositi archeologici (cf. Goldberg and Macphail 2006, Courty et al. 1989).

1.2.1 Sedimentazione e micromorfologia

Analizzando i caratteri del deposito a scala microscopica quali la composizione del sedimento, la presenza di strutture sedimentarie indicative di trasporto trattivo o decantazione, la granulometria delle particelle e il

loro assortimento, facendo riferimento ai caratteri pedo-sedimentologici di campo di cui sono la versione microscopica, si possono discriminare le varie fonti sedimentarie, distinguendo tra geogeniche, biogeniche e antropogeniche, e il loro carattere alloctono o autoctono rispetto al sito. Gli studi micromorfologici dei siti pleistocenici sono incentrati su questa tematica che risolta così ben affrontata (es. Karkanas and Goldberg 2015, Angelucci and Zilhão 2009).

L'analisi micromorfologica e microscopica permette di riconoscere i resti dell'attività antropica, in termini di componenti ma anche di strutture sedimentarie, ad esempio indotte dal calpestio e dalla termoalterazione, non percepibili macroscopicamente aumentando così la risoluzione di analisi (es. Mallol and Mentzer 2015). Inoltre, lo studio microscopico permette di individuare i fattori che hanno alterato le evidenze umane primarie sia a livello fisico (es. Karkanas and Goldberg 2010, Courty et al. 1989) che chimico (es. Karkanas 2010).

1.2.2 Azione antropica e micromorfologia

Le evidenze direttamente associabili all'azione umana (del Paleolitico) rilevabili micromorfologicamente sono rappresentate da ossa (es. Schiegl et al. 2003), litica (Angelucci 2010) e da tutte le componenti sedimentarie non spiegabili in altro modo, quali fosfati, materia vegetale amorfa (cf. Macphail and Goldberg 2010). L'analisi microstratigrafica e micromorfologica permette inoltre di stabilire se tali residui siano in situ oppure no. L'azione antropica si manifesta con un apporto sedimentario e tramite le azioni che alterano il deposito sedimentario, quali il calpestio o la combustione (es. Karkanas and Goldberg 2013, Courty et al. 1989).

La microstratigrafia se accoppiata ad altre tecniche analitiche si è rivelata essere un valido strumento per validare o meno le ipotesi fatte sulla base delle osservazioni di terreno, come ad esempio la combustione in situ (es. Mentzer 2012). Numerosi studi, dove l'analisi micromorfologica è associata ad tecniche di analisi ultramicroscopiche (es. isotopi, mineralogia etc) rivelano un complessa interazione fra i materiali archeologici e il contesto sedimentario che ne determina la trasformazione diagenetica (es. Goldberg and Berna 2010, Shahack-Gross et al. 2008).

1.2.3 Ambiente e clima e micromorfologia

Il record sedimentario dei siti archeologici registra l'impronta paleoclimatica ed ambientale/geomorfológica e la sua variazione nel tempo, aspetti fondamentali per ricostruire il comportamento umano e per stabilire una sequenza cronologica. Tali cambiamenti riguardano principalmente lo stile sedimentario e le oscillazioni dei vari processi ed agenti di formazione. Ad esempio, un clima umido si manifesta con una disponibilità idrica superficiale anche nella forma di corsi fluviali la cui attività di esondazione viene registrata nel record sedimentario; un clima arido o semiarido a stagioni contrastate può favorire la precipitazione di carbonato di calcio e formare orizzonti di suolo calcificati, un clima umido-freddo può determinare l'alterazione fisica tramite il meccanismo di gelo-disgelo sia dei sedimenti, alterandone la microstruttura, che della roccia stessa,

producendo i crioclasti. A livello micromorfologico sono numerose le evidenze indicative di clima ed ambiente, a partire dalle evidenze di idromorfia (temporanea o permanente), di gelo discontinuo (v. sopra), o di condizioni temperate umide (alterazione dell'argilla e sua traslocazione) (es. Stoops et al. 2010, Courty and Vallverdú 2001). L'analisi microstratigrafica permette di riconoscere tali marcatori a livello di singolo evento deposizionale, acquisendo una risoluzione che raramente è raggiunta dagli altri record ambientali e climatici come ad esempio il record pollinico o antracologico. Si ricorda che il dato ambientale e climatico desunto dal record sedimentario spesso riflette condizioni regionali o locali.

1.2.4 Integrità del record, iati sedimentari e micromorfologia

L'azione di processi naturali e o antropici in tempi sin o postdeposizionali rispetto ad una discreta attività antropica può determinare da un lato la conservazione dell'evidenza antropica stessa, ad esempio nel caso di un'esondazione alluvionale a bassa energia, un terremoto, un incendio, ma dall'altro lato ne può determinare l'alterazione e l'erosione, come nel caso di un'incursione fluviale in un'area occupata dall'uomo sulla pianura alluvionale, un movimento di versante dove è avvenuta la frequentazione antropica o nel caso di una rasatura ad esempio di un insediamento da parte di altre comunità.

La ricostruzione in un'ottica diacronica dei processi di accumulo, erosione, trasformazione permette di stabilire un solido inquadramento stratigrafico del deposito e definire una cronologia relativa degli eventi di deposizione evidenziando la presenza di iati sedimentari/fasi di stabilizzazione superficiale, anche attraverso il riconoscimento di suoli e altre evidenze postdeposizionali. Inoltre, allo stato attuale della ricerca è possibile associare una buona parte dei processi postdeposizionali ad un lasso di tempo necessario per la loro manifestazione per cui è possibile inquadrare cronologicamente ulteriormente la sequenza degli eventi.

In particolare l'attenzione posta alle trasformazioni diagenetiche del record sedimentario inteso come successione stratigrafica, ma anche delle particelle sedimentarie stesse permette di valutare l'applicabilità di tecniche di datazione radiometrica (radiocarbonio, luminescenza etc).

1.2.5 La microstratigrafia e l'analisi microcontestuale

La risoluzione spaziale, e temporale, offerta dallo studio microscopico contestualizzato spesso ha permesso di riconoscere un'organizzazione stratigrafica non percepita ad occhio nudo, ovvero una microstratificazione, che si riflette in un riconoscimento della scansione degli eventi sedimentari che possono rappresentare la scala dei giorni o delle ore. L'unità di base per lo studio di queste microsequenze è la microunità e la microfacies, concetti che riportano a scala microscopica le unità e le facies (es. Mallol and Mentzer 2015). Queste ultime in particolare tramite l'analisi della loro associazione, nello spazio verticale, ma anche orizzontale, hanno permesso di ricostruire la variazione sia delle attività antropiche che dei processi naturali con un'alta risoluzione temporale (es. Courty 2001).

Lo studio micromorfologico riguardando un campione di deposito indisturbato, ovvero con caratteristiche che rispecchiano la distribuzione spaziale del materiale campionato, rappresenta un'analisi di tipo microcontestuale. (es. Goldberg and Berna 2010, Karkanas et al. 2007, Matthews et al. 1997). Tale analisi permette di controllare e monitorare i risultati di analisi in massa di tipo chimico o fisico (es. Kapper et al. 2014, Stoops et al 2010) e associare ad elementi discreti, di cui è possibile inferirne l'origine, il rilevamento di specifici minerali ottenuto con analisi non contestuali che ne possono fornire informazioni sulla presenza e abbondanza (es. Stoops et al. 2010). Riconoscendo l'origine e l'ambiente di formazione delle componenti, in situ o rimaneggiate, la micromorfologia archeologica contribuisce a validare/indirizzare analisi anche di tipo cronologico, quali la datazione con termoluminescenza stimolata otticamente (OSL, es. Aldeias et al. 2014) e la datazione al radiocarbonio (es. Mallol and Mentzer 2015).

Capitolo 2

METODI E TECNICHE

Le successioni stratigrafiche dei siti archeologici presentano dei caratteri pedosedimentologici diagnostici dei processi che hanno contribuito alla loro genesi, a loro volta controllati da fattori di stato che presiedono alle trasformazioni ambientali. L'analisi di queste tracce materiali a macroscale, tramite l'osservazione di terreno, e a microscalet, tramite l'analisi micromorfologica, permette di risalire alle dinamiche formative e di ottenere informazioni relative alla conservazione del record archeologico, paleoambientali e paleoclimatiche, nonché comportamentali.

2.1 La descrizione di terreno

La descrizione geoarcheologica di terreno costituisce il primo *step* per lo studio delle stratificazioni archeologiche e la definizione della successione stratigrafica.

Il dato di campo è stato raccolto seguendo l'approccio geoarcheologico standard (es. Cremaschi 2000) che include la descrizione della successione stratigrafica e la correlazione spaziale del riempimento dei ripari sottoroccia e l'analisi del contesto geologico del sito stesso. Il lavoro di campo si è quindi concentrato sulla descrizione sistematica delle sezioni stratigrafiche esposte al fine di individuare gli eventi stratigrafici e la loro variazione laterale e verticale. La visione olistica del deposito propria della geoarcheologia si traduce nella descrizione delle caratteristiche sedimentarie, pedogenetiche e antropogeniche (es. Goldberg and Macphail, 2006, Cremaschi 2000) in modo da raccogliere i dati necessari per stabilire i processi di formazione. I parametri descrittivi comprendono da una parte i caratteri sedimentologici, come composizione e tessitura del sedimento, forma ed organizzazione dei corpi sedimentari; dall'altra i caratteri pedologici, come pedofigure, aggregazione, porosità e tessitura (cf. Anesin 2004/2005).

È stato utilizzato il concetto di litofacies poiché il sedimento presentava delle caratteristiche cicliche e ricorrenti, che sono state descritte seguendo la lista elaborata precedentemente a Cueva Antón (cf. Angelucci et al. 2013). Il concetto della litofacies, derivato dalla sedimentologia (es. Flügel 2004, Moore 1949), indica una porzione di un'unità stratigrafica che mostri caratteri marcatamente differenti da quelli mostrati dalla medesima unità in altre aree (Moore, 1949). In altre parole, una facies identifica

un corpo sedimentario caratterizzato da parametri fisici che lo rendono distinguibile dalle unità verticalmente e lateralmente associate, in particolare per: a) litologia e tessitura, b) spessore e forma, c) strutture sedimentarie, d) componenti organici (Boschian, 2006: 126).

Una litofacies è tipicamente associata ad altre, dato che la loro formazione riflette un determinato ambiente sedimentario ricostruibile tramite l'analisi delle associazioni di facies (es. Ricci Lucchi 1980), mentre una singola facies fornisce delle precise informazioni sugli agenti e sui processi che l'hanno generata. In questo modo, una facies con geometria tabulare costituita da limo argilla con laminazione piano-parallela, se considerata singolarmente indica un accumulo alluvionale per decantazione (granulometria) avvenuto in più riprese in condizioni di acque ferme o debolmente correnti (struttura sedimentaria), ma se è rinvenuta in associazione con facies sabbiose, indicative di trasporto trattivo, costituisce l'associazione di facies tipica di un ambiente sedimentario di pianura alluvionale (deposito di piena).

Tali depositi sono stati raggruppati in complessi geoarcheologici che identificano degli insiemi di unità caratterizzate dal medesimo stile sedimentario e suddivisi sulla base delle discordanze maggiori che sottendono eventi erosivi e/o stasi sedimentaria (dettagli in Angelucci 2002).

Il lavoro di terreno ha inoltre previsto la campionatura per l'analisi micromorfologica ed ha assistito la raccolta campioni per altre analisi (es. polliniche, luminescenza stimolata otticamente).

2.2 La micromorfologia archeologica

Lo studio micromorfologico prevede l'osservazione e misurazione al microscopio petrografico (microscopio a luce polarizzata), in luce trasmessa, di una sezione sottile. Essa si ottiene consolidando con resine un campione di suolo-sedimento sciolto, indisturbato e orientato. Successivamente tale blocco viene tagliato, montato su vetrino, levigato fino ad arrivare ad uno spessore definitivo di circa 30 µm.

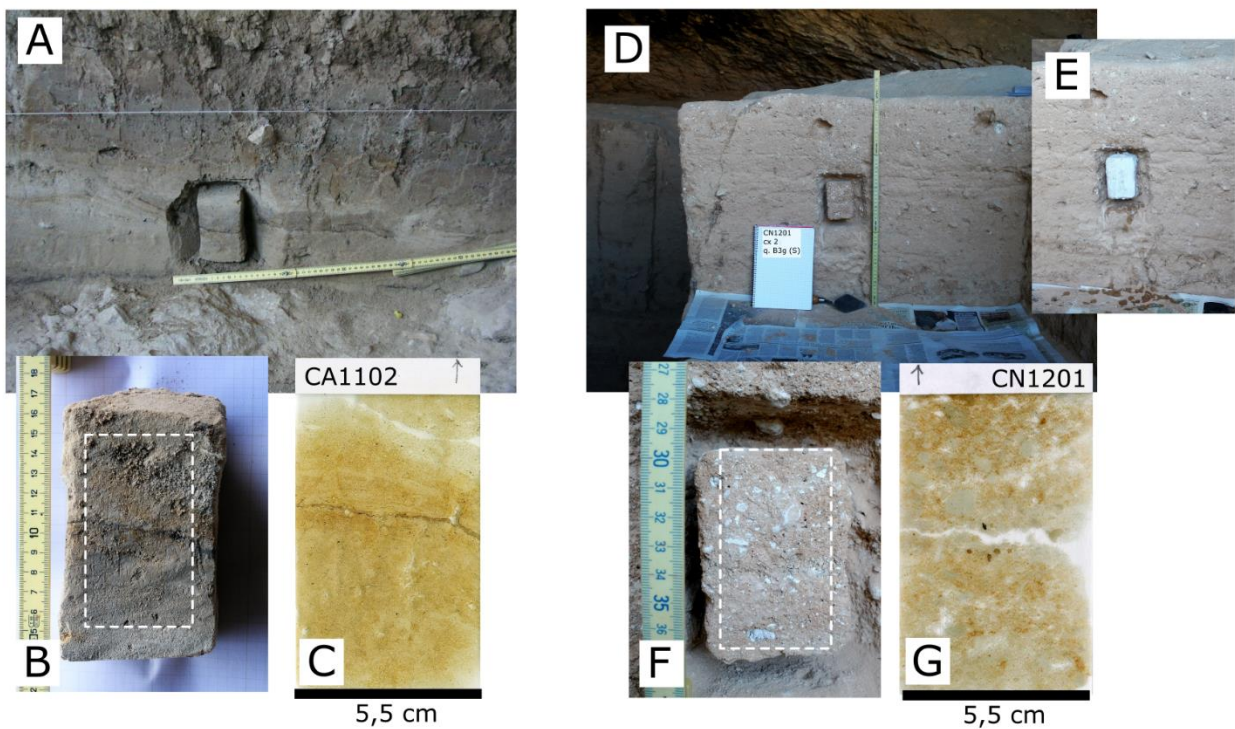
2.2.1 Dal sito al laboratorio: campionatura e preparazione del campione

La campionatura è una fase molto delicata in quanto si deve prestare una particolare attenzione a mantenere l'integrità e a non modificare/deformare il campione in modo che struttura, organizzazione e relazioni dei componenti mantengano le caratteristiche originarie. Inoltre il contesto di provenienza deve essere ben caratterizzato al fine di potervi associare il dato microscopico.

La raccolta dei campioni qui analizzati si è svolta durante la fase di scavo e/o della descrizione di campo seguendo un criterio selettivo; pur essendo rivolta all'intero deposito in modo da rappresentare i complessi geoarcheologici rinvenuti e le unità le cui caratteristiche pedosedimentologiche di campo non erano informative sulla genesi del deposito stesso, è stata posta particolare attenzione alle evidenze sedimentarie attribuite all'azione umana. I campioni sono stati estratti prevalentemente dalle sezioni stratigrafiche, esposte durante la medesima stagione di scavo o in tempi precedenti (maggiori dettagli in sezione II e III), con l'aiuto di cazzuola e coltello e spesso si è riscontrata la necessità di avvolgere il sedimento con garze impregnate di gesso a causa della cementazione irregolare del sedimento che ne favoriva il distacco in porzioni discrete (fig. I.1 A, D, E). Una volta raccolti, i campioni sono stati avvolti in carta di giornale, confezionati con l'aiuto di nastro adesivo di carta e poi siglati in modo da indicarne la provenienza, la polarità

(alto/basso) e l'orientazione. Sono stati mantenuti in ambiente areato a temperatura ambiente per alcune settimane in modo da garantirne l'essiccazione. La posizione del campione raccolto è stata individuata sulla quadrettatura di scavo ed è stata quotata in modo da garantirne una sicura posizione spaziale. Ogni campione raccolto dalla scrivente è stato documentato fotograficamente e il contesto di provenienza descritto in dettaglio.

Figura I.1. (A) campionatura semplice dei sedimenti sabbiosi ma coesi di Cueva Antón di cui (B) rappresenta il blocchetto estratto e (C) la sezione sottile di grande formato; (D-E) campionatura del sedimento sabbio-limoso di Cueva Negra con il supporto di bande di gesso (E), (G) sezione sottile, di grande formato, corrispondente.



La preparazione del campione è stata svolta presso il laboratorio Servizi per la Geologia (Piombino, LI), del dott. Massimo Sbrana ed ha visto un'ulteriore essiccazione in condizioni controllate, l'impregnazione del blocchetto di sedimento a base di una resina poliesterica. Il sedimento consolidato è stato poi montato su un vetrino porta oggetti e processato tramite tagli e politura fino a raggiungere lo spessore di 30 μm , dimensioni standard dei campioni petrografici, e configurandosi così come sezione sottile di grande formato (9,5 cm x 5,5 cm; fig. I.1 C, G); le sezioni sottili raccolte dal substrato roccioso invece hanno dimensioni ridotte. Per le metodologie di preparazione e taglio dei campioni si rimanda alla bibliografia specifica (cf. ad es. Allman and Lawrence 1972). Le sezioni sottili raccolte successivamente al 2011 non sono state coperte da vetrino in modo da poter effettuare delle analisi direttamente sul sedimento in sezione sottile.

2.2.2 Analisi della sezione sottile

Il microscopio ottico

Il microscopio utilizzato per l'analisi micromorfologica è il microscopio ottico a luce polarizzata (microscopio petrografico). È attrezzato con due nicol: un polarizzatore, posto tra la fonte luminosa e l'obiettivo e un analizzatore, posto tra l'obiettivo e l'analizzatore (per l'illustrazione delle componenti del microscopio si veda fig. I.2). Se i due polarizzatori, conosciuti anche come nicol, sono paralleli tra loro l'osservazione avviene in luce piana polarizzata (*plane polarised light*, PPL), mentre se sono disposti perpendicolarmente l'osservazione è detta a polarizzatori incrociati (*crossed polarised light*, XPL). Utilizzando questa tecnica si ha la possibilità di distinguere le caratteristiche morfologiche ed ottiche, queste ultime indicative della mineralogia, delle componenti sedimentarie e dei prodotti di diagenesi e pedogenesi in sezione sottile. Così in PPL sono visibili il colore delle particelle, l'abito dei minerali e la forma delle costituenti, la sfaldatura dei minerali e la struttura del materiale. In XPL, invece, si osservano l'isotropia o anisotropia dei costituenti, valutandone la birifrangenza attraverso il colore di interferenza e l'indice di rifrazione (es. Stoops 2003, Courty et al. 1989). Per una disamina dettagliata della petrografia ottica si rimanda a testi specifici come, ad esempio, Peccerillo and Perugini (2003). Sono state inoltre utilizzate altre fonti luminose, come la luce riflessa (OIL) e la radiazione ultravioletta (UVL) e la luce blu (BL), con lunghezza d'onda minore rispetto alla luce visibile, che permettono rispettivamente lo studio di materiali opachi, come la materia organica amorfa e gli ossidi di ferro, ed autofluorescenti (fluorescenza primaria), come ad esempio i fosfati, alcuni carbonati e la cellulosa e altri materiali organici (Stoops, 2003, Bullock et al. 1985). D'altro canto l'autofluorescenza è inibita fortemente dalla presenza di ferro e/o materia organica in forma colloidale.

Figura I.2. Microscopio petrografico utilizzato per l'analisi micromorfologica qui presentata con l'indicazione delle componenti principali.



Il microscopio utilizzato per l'esecuzione delle analisi micromorfologiche oggetto della tesi è un microscopio petrografico da ricerca (Olympus BX51P) con revolver personalizzato a sei obiettivi, in dotazione presso il Dipartimento di Lettere e Filosofia dell'Università degli Studi di Trento (fig. I.2). Le osservazioni in luce blu

(BL, filtro di eccitazione 420-480 nm, filtro di emissione 520 nm) e ultravioletta (UVL, filtro di eccitazione 330-335 nm, filtro di emissione 420 nm) hanno utilizzato la radiazione prodotta da una lampada a tungsteno (100 W) associata al microscopio ottico, mentre le osservazioni a luce riflessa incidente (OIL) incidente sono state effettuate utilizzando una fonte luminosa esterna a LED. Misurazioni e analisi sono state eseguite ad ingrandimenti compresi tra 20x (rappresentante un campo più ampio dei normali microscopi che solitamente hanno in dotazione l'ingrandimento minore di 40x) e 1000x (oculare 10x), mentre la documentazione fotografica è stata acquisita tramite tele-fotocamera digitale a colori ad alta risoluzione (modello Olympus UC30), integrata mediante snodo trinoculare, e il software dell'Olympus cell^A, in dotazione al microscopio, che controllando direttamente la fotocamera permette la regolazione dei parametri espositivi e una serie di analisi elementari sull'immagine acquisita come ad esempio misurazioni di distanze ed aree.

Parametri e concetti descrittivi

L'osservazione al microscopio è stata preceduta dall'osservazione ad occhio nudo delle sezioni sottili nella loro interezza, a schermo dell'immagine digitale delle stesse acquisita tramite una scansione in luce trasmessa, con un normale scanner (risoluzione 600 dpi). Questa scala di osservazione, intermedia tra l'analisi di terreno e quella micromorfologica, permette di collegare con maggiore efficacia le varie osservazioni su livelli di risoluzione differente (es. Arpin et al. 2002), riconoscendo una microstratificazione non visibile ad occhio nudo. Le immagini acquisite sono state quindi elaborate graficamente evidenziando appunto le unità e le microunità (elaborazioni grafiche: Adobe CorelDRAW® X4 e X7, Inkscape 0.91) e costituiscono una forma di documentazione facilmente archiviabile, consultabile ed interscambiabile (v. Appendice III, VII, VIII).

La descrizione micromorfologica delle sezioni sottili attualmente segue principalmente le linee guide proposte da Stoops (2003) a cui si rimanda per i dettagli. Tale sistema descrittivo, che nasce dalla revisione di quelli precedentemente diffusi (es. Bullock et al. 1985), presenta il vantaggio di distinguere in modo rigoroso la descrizione dall'interpretazione. La descrizione delle sezioni sottili ha seguito nella presente ricerca la traduzione dello Stoops (2003) in lingua italiana effettuata da Nicosia et al. (2010). Sono stati inoltre adottati dei termini mutuati da Courty et al. 1989 per la descrizione dei componenti antropogenici e da Brewer (1976) per i componenti derivanti chiaramente da suoli e sedimenti preesistenti (*pedorelitti* e *litorelitti*). L'interpretazione del dato raccolto segue quanto riportato da Stoops et al. (2010) e i risultati presenti in letteratura (es. Karkanis and Goldberg 2013, Courty et al. 1989 e pubblicazioni dedicate a specifici temi).

In prima battuta l'osservazione al microscopio analizza con uno sguardo d'insieme la sezione sottile considerando la microstruttura, gli aggregati e la porosità, indicative del grado di pedalità e quindi della presenza di materiale di suolo o sedimentario, ma anche indicative dell'azione di disseccamento, della presenza di attività biologica etc. La microstruttura si articola diversamente a scale diverse, ovvero

presenta una gerarchia (cf. Stoops 2003) per cui è stata descritta dal macro al micro (nelle tabelle descrittive i due tipi di microstruttura sono suddivisi dal simbolo “/”), testimoniante, a volte, la stratigrafia dei processi che hanno coinvolto i sedimenti.

Successivamente si descrivono le relazioni tra le componenti grossolane e la frazione fine (o micromassa), le quali si organizzano in una massa di fondo (*groundmass*), concetto che esprime i caratteri principali del materiale costituente il terreno nel suo insieme. La quantità relativa e l'arrangiamento spaziale reciproco tra componenti grossolane (g) e materiale fine (f), espresso dalla distribuzione relativa g/f (o *RIDP related distribution pattern*) e dal rapporto g/f, è indicativa di processi sedimentari e postdeposizionali, come ad esempio in ambiente alluvionale può indicare il rapporto sabbia/fango e quindi i caratteri della corrente, mentre la distribuzione del materiale fine a coprire i granuli creando dei ponti può derivare da processi postdeposizionali (Stoops et al. 2010). La micromassa, ovvero la frazione fine è distinta dalla frazione grossolana da un limite, arbitrario in base alle caratteristiche individuali del campione; va descritta in termini di colore, aspetto (es. puntinato, maculato, limpido), composizione (ad esempio, micrite, argilla, argilla calcitica) e b-fabric (birifrangenza) parametri indicativi dell'omogeneità del materiale fine e della sua organizzazione: la b-fabric in particolare può presentare dei pattern di estinzione preferenziali o indicativi della presenza di determinati minerali (b-fabric calcitica cristallitica indica la presenza di micrite).

Tabella I.1 Classi di abbondanza utilizzate nella descrizione micromorfologica (da Stoops 2003)

abbondanza	area (%)
molto dominante	>70
dominante	50-70
frequente	30-50
comune	15-30
scarso	5-15
molto scarso	<5

Tabella I.2 Classi dimensionali utilizzate nella descrizione micromorfologica (da United States Geological Survey USGS)

classe (abbreviazione)		limiti dimensionali
ghiaia (G)	molto fine (ff)	> 2 mm
sabbia (s)	molto grossolana (gg)	1-2 mm
	grossolana (g)	0,5-1 mm
	media (m)	250-500 μm
limo (L)	fine (f)	125-250 μm
	molto fine (ff)	63-125 μm
	grossolano (g)	31-63 μm
argilla (A)	medio (m)	16-31 μm
	fine e molto fine (f, ff)	4-16 μm
		< 4 μm

L'analisi delle componenti grossolane prevede una loro quantificazione, seguendo delle tavole comparative, espresse in classi di frequenza (Stoops 2003, tab. I.1) e la definizione della loro granulometria. In questa ricerca si è adottata la scala granulometrica mutuata dalla sedimentologia (*United States Geological Survey USGS*, tab. I.2). Le componenti grossolane vengono descritte per quanto riguarda la loro composizione (minerali vs organici), la selezione, l'arrotondamento, l'alterazione, l'orientamento, la distribuzione etc.

La descrizione riguarda poi le pedofigure, ovvero tutti gli elementi che non fanno parte della massa di fondo che costituisce il terreno, quali noduli, cristalli, aree arricchite o impoverite di una qualsiasi sostanza o componente, escrementi, rivestimenti etc. Le pedofigure sono degli ottimi indicatori dei processi postdeposizionali e pedogenetici. Parallelamente si possono descrivere le strutture sedimentarie risolvibili al microscopio.

Come avviene a macroscale, il sedimento in sezione sottile può presentare un'elevata complessità stratigrafica costituita da numerosi tipi di strati/lamine. L'applicazione del concetto operativo di microfacies (Courty 2001) ne permette una scomposizione in unità elementari a diminuirne la complessità (es. Miller et al. 2013, Villagran et al 2011 Goldberg et al. 2009, Flügel, 2004; Courty 2001). La discriminazione tra microfacies avviene sulla base della presenza di componenti e la loro organizzazione, parametri indicativi della modalità e ambiente di deposizione, inclusa l'azione antropica. L'analisi delle associazioni delle microfacies permette di ricostruire nel tempo l'azione naturale ma anche antropica attraverso la ricostruzione delle attività umane a livello diacronico ma anche spaziale (variazioni laterali).

Al fine di mantenere un solido legame con l'evidenza studiata in sezione sottile, a sua volta strettamente connessa con il dato macroscopico di campo, sono state applicate delle tecniche analitiche che restituiscono delle informazioni contestuali direttamente alle sezioni sottili (micro-contextual approaches – Mentzer and Quade 2013), quali SEM/EDXS e micro FT-IR. Questa linea di ricerca è stata applicata in ambito archeologico e geologico principalmente a partire dall'inizio degli anni Duemila.

Precedenti studi (es Mentzer and Quade 2013, Goldberg et al. 2012, Macphail et al. 2012, Goldberg and Macphail 2006, Courty et al. 1989) hanno provato l'efficacia di un approccio multidisciplinare allo studio di sedimenti e suoli archeologici direttamente su sezioni sottili, sebbene si tratti di studi piuttosto isolati. Inoltre, sono state riscontrate alcune limitazioni nello studio di fasi organo-minerali a causa di contaminazioni dovute alla resina usata per l'impregnazione dei sedimenti e alla successiva levigatura (Courty et al. 2012).

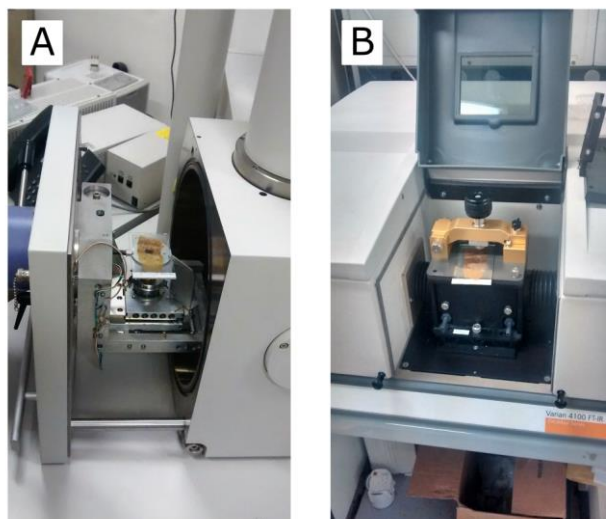
2.3 La microscopia a scansione elettronica

Per lo studio di parte del materiale del sito Cueva Negra è stata applicata la microscopia a scansione elettronica (SEM) accoppiata a tecniche analitiche a dispersione di energia (EDXS) direttamente sulla superficie della sezione sottile (fig. I.3A). Questa tecnica, microcontestuale, permette di analizzare la struttura interna dei campioni e di individuare gli elementi, selezionati al microscopio ottico, per l'analisi puntuale utilizzando la tecnica BSE (*backscattered electron*). L'intensità del segnale BSE è tradotta in una scala continua di grigi visualizzabile sia sullo schermo che nelle immagini raccolte al SEM. In generale, una maggiore luminosità indica un maggiore numero atomico dell'elemento; l'osservazione al SEM permette inoltre di valutare la morfologia dei componenti e pori. Le analisi a dispersione elettronica caratterizzano la composizione chimica dell'area analizzata. Il dato chimico ottenuto con le microanalisi può essere associato

le fasi minerali sulla base delle loro composizione chimica, ma spesso i risultati sono difficilmente interpretabili (es.. Monge et al. 2016, Wilson et al. 2008).

Le analisi SEM/EDXS sono state effettuate presso il Dipartimento di Ingegneria Industriale dell'Università degli Studi di Trento tramite il microscopio elettronico a scansione *low-vacuum* (LVSEM) in dotazione presso il Dipartimento di Ingegneria Industriale dell'Università degli studi di Trento, in modo da analizzare la sezione sottile senza ricorrere al suo ricoprimento con sostanze conduttive (es. carbonio), accoppiato alla spettroscopia raggi X a dispersione di energia (EDXS).

Figura I.3 Posizionamento delle sezioni sottili all'interno degli strumenti per le analisi ultramicroscopiche: (A) all'interno del porta campioni del microscopio elettronico a scansione; (B) all'interno della camera porta campioni dello spettroscopio (si noti la punta di diamante per le analisi ATR, *Attenuated Total Reflectance*, riflettanza totale attenuata).



2.4 La spettroscopia all'infrarosso con trasformata di Fourier (FT-IR)

La spettroscopia FTIR, permette di identificare le fasi minerali, queste ultime non possono però identificare le fasi presenti in pochi punti percentuali, peraltro condizione ampiamente diffusa nei sedimenti archeologici (es. Karkanas 2010). La spettroscopia FTIR per la caratterizzazione mineralogica può essere svolta su sedimento sciolto e anche su sezione sottile in modo non distruttivo.

L'applicazione della tecnica della spettroscopia all'infrarosso su campioni sciolti preparati in pastiglie KBr è quasi prassi in molti studi di stampo geoarcheologico (es. Mallol et al. 2013, Shillito et al. 2009, Berna et al. 2007). Al contrario, lo studio micro FT-IR su sezioni sottili è stato applicato in prima battuta da Francesco Berna essenzialmente per la caratterizzazione delle evidenze di termoalterazione su ossa ed argilla e allo stato attuale della ricerca solo pochi autori hanno seguito questa linea di indagine (Anderson et al. 2014, Shahack-Gross et al. 2014, Goldberg et al. 2012, Macphail et al. 2012).

Il protocollo dell'applicazione di micro FT-IR su sezioni sottili (ed interpretazione dei risultati) è pubblicato in maniera non organica in Berna and Goldberg (2008) e Berna et al. (2012). Questa tecnica analitica è stata applicata su sezioni sottili levigate e non coperte da vetrino. Le particelle da cui sono stati ottenuti gli spettri (in modalità *Total Reflectance*, *Transmission* e *Assorbance*) hanno diametro di ca. 150 μm ; gli spettri sono stati ottenuti tra 4000 e 450 cm^{-1} ad una risoluzione spettrale di 8 cm^{-1} .

Le analisi qui presentate sono state eseguite tramite lo spettroscopio (modello Varian 4100 FT-IR, Excalibur Series ATR) in dotazione presso il Laboratorio Anticorrosione del Dipartimento dei Materiali e Tecnologie Industriali (DIMTI) dell'Università di Trento (fig. I.3B). Gli spettri sono stati acquisiti tra 4000 e 500 cm^{-1} in assorbanza e in trasmittanza.

Capitolo 3

CONTESTO REGIONALE

3.1 La ricerca paleolitica in Spagna: la Regione di Murcia

La Penisola Iberica ha restituito delle significative evidenze del primo popolamento dell'Europa e dell'Uomo di Neandertal, divenendo così protagonista nel dibattito sull'antichità della presenza antropica sul territorio europeo e sulla transizione tra Paleolitico Medio e Superiore, questioni che animano la ricerca paleolitica attuale (v. sez II, cap 2; sez. III, cap.3).

Le vicende che hanno caratterizzato la storia della Spagna nella parte centrale del Novecento (le due guerre mondiali, Franchismo con la Guerra Civile 1936-1975) si sono riflesse nell'interruzione del carattere transnazionale della ricerca archeologica che, a cavallo tra il XIX e il XX secolo, aveva portato la Spagna a rivestire un ruolo importante nella ricerca sulla preistoria dell'Europa Occidentale (cf. Díaz-Andreu 2014, cf. Corbí 2009). La fine degli anni Ottanta del Novecento vede lo sviluppo di una nuova fase di studi, durante la quale avviene la scoperta dei siti della Sierra di Atapuerca (Spagna settentrionale), tra i quali si annoverano i siti di la Gran Dolina, Sima de los Huesos, Sima del Elefante, la Galería: il solo sito di Sima de los Huesos ha restituito più dell'80% dei resti paleoantropologici riferibili al Pleistocene medio europeo (Bischoff et al. 2003), mentre la documentazione fossile di la Gran Dolina (strato Aurora, TD6) ha reso possibile la definizione della nuova specie ominina pertinente al Pleistocene inferiore d'Europa, *H. antecessor* (Bermúdez-Castro et al. 1997).

Questi eventi hanno impartito un enorme stimolo alla ricerca preistorica moderna/contemporanea sia a livello nazionale che europeo, da un lato determinando un cambiamento della percezione di nuovi ritrovamenti e dall'altro lato innescando la diffusione di nuovi progetti di ricerca, la formazione di nuove istituzioni e gruppi di lavoro di carattere internazionale sul territorio iberico che hanno agito più o meno in maniera coordinata. Così il boom della ricerca archeologica, e preistorica, in Portogallo e in Spagna e della valorizzazione del patrimonio culturale (con il riconoscimento di 'patrimonio dell'umanità' dell'UNESCO di numerosi siti) si verifica negli anni Novanta del Novecento e poi negli anni Duemila, con il favore della crescita economica poi stroncata dalla recente crisi. In Spagna, questo incremento delle attività in ambito archeologico è però anche il risultato della riorganizzazione amministrativa dello Stato spagnolo per cui l'amministrazione della cultura, incluso il patrimonio archeologico, è stata delegata alle nuove Comunità Autonome.

Da queste fervide ricerche preistoriche sul territorio iberico derivano numerose ed articolate attestazioni del Paleolitico¹ che spaziano dal Pleistocene inferiore al Pleistocene superiore/Olocene. L'ampia distribuzione cronologica dei rinvenimenti è strettamente connessa all'evoluzione del territorio durante il Quaternario, che a differenza dell'Europa continentale non ha visto la diffusione dei ghiacci a scala regionale se non a scala locale in corrispondenza dei maggiori rilievi (Pirenei, Sistema Iberico, Sistema Centrale, Cordigliera Cantabrica e Sierra Nevada). In questo quadro, il limitato glacialismo pleistocenico da un lato non ha determinato condizioni climatico-ambientali particolarmente ostili all'occupazione antropica e dall'altro ha garantito la conservazione delle tracce archeologiche, anche se spesso in posizione secondaria a seguito dei diffusi processi fluviali. Ne deriva per cui un elevato potenziale per la ricerca preistorica.

Attraverso queste fasi la ricerca archeologica ha maturato però un carattere regionale, con una concentrazione degli studi sulla Catalogna, Andalusia, il territorio di Madrid, e in misura minore, ma pur sempre rilevante, sulle Isole Canarie, Valencia, Estremadura e Galizia. Sporadici sono gli studi sulle altre parti della Spagna, inclusa la regione di Murcia nel sud-est della Spagna.

Quest'ultima, contesto regionale della presente ricerca, ha visto un significativo sviluppo delle ricerche sul Paleolitico inferiore-medio verso gli anni Novanta del Novecento, sulla spinta delle condizioni sopra esposte. In tempi precedenti (<http://www.regmurcia.com/servlet/s.SI?sit=c,522,m,165>) l'attenzione posta all'archeologia di questa regione resta superficiale e marginale, essendo principalmente volta allo studio della cultura Iberica e alla cultura di Argar, sebbene veda un importante sviluppo dell'archeologia subacquea e dell'archeologia romana (es. Cartagena). I primi scavi archeologici, tra l'Ottocento e il Novecento, si concentrano sui siti di preistoria recente/protostoria (Cultura di Argar e Iberica in particolare), sebbene il periodo si caratterizzi per l'interesse per il collezionismo. Anche nella fase successiva (durante il franchismo) l'archeologia murciana, forte dello sviluppo accademico dell'università di Murcia e del Museo Archeologico Provinciale (es. C. de Mergelina, A.M. Muñoz Amilibia, M.J. Aragoneses) e della collaborazione di appassionati locali (E. Cuadrado), verte sulle strutture e materiali della pre-protostoria, come santuari e necropoli della Cultura Iberica (es. El Cigarallejo a Mula). Il Paleolitico della regione viene studiato marginalmente negli anni Ottanta/Novanta del Novecento (es. C. Cacho Quesada, R. Montes), anche nell'ambito dell'archeologia di emergenza (es. C. Martínez-Sánchez) e tesi di dottorato (es. López). Ne scaturiscono attestazioni, seppur scarse quelle dotate di contesto stratigrafico ed alcune oggetto di discussione², dell'intero Paleolitico (per una sintesi si veda J. Juan Eiroa (ed) 1994, *Prehistoria del la Región de Murcia* e Zilhão e Villaverde 2008, *The Middle Palaeolithic of Murcia*). Successivamente negli anni Novanta-Duemila, si avviano le ricerche guidate da M.J. Walker (Università di Murcia) e da J. Zilhão (Università di Bristol prima, Università di Barcellona poi),

¹ In questa sede non vengono considerate le attestazioni di cronologia successive al Paleolitico pur essendo consapevoli del loro valore specialmente per quanto riguarda la neolitizzazione.

² Cueva Victoria (Cartagena)

i principali attori dell'attuale archeologia del Paleolitico della regione di Murcia (ma non solo³), i quali si sono occupati dello scavo, studio e revisione di siti del Paleolitico, con particolare attenzione al periodo della Transizione (J. Zilhão e V. Villaverde) e agli aspetti biologici, inclusa la paleoantropologia (M.J. Walker). I due siti oggetto della presente ricerca di dottorato, Cueva Antón (Paleolitico Medio) e Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Paleolitico Inferiore), posti entrambi nella porzione occidentale della regione autonoma di Murcia, sono frutto di questa linea di ricerche e sono rispettivamente scavati sotto la direzione di M.J. Walker e J. Zilhão. Avendo restituito delle attestazioni chiave relative, rispettivamente, all'attività antropica nel Pleistocene Inferiore/Medio e al pensiero simbolico durante il Paleolitico Medio rivestono un ruolo primario nel dibattito sul primo popolamento della Penisola Iberica, ed europeo, e sui Neandertal, dibattito che anima l'attuale ricerca del Paleolitico europeo (v. sez. II cap. 2 e sez III cap. 3).

3.2 Il sud-est della Spagna: strati geologici e fisiografici della Regione di Murcia

I siti oggetto della presente ricerca si trovano entrambi al margine orientale della Cordigliera Betica, una zona particolarmente attiva tettonicamente (Silva et al. 1996) come testimoniano le numerose strutture sismicamente attive come, ad esempio, la faglia di Lorca-Alhama e di Zafarraya responsabili di catastrofici eventi sismici tra il XIX secolo ed oggi (es. Masana et al. 2005).

3.2.1 Cordigliera Betica

La Cordigliera Betica è il sistema montuoso che percorre con andamento nord-est/sud-ovest la Spagna meridionale e, insieme al Rif nordafricano, rappresenta il segmento più occidentale del rilievo alpino circum-Mediterraneo, prodotto dall'orogenesi del tardo Neogene indotta dalla convergenza tra la placca Africana e l'Eurasiatica (fig. I.4, es. Galindo-Zaldívar et al. 2003).

Attualmente la Cordigliera Betica si compone di rilievi e depressioni intramontane, altrimenti dette conche di origine tettonica, le quali sono andate riempiendosi a partire dal Neogene ed attualmente sono attraversate dai sistemi fluviali del SE della Spagna (es. Depressione del Guadalentín, Guadix-Baza, Segura). I rilievi presentano altitudine particolarmente elevata nella Sierra Nevada (superiore ai 3000 m slm), dove spiccano le vette più alte dell'intera Penisola Iberica (tra cui il picco di Mulhacén), e nella Sierra de los Filabres (con altitudini di poco inferiori ai 2200 m slm).

L'innalzamento della catena montuosa Betica, conseguente la convergenza tra la placca Africana e quella Iberica, continua lungo il Quaternario (es. Braga et al. 2003), determinando l'instabilità tettonica, e conseguentemente geomorfologica (instaurando un trend erosivo), fino ad oggi percepibile tramite i frequenti eventi sismici, è testimoniata anche dalla numerose faglie con andamento NW-SE che indicano una distensione NE-SW.

³ J. Z. si occupa del Paleolitico Medio dell'Europa occidentale e della neolitizzazione della Penisola Iberica

Tradizionalmente la catena Betica viene suddivisa in due principali domini strutturali: una Zona Esterna al nord ed una Interna a sud (si veda, ad esempio, per una sintesi Braga et al. 2003 e Soria et al. 1999). La Zona Esterna rappresenta il paleomargine meridionale del Massiccio Iberico dal Mesozoico al Miocene Medio. La regione Prebetica rappresenta il dominio esterno dove tra il Triassico e il Miocene Medio si è verificata una sedimentazione continentale e marina superficiale, mentre la regione Subbetica, verso il sud, rappresenta un bacino pelagico durante il Giurassico Inferiore. La Zona Interna è caratterizzata dalla presenza di rocce metamorfiche da alta pressione e rocce ignee dovute allo stress deformativo conseguente la convergenza delle placche Africana e Euroasiatica, la quale ha sviluppato contemporaneamente strutture compressive ed estensive, come pieghe, faglie e sovrascorrimenti (es. Braga et al. 2003, Galindo-Zaldívar et al. 2003). Si compone di tre complessi sovrapposti: rocce metamorfiche del Paleozoico o più antiche; una serie di meta-sedimenti del Paleozoico-Mesozoico; rocce non metamorfiche che vanno a coprire il basamento Permiano.

Figura I.4. La Cordigliera Betica. Nel riquadro: localizzazione della Cordigliera Betica nella Penisola Iberica e nord Africa; organizzazione strutturale della Cordigliera Betica (modificato da González Hernández et al. 1997). Il quadrato e il triangolo neri indicano rispettivamente la collocazione di Cueva Antón, all'interno del bacino strutturale di Mula, e Cueva Negra, all'interno del bacino strutturale di Caravaca.

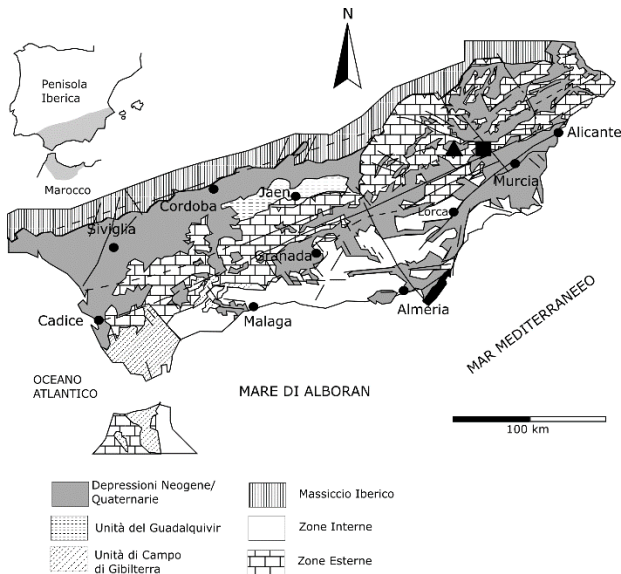
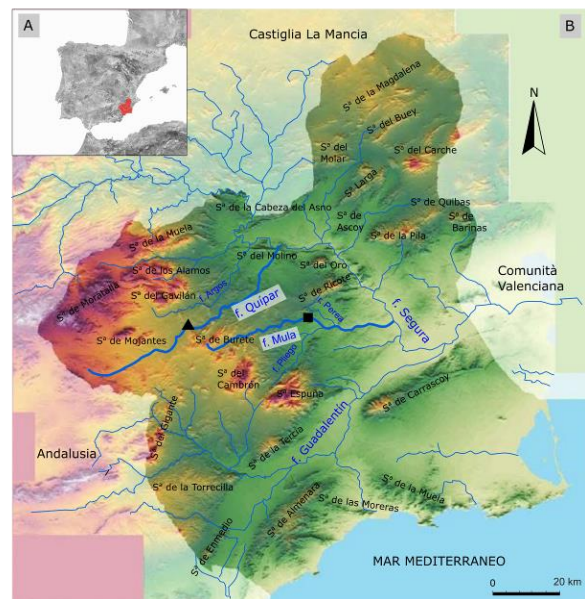


Figura I.5. Il territorio di Murcia (A) Fisiografia della Penisola Iberica (da *bing mappe*); in rosso è evidenziato il territorio della Regione Autonoma di Murcia; (B) Regione Autonoma di Murcia con indicazione del rilievo e idrografia. Il fiume Segura drena la maggior parte del territorio murciano, si notino i tributari destri f. Quípar e f. Mula. Il quadrato e il triangolo neri indicano rispettivamente la collocazione di Cueva Antón e Cueva Negra.



I bacini Betici, sviluppati in entrambe le Zone, hanno subito deformazioni, innalzamenti in base all'evoluzione locale e regionale della tettonica cambiando pertanto nel corso del tempo configurazione limiti e dinamiche sedimentarie. Fino al Pliocene l'area era interessata da un regime distensivo con l'attivazione di faglie normali, che influenzano l'organizzazione attuale interna al bacino, e l'affioramento di rocce sub-vulcaniche (chiamate *fortunitas*). Successivamente (dopo i 3,5 milioni di anni) il settore dei rilievi Betici subisce un regime

tettonico di tipo compressivo che ha determinato la formazione di un sistema di faglie inverse e sovrascorrimenti.

Faglie, sovrascorrimenti e pieghe, sviluppatosi anche nel Quaternario, hanno determinato il mosaico di rocce affioranti ad oggi osservabile nella regione Betici e hanno condizionato l'evoluzione del territorio regionale. La neotettonica infatti è uno dei principali fattori di controllo delle dinamiche di sedimentazione ed erosione del SE Iberico, agendo sulla morfologia della rete idrografica modificandone il livello di base inducendo fenomeni, ad esempio, di cattura fluviale, divisione fluviale, sbarramento fluviale formazione di conoidi alluvionali (es. Martínez-Díaz et al. 2003), come ben evidenziato dagli studi sul Bacino Vera (Almería, es. Schulte et al. 2008, Candy et al. 2004).

Questi aspetti geologici si riflettono sulla geomorfologia del territorio, con un rilievo molto vario e marcato (fig. I.5). I rilievi che articolano il territorio della regione di Murcia si sviluppano lungo il margine costiero e nell'entroterra. Nell'entroterra, e in particolare nella porzione qui di interesse ovvero il comparto occidentale, il rilievo si compone di allineamenti montuosi con andamento SW-NE in parte del Subbetico come la sierra Espuña, de la Muela (Moratalla), e in parte, del Prebetico come la Sierras de Pedro Ponce e del Gigante (García Cortés et al. 1999). La litologia carbonatica di questi rilievi e la relativamente alte precipitazioni di questa porzione (350-500 mm/a García Cortés et al. 1999) hanno determinato lo sviluppo del fenomeno carsico, con la formazione di grotte e ripari sottoroccia, sfruttati antropicamente fino alla Guerra Civile. L'altra forma determinante nella costituzione del territorio locale è data dalle depressioni intramontane solcate dalla rete di drenaggio che ha portato da una parte al loro parziale riempimento e dall'altro alla loro incisione, con la formazione di calanchi in corrispondenza di litologie tenere e di valli fluviali, le più importanti delle quali sono quelle del fiume Guadalentín e del Segura.

3.2.2 sistema idrografico del fiume Segura

Cueva Antón e Cueva Negra sono dei ripari sottoroccia che si affacciano più o meno direttamente, e quindi correlati, a dei corsi d'acqua, rispettivamente il Río Quípar e il Río Mula, entrambi tributari destri del fiume Segura, uno dei principali sistemi fluviali del Sud-est della Spagna (fig. I.4, I.5).

La conca del Segura è un bacino intramontano posto ai margini orientali della Cordigliera Betica e ne attraversa la Zona Esterna ed Interna. Questa depressione è solcata appunto del fiume Segura che nasce dalla Sierra de Segura (a NW) e sfocia nel Mar Mediterraneo in cui sfocia presso Guardamar del Segura (Alicante). I suoi tributari sulla sinistra idrografica sono caratterizzati da un regime non costante ed intermittente, mentre i tributari destri sono a carattere permanente. Tra questi ultimi si considerano qui il fiume Mula (lunghezza 65 km, da chsegura.es, sez. II, cap.) e il Quípar (lunghezza 58 km, da chsegura.es, sez. III cap.) in quanto costituiscono i sistemi idrici strettamente connessi alla formazione dei depositi e all'occupazione antropica dei siti preistorici di Cueva Antón e Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar. La connessione con il Mar Mediterraneo, acquisendo effettivamente la condizione di 'fiume', avviene solo

durante il Pleistocene superiore (128 ka-11,6 ka, Silva et al. 1996). Precedentemente il Segura sfociava nella Depressione del Guadalentín (ca. 15 km a valle dell'attuale confluenza Mula-Segura) formando un grande conoide alluvionale, su cui oggi sorgono le città di Murcia e Huerta; questa morfologia verosimilmente ha agito come ammortizzatore dei cambiamenti eustatici evitando che questi si riflettano sull'evoluzione del sistema fluviale del Segura (Silva 1994, Silva et al 1996). Ne consegue che l'attività fluviale del Segura e dei suoi affluenti (incisione-aggradazione) prima del Pleistocene Superiore/Olocene è stata influenzata principalmente dall'attività neotettonica e dal clima (Silva et al 1996).

Il bacino idrografico del fiume Segura ha uno dei maggiori tassi di erosione della Spagna e perdita di suolo (clima semiarido con precipitazioni a carattere torrenziale). L'erosione del suolo ha ripercussioni sulla stabilità dell'ecosistema. Nel bacino del Rio Segura i processi che determinano l'erosione del suolo e il trasporto delle particelle erose sono l'impatto della pioggia, dilavamento superficiale e incanalato, favorita dall'intensità delle precipitazioni, dalla pendenza dei versanti, dalla copertura vegetazionale e dalla litologia locale.

3.2.3 Clima ed ambiente

Il clima della regione murciana è dipendente dalla sua posizione lungo il levante spagnolo che implica la vicinanza all'anticiclone delle Azzorre con la stagione secca estiva, l'alternanza di corrente umide marine e secche dal Sahara e la vicinanza al Mar Mediterraneo genera la formazione di masse di aria umida che scontrandosi con il fronte freddo che scende da nord sono responsabili delle piogge torrenziali (*gota fría*) tipiche del clima locale. Allo stesso tempo le caratteristiche dell'orografia determinano un clima contrastato, favoriscono le precipitazioni nella porzione nordoccidentale della regione interrompendo la circolazione dei venti umidi che attraversano la Penisola da ovest. A livello regionale si riconoscono vari termotipi che quantificano le temperature e variazioni durante l'anno, ma nella porzione occidentale, di interesse per il presente lavoro, prevalgono regimi del Mesomediterraneo caldo e Mesomediterraneo Superiore, mentre nella parte occidentale montagnosa sono presenti regimi del Supramediterraneo. Per quanto riguarda le precipitazioni, espresse dal parametro ombrotipo, la zona oggetto di studio possiede un ombrotipo da semiarido (a est), con precipitazioni di 150-350 mm/a, a secco (a ovest) con precipitazioni 350-500 mm/a per passare a sub-umido nella zona montana più occidentale con precipitazioni di 500-900 mm/a (García Cortés et al. 1999). La zona climatica dove si collocano attualmente i siti, la media Valle del Segura, è definita come zona continentale nel NW con piogge concentrate a primavera, con temperature tra i 12 °C e 15 °C.

La regione di Murcia occidentale è l'area dove le correnti umide che attraversano la Meseta possono scaricare gli ultimi contenuti idrici che corrisponde alla primavera, e localmente anche in autunno. Le altitudini medie piuttosto elevate sono responsabili della continentalità del clima.

La vegetazione attuale riflette un intenso intervento antropico legato alle attività agro-pastorali di tradizione secolare. Nella zona occidentale della regione sono presenti associazioni a querceto rotondifoglie (7) che

passano a Ranno a foglie di ulivo e querceto (*Quercia spinosa*) verso il fiume Segura, lungo le aste fluviali l'associazione è igrofila (vegetazione riparia, García Cortés et al. 1999).

I suoli dominanti nel comparto occidentale della regione murciana, seguendo la classificazione U.S.D.A. sono Calciorthid e Xerochrept e Torriothent con lo sviluppo di Xerofluvent e Torrifluvent lungo la maggior parte dei corsi fluviali (García Cortés et al. 1999).

SEZIONE II

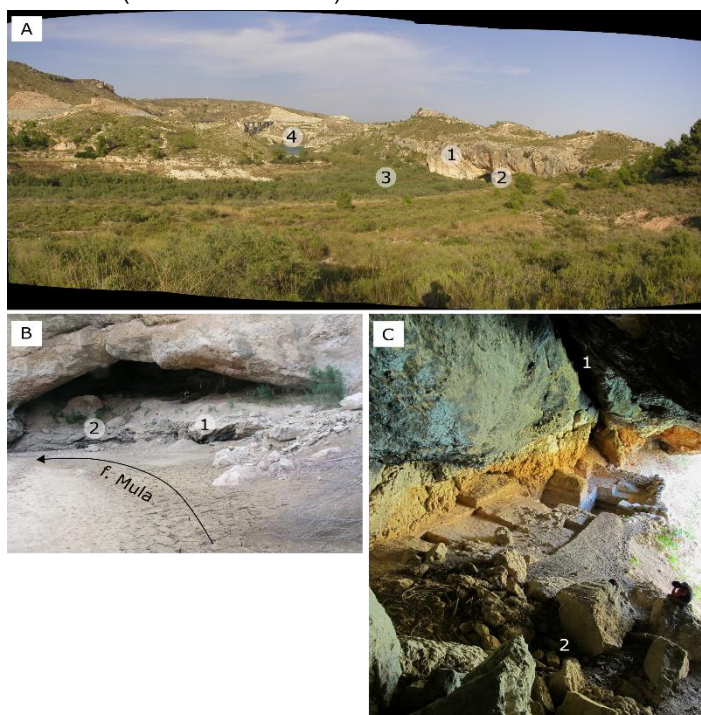
Il sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón

Capitolo 1

INTRODUZIONE: GEOARCHEOLOGIA DI CUEVA ANTÓN

Il sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón è un riparo sottoroccia sito nella regione di Murcia (Spagna sud-orientale), poco a nord della città di Mula (figg. I.4, I.5). La cavità si affaccia direttamente sulla riva destra del fiume Mula, il quale scorre oggi a quote inferiori senza erodere il deposito archeologico (figg. II.1). L'area in cui si trova il sito è però soggetta alle fluttuazioni del livello dell'*Embalse de La Cierva*), un bacino artificiale la cui portata è variabile a scala annuale e infra-annuale in base alle precipitazioni ed esigenze agricole (v. sez. II § 3.1.3). Le conseguenti inondazioni dell'area di scavo e ristagno d'acqua per periodi più o meno lunghi hanno condizionato lo svolgimento delle ricerche e, parzialmente, le dinamiche di formazione del deposito del sito (v. sez. II cap. 4, 6).

Figura II.1 Presentazione del sito di Cueva Antón. (A) panoramica da W dei dintorni del sito. Si noti la scarpata di faglia (1) alla cui base si apre l'ampio riparo di Cueva Antón (2), il corso attuale del fiume Mula, vegetato (3). Sul fondo si scorge il bacino idrico *Embalse de La Cierva* (4, foto: J. Zilhão); (B) Vista dell'apertura del sito da NW. Si noti la soglia rocciosa che marca l'ingresso al sito (1), localmente fratturata (2, foto: T. Medici 2011); (C) panoramica dell'area di scavo alla fine della campagna del 2012, vista da SE del riparo. Si noti la frattura beante che insiste nella volta e nella parete rocciosa nella porzione W del riparo (1) e i grandi massi da caduta nella porzione orientale del riparo (2) riferibili ad eventi sismici precedenti al 1991 e al terremoto di Mula del 1999 (foto: J. Zilhão 2012).



Il deposito di Cueva Antón, la cui superficie all'ingresso del riparo giace a circa 350-351 m sul livello del mare (slm) è stato indagato preliminarmente nel 1991 ed estensivamente dal 2006 al 2012. Si compone di sedimenti principalmente di natura alluvionale depositati in ambiente di bassa energia e, in misura minore, di origine locale, questi ultimi depositati a seguito della disgregazione della parete rocciosa del riparo. Dal deposito proviene un'industria litica di affinità musteriana in posizione primaria (Martínez-Sánchez 1997, Zilhão et al. 2010a, Angelucci et al. 2013a, Zilhão

et al. in prep.). Il record archeologico si compone anche di un frammento di *Pecten sp.* con tracce di ocre (scavi 2007) proveniente dalle unità superiori del deposito datate a ca. 35-38 ka cal BP⁴ (unità I-k/II-b, Zilhão et al. 2010a, Angelucci et al. 2013, v. sez. II cap. 4). Questo rinvenimento, insieme alla successione stratigrafica ritmica e ben conservata, rende Cueva Antón rilevante per la comprensione dei comportamenti e capacità cognitive dei Neandertal e per la Transizione tra Paleolitico Medio e Paleolitico Superiore della Penisola Iberica e dell'Europa occidentale grazie alla potenzialità conservativa di informazioni inerenti il contesto climatico ed ambientale in cui è avvenuta la frequentazione umana (Zilhão et al. 2010a, Zilhão et al. in prep.; v. sez. II cap. 2).

L'approccio geoarcheologico allo studio del deposito, espletato da Diego E. Angelucci (Università degli Studi di Trento), ha accompagnato le operazioni di scavo dal 2006, quando ha preso avvio la nuova fase di ricerca⁵ nell'ambito del progetto *Paleolítico Medio Final y Paleolítico Superior Inicial en la Región Central Mediterránea Ibérica (Valencia y Murcia)* diretto congiuntamente dai professori Valentín Villaverde (Università di Valencia), Josefina Zapata (Università di Murcia) e João Zilhão (Università di Barcellona). L'impostazione geoarcheologica, quindi, è stata seguita sin dalle prime fasi di revisione, pianificazione ed esecuzione degli scavi, nella definizione della stratigrafia, stabilita in parte durante le indagini preventive del 1991, con la definizione delle litofacies di riferimento e di complessi geoarcheologici, nell'assistenza allo scavo e alla raccolta di campioni, tra cui quelli per le analisi micromorfologiche (v. sez. II § 4.2).

Il contributo della scrivente allo studio geoarcheologico di Cueva Antón prende inizio nel 2011 a scavi già avviati⁶ (sez. II cap. 5), quando la struttura stratigrafica è già definita per le porzioni messe in luce. La finalità della presente ricerca è quindi il completamento dello studio geoarcheologico del sito, la cui esplorazione si è conclusa nel 2012, anticipatamente a quanto previsto a causa di problemi di accessibilità legati al livello delle acque del bacino artificiale. Sebbene i processi di formazione della sequenza a livello generale siano stati compresi e pubblicati (Zilhão et al. 2010a, Angelucci et al. 2013a), mancano informazioni di dettaglio sugli ambienti di deposizione come, ad esempio, la direzione seguita dagli agenti di accumulo e la paleotopografia, in parte trattati in Zilhão et al. (in prep.), e sulla formazione degli strati inferiori della sequenza archeologica, esposti nell'ultima campagna di scavo, ricchi in attestazioni antropiche quali oggetti mobili e strutture di combustione. Al fine di colmare queste lacune il mio contributo si è articolato basicamente su tre rami:

- fase attiva di campo: scavo, descrizione pedo-sedimentologica e campionatura dei settori indagati nel 2011 e 2012;

⁴ Data calibrata e modellata con approccio bayesiano, per una trattazione a riguardo si veda Zilhão et al. (2010a).

⁵ Nel 2006 si celebravano i 150 anni della scoperta e del riconoscimento dell'Uomo di Neandertal con i ritrovamenti presso la valle del Neander (Duesseldorf, Germania). I fossili di Neandertal rinvenuti precedentemente a Engis (Belgio) e Gibilterra (Spagna) non erano stati riconosciuti appartenere ad una specie umana estinta.

⁶ Al 2011 era stato possibile condurre solo tre campagne di scavo, nel 2006, 2007 e 2008, a causa dell'inaccessibilità al sito conseguente agli alti livelli delle acque del bacino.

- revisione della successione stratigrafica alla luce dei dati emersi dopo il 2011 e ricostruzione della geometria dei corpi sedimentari;
- fase attiva di laboratorio: studio micromorfologico organico e strutturato delle sezioni sottili raccolte prima e dopo l'inizio della presente ricerca. Una parte dei risultati del lavoro di terreno e di laboratorio svolto dalla scrivente è stata pubblicata in Angelucci et al. (2013a), contributo che tratta la ricostruzione dei processi di formazione frutto delle analisi di campo condotte fino al 2011.

Capitolo 2

LA QUESTIONE ARCHEOLOGICA: L'UOMO DI NEANDERTAL NEL SUD-EST DELLA SPAGNA

Il presente capitolo illustra brevemente la questione archeologica nella quale si inserisce il sito archeologico di Cueva Antón, ovvero il Paleolitico Medio finale nella Spagna sud-orientale.

2.1 Il Musteriano tardo nella Penisola Iberica

Il Musteriano tardo, espressione materiale dell'uomo di Neandertal, è attestato in Europa tra il MIS 5 e il MIS 3, scomparendo dal record archeologico a circa 30-41 ka cal BP (Higham et al. 2014). Localmente, come nella Spagna meridionale, in Portogallo, nella Crimea, nel Caucaso e in Croazia, si protrae nel tempo fino a circa 36 ka (Adler et al. 2006, Higham et al. 2006, Zilhão 2006, Chabai 2001), sovrapponendosi cronologicamente alle prime attestazioni europee di uomo moderno, datate a circa 41-42 ka cal BP⁷ (es. Higham et al. 2014, Zilhão 2013). Di questa persistenza sono state date varie interpretazioni di carattere culturale, comportamentale, ecologico (es. Daura et al. 2013, Adler et al. 2006). In alcuni casi, è stato dimostrato che la datazione recente è fittizia e deriva dai problemi di datazione connessi alla tecnica del radiocarbonio e alla scelta/disponibilità degli stessi campioni datati (es. Wood et al. 2014, 2013, Pinhasi et al. 2011, Jöris et al. 2003).

Per quanto riguarda la Penisola Iberica, le evidenze di una tarda presenza dei Neandertal si distribuiscono a sud della valle del fiume Ebro e della catena montuosa del Sistema Iberico; sono state datate fino a circa 37 ka-42 ka cal BP (o 30-32 ka ¹⁴C BP) (es. Zilhão et al. 2010a, Angelucci and Zilhão 2009, Zilhão 2006), e localmente, presso Gibilterra (Gorham's Cave), fino a circa 29 ka cal BP (o 28 ka ¹⁴C BP, Finlayson et al. 2006). La tarda persistenza del Musteriano, oltre che dalla cronologia, è indicata dal dato stratigrafico: nei siti pluristratificati di questa regione le ultime unità musteriane sostituiscono crono-stratigraficamente il Protoaurignaziano e l'Aurignaziano I, complessi peraltro presenti nei territori limitrofi della Spagna settentrionale e Francia occidentale, e sono direttamente coperte dalle unità associate all'Aurignaziano II (per una trattazione esaustiva si veda, ad esempio, Zilhão et al. 2010a, Zilhão 2006). A questo periodo appartengono anche i resti paleoantropologici di Neandertal rinvenuti a Gruta da Oliveira (Portogallo), datati a 37,8-35,5 ka anni fa (U/Th, Richter et al. 2014) e a Sima de las Palomas (SE Spagna), datati al radiocarbonio

⁷ I resti paleoantropologici dei primi uomini moderni in Europa centro-orientale provengono da Oase in Romania (Trinkaus et al. 2003) e Mladec in Repubblica Ceca (ca. 31 ka ¹⁴C AMS, Wild et al. 2005) e sono datati a ca. 41 ka cal BP; in Europa occidentale sono invece datati a ca. 42 ka cal BP (es. Zilhão 2013, Maroto et al. 2012).

da prima di 40 ka cal BP fino a 43 ka cal BP, con misure supportate dalle datazioni OSL e TL (Walker et al. 2008, 2012).

Per spiegare questa situazione è stata formulata l'ipotesi della *frontiera dell'Ebro* (Zilhão 2006), secondo la quale la tarda persistenza dei Neandertal in parte della Penisola Iberica, durata circa 5 mila anni, sarebbe legata all'assetto fisiografico della porzione che rappresenta il raccordo tra il continente Europeo e la più occidentale Penisola Iberica. Secondo quest'ipotesi la valle dell'Ebro, il fiume Ebro stesso e la catena montuosa che ne delimita il lato meridionale, il Sistema Iberico, avrebbero costituito una barriera ecologica alla latitudine di circa 42°N, attiva tra circa 42 ka e 34-36 ka cal BP, contro cui l'uomo moderno nella sua espansione verso occidente ha dovuto fermarsi (es. Daura et al. 2013, Zilhão and Pettitt 2006). In questo periodo (MIS 3) sembra che la parte meridionale della Penisola Iberica godesse di un clima piuttosto temperato e fosse occupata da una vegetazione boschiva, condizioni in netto contrasto con l'instabilità climatico-ambientale riscontrata sul territorio dell'Europa continentale (es. Daura et al. 2013). Secondo alcuni autori la Penisola Iberica ha quindi rappresentato una sorta di *refugium* per gli ultimi Neandertal europei (es. Jennings et al. 2011, Finlayson and Carrión 2007).

Come accennato più sopra il dato cronologico è dibattuto. Alcuni studi recenti tendono a ridimensionare il fenomeno della sopravvivenza prolungata dei Neandertal nella Penisola Iberica. La datazione al radiocarbonio con moderni protocolli di pretrattamento dei campioni rivela un'età cronometrica più antica anche di 15-20 mila anni di alcuni siti inizialmente attribuiti ad un tardo Musteriano (cf. Wood et al. 2014, 2013) suggerendo che, almeno in alcuni casi, la persistenza neandertaliana in Penisola Iberica non sia reale, ma rifletta dei problemi di datazione, quali la contaminazione recente o la scarsa conservazione del materiale organico (cf. es. Kehl et al. 2013).

2.2 Cause della scomparsa dei Neandertal

La scomparsa dal record archeologico e paleontologico europeo dell'uomo di Neandertal, avviene in un periodo caratterizzato da vari cambiamenti, quali la diffusione locale di manifestazioni del comportamento moderno⁸, come elementi di decorazione, rilevate in siti del Paleolitico Medio finale (il comportamento simbolico) e nei tecnocomplessi definiti industrie di transizione⁹. Nello stesso periodo, a partire da circa 37,5 ka, si sviluppa la tradizione culturale dell'Aurignaziano (Paleolitico Superiore), ritenuta essere l'espressione dei primi uomini moderni europei sin dalle sue prime fasi, il Protoaurignaziano (es. Benazzi et al. 2015 ma v. Zilhão 2013). Le attestazioni dell'uomo di Neandertal sembrano quindi scomparire in

⁸ Per una sintesi della modernità comportamentale e del simbolismo e sulla storia delle ricerche si veda Burdukiewicz (2014), Villa and Roebroeks (2014), d'Errico (2003), McBrearty and Brooks (2000).

⁹ Le industrie dette di "transizione", comprese stratigraficamente tra il Musteriano (Paleolitico Medio) e l'Aurignaziano (Paleolitico Superiore), segnano il passaggio tra il Paleolitico Medio e Superiore europeo e sono caratterizzate dalla compresenza di oggetti tipicamente associati all'azione dell'uomo moderno, dotato di pensiero simbolico (lame e lamelle, elementi decorativi, pigmenti e oggetti su osso) e di elementi diagnostici del Paleolitico Medio (es. tecnica levalloisiana per la produzione di supporti). I resti paleoantropologici associati localmente sembrano presentare affinità neandertaliana (ma vedi Benazzi et al. 2014, 2011).

coincidenza con la diffusione sul territorio europeo dell'uomo moderno, ma una relazione di causa-effetto tra questi due processi non è necessariamente in essere (cf. Villa and Roebroeks 2014, Roebroeks 2008 per una sintesi).

A questa complessità del record archeologico si aggiunge il fatto che il periodo di passaggio, e le possibili relazioni, tra gli ultimi Neandertal e i primi uomini moderni in Europa, conosciuto anche come periodo della Transizione, ricopre un arco cronologico ristretto di circa 10 mila anni, tra i 45 ka e 35 ka cal BP. Questo periodo sfortunatamente corrisponde anche al limite di applicabilità della datazione al radiocarbonio, la quale tecnica è caratterizzata da un'incertezza cronometrica rilevante per lo studio della Transizione (v., Jöris and Street 2008, Roebroeks 2008).

Le cause della scomparsa dell'uomo di Neandertal non sono quindi chiare. Le ipotesi proposte per spiegare questo fenomeno si appoggiano principalmente a due concezioni dell'identità tassonomica dell'uomo di Neandertal espresse nella teoria della *human revolution* (Mellars 2011, Mellars and Stringer 1989) e nella teoria della *assimilation* (v. Zilhão 2013 per una sintesi). Queste teorie interpretano l'uomo di Neandertal rispettivamente come una specie a sé stante, con capacità cognitive nettamente inferiori rispetto a quelle dell'uomo anatomicamente moderno, e come popolazione appartenente alla medesima specie dell'uomo moderno.

Tra le ipotesi per spiegare la scomparsa dell'uomo di Neandertal si annoverano quelle che fanno riferimento all'ibridazione-assimilazione (es. Zilhão 2013, Trinkaus 2007), alla rapida sostituzione di *H. neanderthalensis* da parte del moderno *H. sapiens* (es. Lowe et al. 2012, Longo et al. 2012, Klein 2009, Kuhn and Stiner 2006, Mellars 2004). L'interazione fra le due popolazioni è ritenuta essere stata influenzata anche da fattori esterni, come il cambiamento climatico-ambientale avvenuto circa 40 mila anni fa (es. HE4¹⁰, cf. Mueller et al. 2011, Sepulchre et al. 2007, Tzedakis et al. 2007; o indotto dall'eruzione dell'Ignimbrite Campana, es. Fedele et al. 2008) o come la diffusione di epidemie con l'arrivo dell'uomo moderno (es. Wolff and Greenwood 2010). Di fatto, la Transizione potrebbe non rappresentare specificatamente la sostituzione di due specie diverse, bensì l'avvicendamento di due popolazioni differenti con rapporti con l'ambiente diversi (es. O'Connell 2006). Secondo alcuni studiosi la variabilità ambientale del MIS 3 ha agito come motore di stimolo e cambiamento per gli ultimi Neandertal che ha portato ad un'autonoma evoluzione culturale (es. d'Errico and Sánchez-Goñi 2003).

L'estinzione del Neandertal nella Penisola Iberica è stata collegata all'instaurarsi di condizioni climatiche con tendenze fredde, quale il HE 4, al mutamento dell'ecologia del territorio che ne consegue (es. Fletcher and Sánchez Goñi 2008, Sánchez Goñi et al. 2008, d'Errico and Sánchez Goñi 2003) e alla competizione fra i gruppi neandertaliani e moderni (es. Mallol et al. 2012, Sepulchre et al. 2007).

¹⁰ Heinrich Event 4 è datato a ~39 ka cal BP (Hemming 2004).

2.3 Cueva Antón e il Musteriano tardo del sud-est della Spagna

Per chiarire le dinamiche della lunga persistenza e della scomparsa dei Neandertal si rende necessario chiarire la cronologia della variabilità ambientale e l'eventuale adattamento culturale che caratterizza la parte finale del Paleolitico Medio e in particolare il Musteriano tardo. Data l'incertezza cronometrica dei metodi di datazione riferibili a questo periodo, come ad esempio la luminescenza stimolata otticamente (OSL), i siti che conservano delle potenti stratificazioni accumulate con un alto tasso di sedimentazione rappresentano delle fonti informative particolarmente rilevanti. Infatti, cronologia, associazioni archeologiche, resti paleoantropologici e i loro aspetti biologici e culturali costituiscono il centro di discussione del processo della Transizione, ma il tratto che accomuna tali questioni resta il contesto stratigrafico da cui provengono.

Cueva Antón, con la sua lunga sequenza datata tra il MIS 3 e il MIS 5 (sez. II §4.4), costituisce un sito significativo per la conoscenza delle condizioni ambientali e delle attività antropiche del Musteriano tardo della Penisola Iberica meridionale. A livello regionale i siti archeologici datati al MIS 5 sono molto scarsi, dispersi e/o poco studiati: Cueva del Camino, è situato nella Spagna centrale (Madrid, Arsuaga et al. 2012), in Abric Romani (Barcellona) è ben documentata la porzione relativa al MIS 3, ma il MIS 5 è stato rilevato solo attraverso dei carotaggi (Sharp et al. 2016, Barcellona), Cova del Rinoceront (Barcellona, Daura et al. 2015) ha restituito delle importanti evidenze. L'analisi del record sedimentario di Cueva Antón permette di analizzare in dettaglio il contesto ambientale e la sua evoluzione nel tempo della frequentazione neandertaliana nel sud-est della Spagna e apportare informazioni per testare l'ipotesi della presenza regionale di un *refugium* e del ruolo che le condizioni climatiche hanno rivestito per la scomparsa dei Neandertal (v. Zilhão et al. in prep.).

Capitolo 3

IL CONTESTO DI CUEVA ANTÓN

3.1 Inquadramento geologico e geomorfologico

Il sito archeologico di Cueva Antón si colloca nel grande dominio geologico della Cordigliera Betica orientale, una delle zone tettonicamente attive della Penisola Iberica sud-orientale, e precisamente nella *Cuenca de Mula* (fig. I.4, v. sez. I § 3.2).

3.1.1 La *Cuenca de Mula*

La *Cuenca de Mula*¹¹ è un bacino intramontano, formatosi durante il Cenozoico (Neogene) nel corso dell'orogenesi alpina, al confine tra i gruppi strutturali del Subbetico esterno e del Subbetico interno (Silva et al. 1996, IGME 1972a-b¹²). È costituito per lo più da formazioni marnose di origine marina¹³ con uno spessore che raggiunge 2,5 km (es. *Unidad de Mula, infra*). Attualmente il bacino di Mula è solcato da W a E dal sistema fluviale del fiume Mula. È delimitato ad ovest da un sistema di faglie con direzione nord-sud, a nord dai rilievi subbetici della Sierra de Ricote (~ 1120 m) che si sviluppano lungo la Faglia Nord-Betica¹⁴, ad est dalla Valle del fiume Segura che segue la faglia di Villanueva (NW-SE), in cui sfocia il fiume Mula e che rappresenta il livello di base regionale. Verso sud-sud/ovest la conca è aperta idrograficamente verso la *Depresión del Guadalentín* da cui è separata dai piccoli rilievi strutturali della Sierra de la Muela e del Cura, dalle alture di Lavia, Cambrón (~ 1530 m), Sierra de Pedro Ponce, e dalla Sierra Espuña (~ 1580 m). Internamente al bacino i rilievi di Loma del Herrero (andamento est-ovest) e Cejo Cortado individuano due comparti topografici: uno a monte, con altitudini maggiori di 400 m, e uno a valle che costituisce il raccordo con il fiume Segura; il sito di Cueva Antón si colloca praticamente all'intersezione di questi due comparti (fig. I.5).

Il forte controllo tettonico/strutturale sull'evoluzione del bacino di Mula si manifesta con la presenza di numerose faglie e rilievi strutturali, che delimitano il bacino a nord¹⁵, a sud¹⁶ e che lo attraversano in diagonale¹⁷. Queste ultime evidenze sono interne alla *cuenca* a valle del sito archeologico e si dispongono con direzione NNE-SSW; attive durante l'orogenesi del Neogene, ma anche nel Pleistocene Superiore, hanno

¹¹ Il termine Bacino di Mula (*Cuenca de Mula*) indica la depressione tettonica formatasi tra il Pliocene e il Miocene e non il bacino idrografico del fiume Mula i quali non trovano esatta corrispondenza.

¹² Le informazioni di seguito riportate sono state raccolte dalla bibliografia qui citata.

¹³ Tali formazioni si sono accumulate per lo più durante il Tortoniano e Messiniano.

¹⁴ Altrimenti detta Límite de Ricote, appartiene al *Accidente Regional de Bullas-Archena*.

¹⁵ Dove scorre la faglia trascorrente Nord-Betica che costituisce il limite tra la Zona Esterna e la Zona Interna della Cordigliera Betica.

¹⁶ Faglia Lorca-Alhama.

¹⁷ *Accidente de la Zona Límite*, rappresentato dalle faglie subparallele dette faglia Límite e faglia Tollos-Rodeos.

indotto l'innalzamento di rilievi strutturali¹⁸ e la formazione di rocce vulcaniche effusive (es. le lamproiti presso Puebla de Mula). Tra Bullas e il bacino artificiale *La Cierva* sono presenti altre faglie con la medesima direzione che controllano ugualmente la fisiografia del territorio con l'innalzamento delle rocce del Terziario a formare rilievi strutturali indotti dal sovrascorrimento anche in prossimità del sito (fig. II.2).

La depressione di Mula è andata riempiendosi a partire dal Neogene, quando costituiva una conca marino-litorale alimentata dal paleomassiccio betico, fino al Quaternario. Durante il Pliocene si sono innescati dei sostanziali cambiamenti geografici come conseguenza di un'elevazione tettonica che ha indotto un'inversione del rilievo formatosi in epoca miocenica: i precedenti paleomassicci si configurano come nuovi bacini plio-quadernari, mentre le precedenti conche si elevano, favorendo l'incisione fluviale durante il Quaternario. Il deposito sedimentario della *Cuenca del Río Mula* si articola in potenti sequenze (maggiori di 1000 m) di materiali del Miocene Superiore (Tortoniano e Messiniano), costituiti da più alternanze di marne e arenarie di origine torbiditica e livelli calcarenitici ed evaporitici di ambiente litorale. Si tratta di litologie piuttosto tenere e soggette ad erosione, in particolare le marne, ed hanno favorito lo sviluppo di morfologie come i *badlands* o *cárcavas*¹⁹. Sono presenti importanti discordanze interne, ma l'orientazione dominante degli strati miocenici è di circa 30 N e 50 NE con inclinazione verso sud-est. La sedimentazione avvenuta in epoca plio-quadernaria è derivata in parte dalla formazione dei rilievi strutturali²⁰, anche nei dintorni di Cueva Antón (Cejo Cortado, fig. II.2), e in parte allo scorrere del Mula, il cui deposito è localmente pedogenizzato (sez. II § 3.2).

3.1.2 Il fiume Mula

Cueva Antón, affacciandosi direttamente sull'alveo dell'attuale fiume Mula nel suo alto corso (ovvero a monte dell'Embalse), ha una storia strettamente connessa alle dinamiche fluviali ed è per questo che per capirne i processi di riempimento merita attenzione il contesto vallivo dell'alto corso fluviale. Purtroppo studi articolati sono stati condotti esclusivamente nella parte bassa del bacino idrografico a valle del bacino artificiale (Mather et al. 1995, Silva et al. 1996), per cui la porzione di interesse per lo studio del sito di Cueva Anton è ancora poco studiata (Angelucci et al. 2013a).

Il fiume Mula nasce dalla sorgente di La Fuente de Mula (Bullas) e dalla confluenza delle *ramblas* del Ceajejo e del Aceniche²¹, le quali accolgono gli apporti idrici superficiali provenienti dai rilievi circostanti (Sierra de

¹⁸ Mesa de la Muela e Cuestas de los Tollos, sierra de Manzanete y Albudeite.

¹⁹ Tali morfologie sono ben espresse presso Albudeite e Campos del Río, nella parte sud-orientale del bacino di Mula.

²⁰ Specificatamente i rilievi di Cejo Cortado, Sierra del Cajal e i rilievi di Los Tollos-Rodeos e le *cuestas* della porzione meridionale del bacino strutturale.

²¹ Il termine *rambla* identifica corsi d'acqua a carattere temporaneo e intermittente con regime torrentizio strettamente dipendenti dagli episodi piovosi, tipici dell'ambiente mediterraneo.

Burete). Scendendo verso valle, ovvero verso est, il Mula riceve gli apporti di altre *ramblas* e assume così un carattere perenne.

I principali apporti idrici al sistema idrografico del Mula sono determinati principalmente dalle precipitazioni piovose a cui si aggiungono gli apporti, minoritari, delle acque sotterranee come quelli apportati dalla Fuente de Mula, una sorgente naturale alimentata dall'unità idrogeologica di Bullas da cui attualmente sgorgano acque con una portata di ~ 2 l/s, mentre in antichità è attestata una portata più significativa (120-300 l/s; PUP 2014).

Il fiume Mula, i cui dati sono sintetizzati in tabella II.1, percorre la Regione di Murcia da ovest a est per un totale di 75 km attraversando la depressione tettonica di Mula ed affluisce nel fiume Segura (fig. I.5, v. sez. I § 3.2). Il Mula, a configurazione prevalentemente meandriforme, segue una direttrice a forte controllo tettonico-strutturale, adattandosi alle direzioni più importanti della stratificazione e della tettonica, come la faglia Bullas-Archena con andamento NE-SW, o attraversando in senso E-W elementi tettonici come la Faglia Límite nel suo basso corso (fig. II.2, Silva et al. 1996).

Tabella II.1. Dati relativi al fiume Mula. Fonte: Silva et al. (1996), www.ch.segura.com

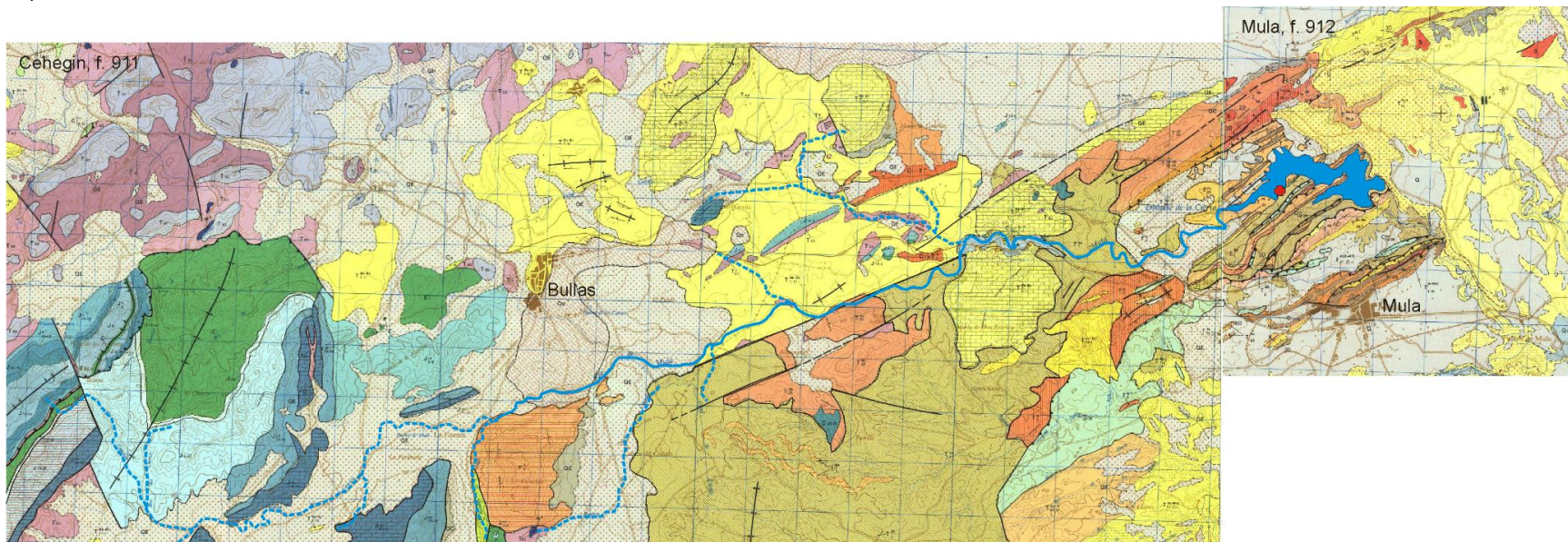
<i>rilievi testata valle</i>	Sierra de Burete (tra 800-1000 m)
<i>nascita (quota slm)</i>	890 (Fuente de Mula, Bullas)
<i>immissione Segura (quota slm)</i>	64 (Alguazas)
<i>lunghezza (Km)</i>	75/61 ²²
<i>superficie bacino imbrifero km²</i>	660
<i>pendenza media (‰)</i>	13‰
<i>territorio amministrativo</i>	Bullas, Mula, Pliego, Albudeite e Campos del Río
<i>posizione sito</i>	alto corso del fiume
<i>regimentazione artificiale</i>	Embalse de La Cierva, argini e briglie (<i>diques</i>)
<i>portata media</i>	variabile
<i>affluenti</i>	alto corso: Rambla de Ucenda, Cuajada, Codoña, del Charco, del Zorro, la Hortichuela (drenano i versanti di las Sierra de Ceperos, Plaza de los Pastores e El Charco, altitudini inferiori ai 1000 m), Rambla de Condenas (presso l'Embalse) corso centrale: fiume Pliego (affluente destro), Rambla de Perea (affluente sinistro) basso corso: Rambla di Albudeite

Il bacino idrografico del fiume si imposta principalmente su rocce carbonatiche del Giurassico e Cretacico a monte, del Terziario, soprattutto dell'Oligocene e in misura minore del Miocene ed Eocene, e del Quaternario²³ nella parte centrale (fig. II.2), mentre nella parte finale, a valle del sito, e quindi non di primario interesse per la presente ricerca, predominano le rocce terziarie del Miocene superiore.

²² Le lunghezze qui riportate si riferiscono rispettivamente al fiume nella sua interezza, inclusa la sua porzione superiore a carattere intermittente, e alla porzione del fiume a regime costante.

²³ Nei pressi di Bullas il fiume, incide una formazione travertinica quaternaria che riempie la valle formando una cascata di circa 3 m conosciuta come *Salto del Usero*; non è disponibile bibliografia a riguardo.

Figura II.2 Carta geologica dell'alto curso del fiume Mula. Tratta dal foglio 911 e dal foglio 912 del Mapa Geologico de España (scala 1:50.000, IGME 1972a-b); la croce rossa indica la posizione di Cueva Antón.



TERRENOS POST-OROGENICOS

CUATERNARIO		GA	QC	QP	QT	Q
TERCIARIO	MIOCENO					
	OLIGOCENO					
	PALEOCENO					

CUATERNARIO		QT	GA	QC	QP	Q
TERCIARIO	MIOCENO					
	OLIGOCENO					
	PALEOCENO					

UNIDAD TRIASICA		T ₃	T ₂	T ₁
TERCIARIO	MIOCENO			
	OLIGOCENO			
	PALEOCENO			
	CRETACIO			

- D.A. Aluviones
- D.C. Coluviones
- D.E. Ecoluviones
- D.F. Travertines
- D.G. Infiltrado
- D.H. Anclados y calizas
- D.I. Margas
- D.J. Areniscas, calizas y conglomerados
- D.K. Conglomerados
- D.L. Forfatas
- D.M. Conglomerados
- D.N. Calizas, arenas y conglomerados
- D.O. Margas
- D.P. Margas
- D.Q. Calizas biocálcicas
- D.R. Travertines
- D.S. Aluviones
- D.T. Ecoluviones
- D.U. Tolas
- D.V. Tensas
- D.W. Ecoluviones
- D.X. Conglomerados
- D.Y. Calizas biocálcicas
- D.Z. Margas y areniscas
- D.aa. Calizas arenosas
- D.ab. Margas y areniscas

UNIDAD DE LAS SIERRAS DE LAS CABRAS Y DEL BURETE

CRETACIO	SUPERIOR		C ₂	C ₁	Margas y margocalizas rojas
	INFERIOR		C ₂	C ₁	Margas y margocalizas verdes
JURASICO	MALM.		J _{3a}	J _{3b}	Calizas mollicas rojas
	DOGGER		J _{2a}	J _{2b}	Calizas con sílex
	TOMARCIENSE		J _{1a}	J _{1b}	Calizas mollicas
	PIENSBACHENSE		J _{1a}	J _{1b}	Calizas con sílex y calizas mollicas
	SINEMURIENSE		J _{1a}	J _{1b}	Calizas y calizas con sílex

UNIDAD DEL CHARCO

CRETACIO	SUPERIOR		C ₂	C ₁	Margas y margocalizas
	INFERIOR		C ₂ <td>C₁ <th>Margas</th> </td>	C ₁ <th>Margas</th>	Margas
JURASICO	MALM.		J _{3a}	J _{3b}	Margas silíceas rojas
	TITHONICO		J _{2a}	J _{2b}	Margas calizas y calizas con sílex
	DOGGER		J _{1a}	J _{1b}	Calizas
	TOMARCIENSE		J _{1a}	J _{1b}	Calizas y margas
	PIENSBACHENSE		J _{1a}	J _{1b}	Calizas, calizas con sílex y margas

UNIDAD DE PEÑA RUBIA

TERCIARIO	OLIGOCENO		T ₁	T ₂	Calizas y margas
	PALEOCENO				

UNIDAD DE MULA

TERCIARIO	OLIGOCENO		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
	SUPERIOR		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
TERCIARIO	MEDIO		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
	INFERIOR		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
	SUPERIOR		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
TERCIARIO	PALEOCENO		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO
	SUPERIOR		OLIGOCENO	PALEOCENO	CRETACIO

SIGNOS CONVENCIONALES

- Contacto concordante y paraconcordanza
- Contacto concordante superior u oculto
- Contacto discordante
- Contacto discordante superior u oculto
- Contacto discordante en general
- Contacto mollico en general
- Contacto mollico superior u oculto
- Faja con indicacion de hundimiento
- Faja sujeta u oculta
- Cabalgamiento, la derecha superior a la parte inferior
- Anclidad
- Ventosa local
- Faja de fragata
- Neptuno
- Buzamiento en general
- Oblicuacion y hundimiento de estratos
- Entero horizontal
- Entero vertical
- Yacimiento fosilifero
- Sinclinal

Il Mula attualmente è sbarrato artificialmente dalla diga dell'*Embalse de La Cierva*, ma precedentemente alla sua costruzione il fiume attraversava il corridoio morfostrutturale dell'*Estrecho del Corcovado*. Tale corridoio è definito dalla presenza dei rilievi strutturali con andamento SW-NE: Loma del Herrero²⁴ (~ 600-700 m) a nord e Cerro Marinas a sud, nel cui versante settentrionale si apre il sito di Cueva Antón (fig. II.1). Questo modesto rilievo (~ 600 m), caratterizzato da numerose pieghe e sovrascorrimenti, è composto verso il bacino artificiale da marne rosse e verdi con intercalazioni di calcari a discocicline²⁵, conglomerati poligenetici con sabbie e marne rosse, marne e calcari marnosi, con presenza limitata di calcari nummulitici, più estesi nel versante a sud. Tutte queste formazioni, per lo più dell'Eocene e Miocene, appartengono all'*Unidad de Mula* e costituiscono la roccia in cui si apre il sito.

Essendo strettamente dipendente dalle precipitazioni piovose, la portata del fiume è irregolare su base stagionale con periodi di magra estivi e periodi di morbida e piena in primavera – autunno (§ 3.2) e ne determina un regime torrentizio tipicamente mediterraneo.

Durante gli eventi di piena il flusso idrico, che può raggiungere una portata di un centinaio di metri cubi/secondo (López Bermúdez 1980), è associato ad un considerevole carico solido a causa della pendenza del profilo del fiume stesso (López Bermúdez 1980) e della suscettibilità all'erosione delle rocce affioranti nel bacino idrografico. Tali caratteristiche del fiume hanno determinato in passato eventi alluvionali catastrofici²⁶ per cui, al fine di controllare le piene stagionali e per garantire una riserva idrica irrigua costante, il corso del fiume Mula è stato regimentato artificialmente. Sono state quindi costruite dighe (es. *Embalse de La Cierva*) centrali idrauliche e *azudes*²⁷ interventi peraltro eseguiti sull'intero sistema fluviale del Segura a partire dall'inizio del XX secolo²⁸. Il controllo antropico sul regime del fiume tramite l'estrazione idrica e la regolazione del flusso ha esercitato un forte controllo in termini di portata media e delle sue variazioni stagionali (es. Belmar Díaz et al. 2010) che non riflettono le condizioni naturali.

3.1.3 *Embalse de La Cierva* e i dintorni del sito prima del Novecento

Vale la pena spendere alcune parole sull'*Embalse de La Cierva* visto il ruolo che gioca nello studio del sito di Cueva Antón obliterandone in parte il contesto geomorfologico e alterando il regime del fiume attuale.

Il lago artificiale, definito anche *Pantano de La Cierva* o *de El Corcovado*, deriva dallo sbarramento del fiume Mula a circa il ventiseiesimo chilometro del suo corso per mezzo di una diga inaugurata nel 1929, dopo quattordici anni di lavori più o meno continui. Lo sbarramento si erge in prossimità dell'*Estrecho de El*

²⁴ Costituito da calcare nummulitico e calcari e marne grigie dell'Eocene.

²⁵ Questa formazione compone anche il fondo del bacino artificiale.

²⁶ La piena catastrofica del Mula più recente risale al 2003, mentre precedentemente sono documentate piene importanti nel 1651, 1783, 1871, 1908, 1916, 1939, 1943, 1944, 1948, 1959, 1953, 1957, 1972, 1973, 1986-1989 (<https://www.chsegura.es/chs/informaciongeneral/elorganismo/unpocodehistoria/riadas.html>).

²⁷ Il termine *azud* (pl. *azudes*) descrive un'infrastruttura idraulica per l'estrazione d'acqua a scopi agricoli.

²⁸ La piena catastrofica del Segura del 1879, detta di Santa Teresa, ha indotto la costruzione di opere volte alla difesa dalle inondazioni lungo il bacino idrografico del Segura incluso il fiume Mula.

Corcovado, nella località denominata *El Saltador* (G. Ros 1847 in Pellegrín Garrido 2007), in corrispondenza del restringimento dei fianchi rocciosi della valle, sfruttando il dislivello naturale della località come indicato dal toponimo. La diga, con un'altezza di circa 51 m²⁹, giungeva alla quota di massima regolazione di 358 m; il bacino risultante si è colmato solo nel 1946³⁰, a causa delle scarse precipitazioni, raggiungendo una quota di circa 356 m s.l.m. e la capienza massima di 6,15 Hm³ (Pellegrín Garrido 2007). Tra il 1988 e il 1996 è stato effettuato un accrescimento della capacità del bacino (superficie massima ca. 52 Ha, capacità massima 7,28 Hm³) al fine di accogliere le acque deviate dal fiume Tago e da Rambla de Perea e allo stesso tempo per garantire una migliore regimentazione delle piene (www.chsegura.es). Il paramento della diga è stato così elevato di 6,3 m, determinando un innalzamento della quota di coronamento a giungere a 364 m. Attualmente l'altezza delle acque che colmano il bacino, dipendente sia dalla quantità di precipitazioni piovose che dalle necessità agricole, raggiunge quota 346 m a regime minimo, mentre a massimo invaso le acque raggiungono una quota di poco inferiore a 362 m interessando 3,45 km del corso del fiume, sebbene, salvo casi eccezionali, il livello massimo standard corrisponde alla quota 356 m (fig. II.3). Alla luce della storia e delle caratteristiche dello sbarramento artificiale emerge come questo abbia determinato l'allagamento dell'area fino ad una quota di 356 m sin inizialmente (1946), mentre successivamente al 1996 la quota massima raggiunta è di 362 m (figg.II.3, II4C). Essendo la superficie di Cueva Antón compresa tra 350 m e 360 m ne è risultata una sua sommersione, seppur saltuaria, probabilmente a partire dal 1946³¹.

Tabella II.2 Pendenze del fiume Mula nell'area occupata dal bacino La Cierva. I dati si riferiscono ai comparti individuati lungo il fiume Mula nei pressi di Cueva Antón (da monte a valle, v. fig. profilo Mula presso il sito); le quote sono state ricavate dalla cartografia disponibile in www.ch.segura.com

#	lunghezza (m)	quote (m s.l.m.)		pendenza (%)
		a monte	a valle	
1	980	366	352	1,43
2	836	352	346	0,72
3	748	346	336	1,34
4	695	336	304	4,60
totale	3259	366	304	1,90

Secondo i dati ministeriali (www.chsegura.es), la coronazione del corpo della diga giace 56,55 m sopra l'alveo del fiume, quest'ultimo misurato dal paramento a monte, per cui si deduce che qui il fiume scorresse a poco più di 307 m; a valle dello sbarramento la cartografia fornita dal ministero stesso indica che il fiume scorre, e

²⁹ Tale misura si riferisce alla porzione interna del paramento murario.

³⁰ Il volume dell'acqua presente nel lago al momento dell'inaugurazione della diga era infatti di soli 1,16 Hm³ (Pellegrín Garrido 2007).

³¹ L'inondazione del 2010 ha raggiunto quota 354-354,5 m nel riparo di Cueva Antón quanto il bacino artificiale raggiungeva una capienza di 4 Hm³ (dati da www.chsegura.es elaborati da Zilhão et al. in prep.). Ne consegue che la superficie interna al riparo è libera dalle acque ed accessibile quando il bacino ha una capienza uguale o minore di 3 Hm³.

scorreva, a quote inferiori, a circa 304/305 m (www.chsegura.es). Sulla base di questi dati si può ricostruire un dislivello massimo di circa 3 m, che identifica la località *El Saltador*.

Lo sbarramento del corso fluviale ad opera della diga ha fissato un nuovo livello di base artificiale del sistema fluviale del Mula causando un importante accumulo di sedimenti nell'invaso nella parte prossimale del bacino (fig. II.3). Già negli anni Ottanta, dopo circa 50 anni dall'inaugurazione dell'opera, si erano accumulati a ridosso della diga sedimenti per una potenza massima di 24,5 m, con un tasso di accumulo di circa 0,5 m/a, riempiendo la depressione del fondovalle fino a raggiungere quota 332 m. Il dato altimetrico del fondo del bacino (www.segura.es), unito alle informazioni dedotte dalla mappa della fine del XIX secolo relativa al piano di esproprio in vista della costruzione della diga, come riportata in Pellegrín Garrido (2007:37), e dalle fotografie aeree del 1927 (fig. II.4 A), suggerisce che la sedimentazione post-1929 è avvenuta massicciamente solo a ridosso della diga; la morfologia del resto della valle non sembra essere stata significativamente alterata, eventualmente è stata ammantata da una coltre di fanghi dello spessore di circa un metro³².

Figura II.3 Profilo longitudinale del fiume Mula presso il sito. Ricostruzione del profilo longitudinale e pendenze del fiume Mula nei dintorni di Cueva Antón prima dell'edificazione della diga dell'*Embalse de la Cierva*. I simboli gradinati indicano la presenza di un dislivello descritto da una soglia rocciosa; i numeri indicano i comparti del fiume come indicato nel testo. Il livello delle acque attuale a regime minimo è indicato dalla fascia blu (quota 346 m); il livello attuale di coronazione è indicato con la riga blu puntinata (circa quota 362 m), mentre il livello di coronazione della diga precedente ai lavori di ampliamento (1988-1996) è indicato con la fascia azzurra (quota 356 m). L'area marrone indica il probabile riempimento della valle a seguito dell'erezione della diga, in cui il profilo del fiume è ipotizzato ed indicato dalla linea tratteggiata.

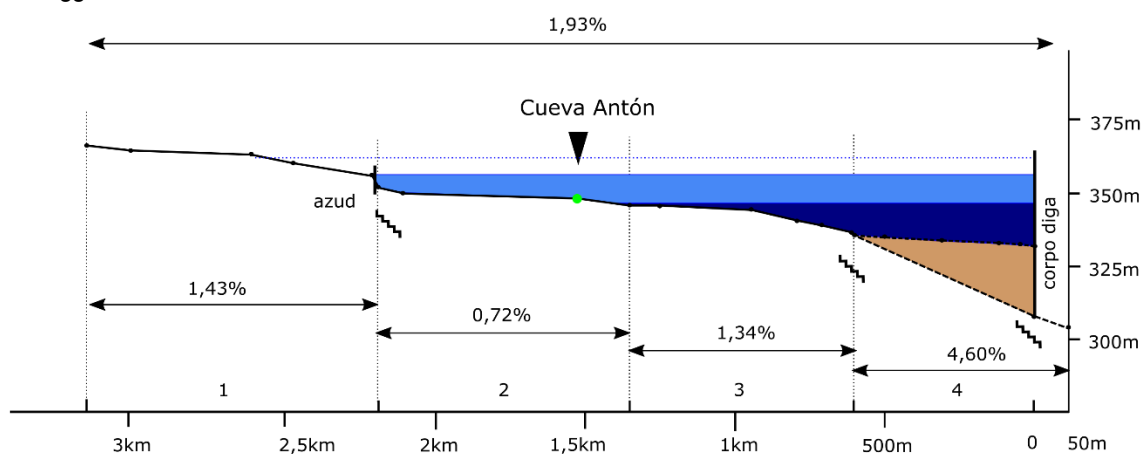
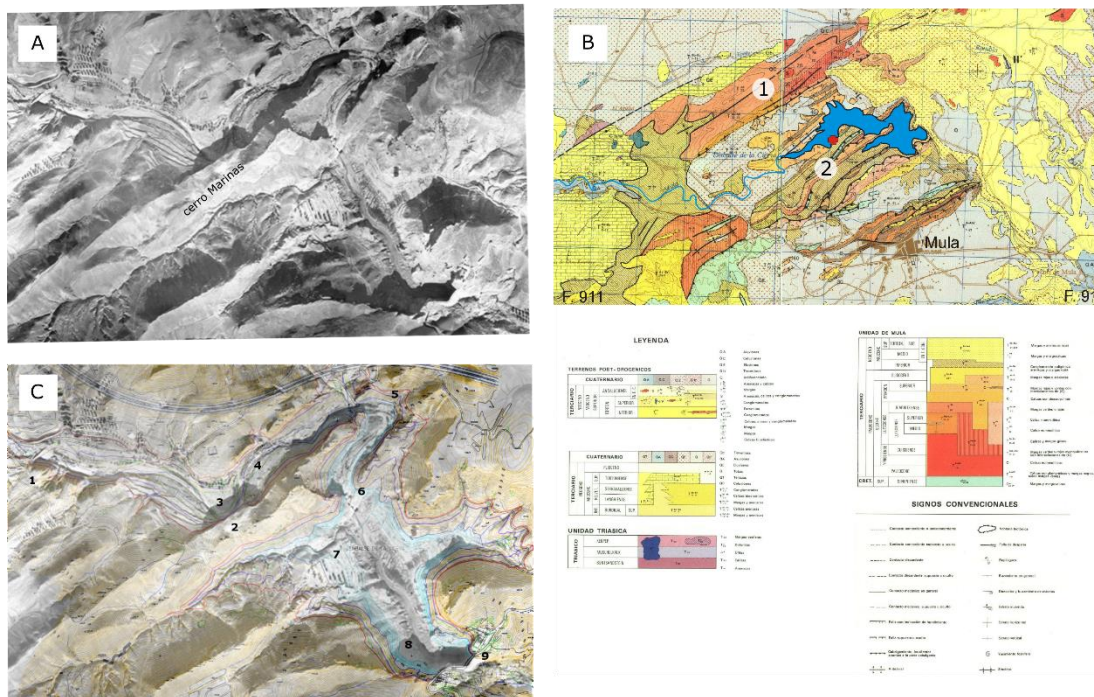


Figura II.4C illustra come, considerando le quote del fondo del bacino attuale come quote minime del fondovalle precedente alla costruzione della diga, il corso del Mula attraversasse varie soglie rocciose/dislivelli compiendo più meandri per lo più incassati nella roccia. La presenza di tre gradini

³² Lo spessore di un metro rappresenta l'errore dello strumento GPS utilizzato per rilevare la quota dell'alveo fluviale di fronte al sito nel 2011 e lo spessore massimo dei sedimenti prodotti dalla diga osservati nel sito (v. cap. 6).

morfologici, con dislivelli nell'ordine dei metri (tab. II.2), permette di individuare quattro settori del corso fluviale pre-*Embalse* nei pressi del sito, dove il fiume scorreva con pendenze differenti, come esemplificato in figura II.3, passando dallo 0,72% nei pressi di Cueva Antón al 4,6% all'uscita dall'*Estrecho* a valle della diga. La configurazione del fiume era probabilmente mista, con un'alternanza tra tratti meandrici, spesso incassati nelle rocce affioranti a seguire elementi di discontinuità di natura tettonica-strutturale, e tratti percorsi dal fiume multicanale. L'incassamento nel substrato roccioso si riflette in una pianura inondabile generalmente poco estesa, da 2 a 4 m (fig. II.4 A, C).

Figura II.4 Contesto geomorfologico e geologico del sito (A) foto aerea del 1927 della valle del fiume Mula nell'area attualmente occupata dall'*Embalse de la Cierva*; (B) dettaglio della geologia dei dintorni del sito, indicato in rosso; (1) Cejo Cortado e (2) Cerro Marinas (foglio 911 e 912, IGME 1972); (C) sovrapposizione alla foto aerea del 1927 e del rilievo attuale del lago artificiale: la linea rossa indica il livello di coronazione della diga a 362 m, la riga blu il livello di 356 m, mentre in azzurro è indicata la capienza minima del bacino artificiale (346 m). I numeri indicano gli elementi geomorfologici caratterizzanti l'area: (1) *azud* che sfrutta la presenza di una soglia rocciosa; (2) pendici settentrionali di Cerro Marinas in cui si apre Cueva Antón in corrispondenza al primo meandro percorso in questo tratto dal fiume Mula che scorre a 347 m; (3) parte distale stabilizzata del glacis che scende di fronte al sito, internamente al primo meandro, a quote comprese tra 348 m e 352 m; (4) fondovalle ostruito da grandi blocchi di caduta distaccati dal versante destro, attualmente determinano una superficie inclinata verso l'alveo a quote comprese tra 350 m e 346 m; (5) secondo meandro percorso dal fiume Mula, si noti il netto cambiamento di direzione e l'approfondimento dell'alveo da 346 m a 336 m; (6) forra incisa nell'affioramento roccioso che rappresenta il prolungamento verso est della formazione a conglomerato e arenaria che compone Cerro Marinas; (7) area più ampia della valle corrispondente verosimilmente a *Rambla Mayor de la Villa de Mula*, coltivata; (8) ulteriore forra incisa dal fiume presso lo sbocco della quale si erige il paramento della diga dell'*Embalse de La Cierva* (9).



3.1.4 Evoluzione quaternaria della valle fluviale

L'attuale sistema idrografico del Mula si imposta durante il Quaternario, quando entra in connessione, sebbene in maniera discontinua, con il fiume Segura. Lo sviluppo di un sistema di drenaggio nella conca neogenica del Mula è il risultato di ripetuti innalzamenti tettonici dell'area rispetto al corridoio di subsidenza del Segura che ha agito quindi come livello di base per l'incisione del Mula (Mather et al. 1995). Il Segura rappresenta il livello di base del Mula fino al Pleistocene Superiore, quando si instaura una connessione diretta tra il Segura e il Mar Mediterraneo; infatti in tempi precedenti, secondo Silva et al. (1996), il Segura sfociava nel bacino di Murcia creando un grande conoide alluvionale. Conseguentemente si ritiene che i processi responsabili dell'evoluzione del bacino idrografico del fiume Mula in tempi precedenti al Pleistocene Superiore siano principalmente di natura tettonica e climatica e che solo successivamente si inserisca l'influenza eustatica, che diventa importante tra il Pleistocene Superiore e l'Olocene (Silva et al. 1996). L'attività quaternaria del fiume Mula ha portato allo sviluppo di una serie di terrazzi fluviali ben sviluppati lungo i fianchi della valle; tale sequenza è studiata in dettaglio solo nel basso corso del fiume, da Mula, a valle dell'Embalse, all'immissione nel fiume Segura, da Silva et al. (1996) e Mather et al. (1995); non sono disponibili informazioni per quanto riguarda il resto del corso ad eccezione della porzione circostante il sito, indagata nell'ambito del progetto di Cueva Antón (Angelucci et al. 2013a). Nel suo basso corso, il Mula scorre da circa 305 m a 64 m, percorrendo 40 km con una pendenza variabile dal 3,4% allo 0,5% (fig. II.5). Sono state individuate varie fasi di aggradazione-incisione che si riflettono nello sviluppo di sei terrazzi principali, con caratteri per lo più fluviali, i quali giacciono ad un'altezza relativa di 65/80 m, 40 m, 22-36 m³³, 15 m, 5 m, 2 m dall'alveo del fiume attuale (tab. II.3). A monte della diga, nei pressi del sito, il rilevamento di Angelucci et al. (2013a) ha individuato una sequenza di terrazzi fluviali che vede la presenza di due terrazzi ad un'altezza relativa di 20-22m³⁴ e 5-7 m, quest'ultimo ben sviluppato, con uno spessore di circa 3 m costituito per lo più da ghiaie (Angelucci et al. 2013a). Come si è visto sopra, il tratto fluviale a monte della diga, nei pressi di Cueva Antón, è caratterizzato da vari dislivelli e gradini morfologici per cui potrebbe possedere delle dinamiche lievemente differenti rispetto alla porzione centro-inferiore del corso del Mula. A questo si aggiunge l'inaccessibilità alla zona che fa da raccordo tra il tratto inferiore e il tratto su cui si apre Cueva Antón, ovvero l'*Embalse de La Cierva*, per cui la correlazione tra i vari terrazzi è piuttosto difficoltosa.

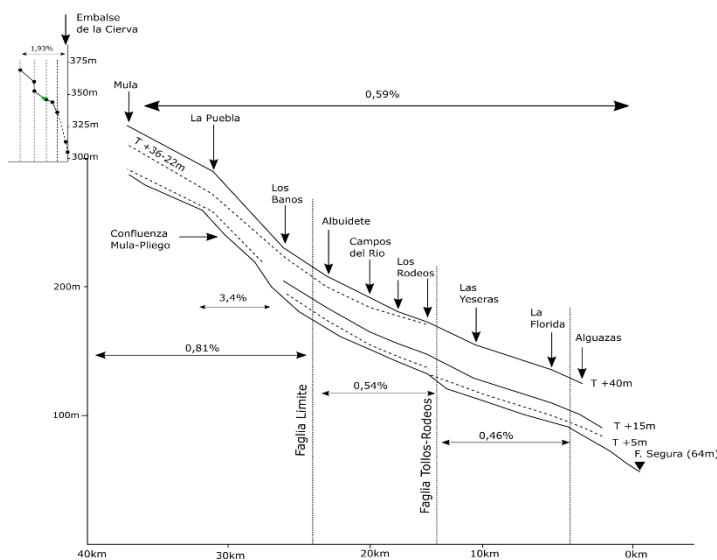
La ricerca di Silva et al. (1996), che completa quella di Mather et al. (1995), indica che i depositi dei terrazzi fluviali riscontrati lungo il basso corso del Mula sono principalmente di origine fluviale con uno spessore medio di 2 m (tab. II.3): sono costituiti da ghiaie in facies di barra e di riempimento di fondo canale e da depositi più fini (sabbie e limi, massicci o laminati) connessi alla pianura di inondazione, con delle variazioni locali associate ad accidenti tettonici come presso Baños de Mula, dove predominano il tufo calcareo e

³³ Questo terrazzo è anche definito come T+32-36 m (Mather et al. 1995).

³⁴ Altitudine dei terrazzi fluviali dall'attuale alveo fluviale successivi alla costruzione diga.

travertino come conseguenza dell'attività termale e arricchimento delle acque in calcio indotta dalla neotettonica della Faglia Limite (Romero Diaz et al. 1992). Il terrazzo +22-36 m è peculiare in quanto individua una deposizione fluvio-palustre che ha subito una deformazione sindeposizionale a causa dell'attività sismica; si è formato a seguito dello sbarramento del fiume indotto dall'attività neotettonica nei pressi della faglia Tollos-Rodeos ed è stato associato, su base biostratigrafica, al Pleistocene Medio-Superiore (180-80 ka, Agustí et al. 1990). Questo terrazzo rappresenta il massimo episodio di accumulo del sistema fluviale e indica l'esistenza, al tempo della sua deposizione, di un livello di base interno al sistema fluviale presso la faglia Tollos-Rodeos. Il profilo longitudinale teorico dei terrazzi inferiori (+15 m, +5 m, +2 m) indica

Figura II.5. Profilo longitudinale del basso corso del fiume e dei terrazzi fluviali individuati (destra, modificato da Silva et al. 1996) a cui è aggiunto il profilo ipotizzato del fiume presso il sito (sinistra).



l'associazione del livello di base del sistema del Mula al fiume Segura (Silva et al. 1996) con la creazione di un'ampia paleovalle (T +15 m) che è andata via via restringendosi.

Lungo il corso del fiume sono presenti gradini morfologici che individuano tratti con pendenze variabili (da 3,4% a 0,5%, fig. II.5), dovuti in parte dalla presenza di litologie meno suscettibili all'erosione, come l'arenaria, e in parte al continuo ringiovanimento, principalmente a causa dell'attività

tettonica, del profilo del corso d'acqua, ben lungi dall'aver assunto una configurazione d'equilibrio (Silva et al. 1996). Escludendo il terrazzo +22-36 m, che testimonia una sedimentazione massiccia, lo sviluppo del sistema fluviale del Mula vede una riduzione dell'apporto solido che, associato ad un tasso di incisione che supera quello di aggradazione, si traduce nello sviluppo di valli via via più strette. Silva et al. (1996), modificando leggermente lo schema di Mather et al. (1995), individua quattro fasi principali dello sviluppo del sistema fluviale del Mula a monte della diga: (1) una prima aggradazione con una piana alluvionale di tipo *braided* (Pleistocene Inferiore, T+65/80 m); (2) un'incisione massima di 50 m che ha generato la paleovalle del Mula con la formazione di glaciai e conoidi alluvionali (Pleistocene Medio-Superiore, T+40 m); (3) un'aggradazione massiccia, con uno spessore massimo 18 m, che porta al riempimento della paleovalle della fase 2 (Pleistocene Superiore) con modificazioni importanti dovute all'attività paleosismica (T+36-22 m, localmente converge con T+40 m); (4) una successiva incisione di circa 36 m come risposta alle modificazioni

eustatiche del Mar Mediterraneo con la formazione della valle attuale (Pleistocene Superiore finale/Olocene, T+15 m, T+5 m, T+2 m; tab. II.3)

Tabella II.3 Elenco dei terrazzi fluviali del Mula. Caratteristiche dei terrazzi fluviali rilevati nel basso corso del fiume Mula (da Silva et al. 1996). Le quote si riferiscono all'attuale alveo fluviale.

terrazzo	età stimata	valori		descrizione	caratteri del bacino imbrifero
		aggradazione	incisione		
T+65/80 m	Pleistocene Inferiore	nd	37 m	fluviale e conoidi alluvionali	endoreico
T+40 m	Pleistocene Medio-Superiore	6 m	22 m	fluviale	endoreico
T+22-36 m	Pleistocene Medio-Superiore	> 18 m	2 m	fluvio-lacustre	endoreico?
T+15 m	Pleistocene Superiore finale - Olocene	3 m	12 m	fluviale	esoreico
T+5 m	Pleistocene Superiore finale - Olocene	2 m	5 m	fluviale	esoreico
T+2 m	Pleistocene Superiore finale - Olocene	2 m	2 m	fluviale	esoreico

I processi fluviali di erosione e aggradazione hanno innescato altri processi di modellamento del territorio come la formazione di conoidi di deiezione e fluviali, glaciai di erosione datati già dall'inizio del Pleistocene Inferiore e Medio (cf. López Campuzano 1999).

3.2 Clima ed ambiente

Il bacino di Mula è soggetto ad un clima mediterraneo a forte contrasto stagionale. Le precipitazioni massime sono registrate nei mesi primaverili ed autunnali, mentre le estati sono secche. Nella porzione più occidentale del bacino idrografico, a monte del bacino *La Cierva*, si riscontra la presenza di un clima con tratti continentali e quindi più fresco ed umido (clima meso-mediterraneo con ombrotipo secco) con precipitazioni annue di 350-500 mm, mentre verso est, a valle della città di Mula, vi è una transizione verso un clima termo-mediterraneo superiore con ombrotipo semiarido, con precipitazioni annue di 250-350 mm (García-Cortés et al. 1999). Presso la diga dell'*Embalse de La Cierva*, la temperatura media annua si aggira sui 19,7 °C, con delle precipitazioni medie annue di circa 300 mm. L'evapotraspirazione potenziale si attesta a circa 900 mm/anno e il bilancio idrico è quindi negativo, con valori nell'ordine di 600 mm/anno (Angelucci et al. 2013a).

La vegetazione attuale è composta da arbusti xerofiti rappresentati da *Artemisia herba-alba*, *Rosmarinus officinalis* e *Stipa tenacissima*. Le aree con una coltre pedogenetica più spessa ospitano *P. halepensis* e ginepro (*J. phoenicea*, *J. oxicedrus*), mentre le zone riparie vedono lo sviluppo di una vegetazione con *Tamarix*, *Nerium oleander* e *Phragmites* (Zilhão et al. in prep.).

I suoli principali della porzione alta del fiume Mula sono associati ad un regime di umidità aridico e localmente xerico e alla diffusa presenza di materiali alluvionali. Sono quindi piuttosto diffusi i suoli Xerosols e Fluvisols. I primi, presentano un orizzonte A poco profondo con poca materia organica e un orizzonte calcico, localmente petrocalcico, più sviluppato. I Fluvisols si sviluppano in modo limitato su depositi alluvionali o

colluviali recenti sono caratterizzati da un orizzonte superficiale ocrico, di colore chiaro con medio contenuto di materia organica; gli spessori di questi suoli sono variabili come conseguenza dei periodici apporti di materiale alluvionale. Nei pressi del bacino artificiale è documentata la presenza Fluvisols calcarei che localmente si presentano in associazione con Xerosols calcici, Regosols calcarei e Calciorthid (García-Cortés et al. 1999).

3.3 Siti paleolitici nel bacino di Mula

Nei dintorni di Cueva Antón sono attestati altri siti del Paleolitico Medio e Superiore.

Sul versante opposto a Cueva Antón, alle pendici del rilievo Loma del Herrero, nel 1999 è stata individuata un'area di interesse archeologico denominata *Abrigo de la Artichuela-La Cierva* che ha restituito manufatti litici del Paleolitico Medio, distribuiti lungo il versante sottostante ad un piccolo riparo sottoroccia, a quote comprese tra 395 m e 430 m (López Campuzano 1999).

Nell'adiacente valle di Rambla de Perea sono stati indagati altri due siti nell'ambito della ricerca inerente lo studio del Paleolitico della Regione di Murcia, in cui si inserisce anche il progetto di Cueva Antón: Finca de Doña Martina (FDB) e l'Abrigo de la Boja (Zilhão et al. 2010b). FDM è particolarmente interessante in quanto ha restituito una sequenza archeologica parzialmente sovrapponibile con quella di Cueva Antón. Le dinamiche formative del sito sono influenzate in parte da fenomeni di versante associati al ruscellamento superficiale, localmente tipo debris flow (Susini 2014/2015), che potrebbero essere associati alla formazione dei glaciai pleistocenici; sono peraltro presenti evidenze archeologiche in situ, come dimostra la presenza di focolari (Zilhão et al. 2010b, Susini 2014/2015).

La frequentazione dell'area da parte dei gruppi umani del Paleolitico Medio e Superiore insieme ai caratteri morfologici dell'area suggeriscono che questa zona costituiva un importante collegamento tra l'area montuosa della Sierra de Ricote, dove sono presenti vari siti paleolitici con arte rupestre, e le pianure del basso corso del Segura (cf. Zilhão in prep.; fig. I.5).

Capitolo 4

IL SITO DEL PALEOLITICO MEDIO DI CUEVA ANTÓN

4.1 Aspetti geologici, geografici e geomorfologici

Il sito archeologico di Cueva Antón (38°03'52" N, 1°29'47" W) è situato sulla riva destra del fiume Mula nel suo tratto superiore, presso l'inizio dell'*Estrecho del Corcovado*, una forra incisa dal fiume nelle rocce carbonatiche terziarie dell'*Unidad de Mula*, ma attualmente sommersa dalle acque dell'*Embalse de La Cierva* (fig. II.5). Il grande riparo sottoroccia, ampio circa 55 m e profondo circa 16 m, si apre alla base di una scarpata di origine tettonica correlata a sovrascorrimento che costituisce il versante settentrionale di Cerro Marinas (altitudine massima 600 m), con un'altezza di 25-30 m. La roccia madre del sito è costituita da un insieme eterogeneo di rocce, in particolare conglomerato calcareo, calcarenite, calcare micritico e nummulitico appartenente all'*Unidad de Mula*³⁵ (Angelucci et al. 2013a, fig. II.5B). All'interno del riparo il substrato roccioso appare compatto, ma è presente un'ampia frattura beante subverticale con andamento NE-SW che corre lungo la volta del riparo. L'origine della cavità non è chiara, ma è probabilmente di natura carsica a cui si aggiunge un modellamento ad opera dell'azione fluviale e degli eventi sismici (Zilhão et al. in prep.).

La superficie interna al riparo è di circa 600 m² e, nonostante l'esposizione verso nord, l'area esterna del riparo riceve la luce diretta del sole e risulta colonizzata da arbusti e piante varie (Martínez-Sánchez 1997). L'entrata del riparo, marcata da una soglia rocciosa, composta dalla formazione marne rosse e verdi con intercalazioni di calcari a discocicline (fig. II.1B, II.5B), si trova a 350 m slm, circa 3 m dall'attuale alveo fluviale che scorre a circa 347 m nei periodi di magra, formando un meandro proprio in corrispondenza della parete rocciosa (fig. II.1). La superficie di calpestio del riparo è inclinata verso l'esterno, infatti all'ingresso giace a 350 m ma si innalza a 362 m contro la parete rocciosa nella parte ad est (fig. II.6); viene periodicamente sommersa dalle acque dell'invaso quando questo raggiunge una capacità di almeno 4 Hm³ (sez. II § 3.1.3).

4.2 Storia delle ricerche ed evidenze archeologiche

Come accennato precedentemente il sito Cueva Antón è stata indagato in due momenti differenti.

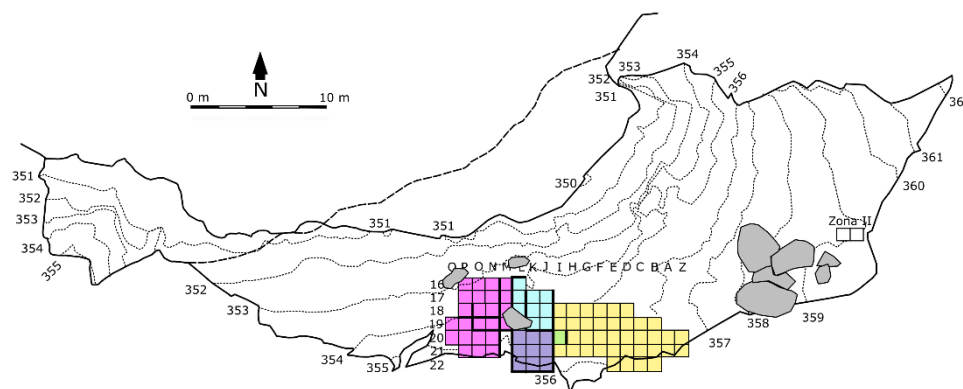
Nel 1991 è stato eseguito un primo intervento archeologico, di natura di preventiva, diretto da C. Martínez-Sánchez e finanziato dalla *Confederación Hidrográfica del Segura*, a seguito della pianificazione dell'innalzamento del paramento della diga del *Pantano de La Cierva*³⁶ che avrebbe implicato la sommersione, seppur temporanea, del riparo sottoroccia, anche nella sua totalità. Durante questa prima fase

³⁵ Accumulatisi durante l'Eocene medio e superiore.

³⁶ Nell'ambito del *Plan de Defensa de Avenidas de la Cuenca del Segura*.

il deposito è stato indagato in maniera limitata tramite sondaggi stratigrafici su due aree distinte del riparo i cui risultati sono esposti in maniera organica in Martínez-Sánchez (1997). Nella parte centrale del riparo sotto roccia (*Zona I*, fig. II.6), è stato aperto un sondaggio su 9 m²: il deposito portato in luce, con uno spessore massimo di circa 4 m, è stato descritto come limo-sabbioso ben stratificato, di natura alluvionale, organizzato in quattro unità stratigrafiche denominate, dal tetto alla base, da I a IV. Nella porzione inferiore (unità III-c, III-i, III-j) sono stati rinvenuti resti di natura antropica riferibili al Paleolitico Medio, quali industria litica su varie materie prime, aree con evidenze di combustione associate a industria litica e resti di fauna. La parte superiore della sequenza viene datata per correlazione a circa 38-40 mila anni fa, ovvero in prossimità della fine del Paleolitico Medio (Martínez-Sánchez 1997). Per verificare l'estensione laterale della sequenza archeologica è stato eseguito un ulteriore sondaggio di 2 m² nella parte orientale del riparo sottoroccia (*Zona II*, fig. II.6) con una profondità limitata a 1,85 m: la sequenza qui esposta si compone di un'unica unità limo-sabbiosa archeologicamente sterile che non trova correlazioni con la sequenza del resto dello scavo e viene così associata al deposito della diga.

Figura 6. Planimetria ed altimetria dell'area interna al riparo (mod. da Angelucci et al. 2013a). I blocchi calcarei indicati rappresentano la situazione al 1991 (cf. Martínez-Sánchez 1997). È indicata la quadrettatura dell'area scavata, i cui colori identificano i settori indagati nel corso del tempo, denominati come indicato nel testo. Da destra a sinistra, in rosa è indicata l'area occidentale, in viola la Zona I (1991) e in azzurro l'estensione della Zona I, l'insieme delle quali indica l'area centrale, in verde la colonna di flottazione, mentre in giallo è indicata l'area orientale, non trattata estensivamente nella presente ricerca. Si noti nella parte orientale il sondaggio esplorativo del 1991 definito Zona II. In grassetto sono evidenziate le sezioni stratigrafiche oggetto della revisione stratigrafica e utilizzate per la creazione del modello tridimensionale della stratificazione



Vista la sequenza stratigrafica ben conservata e l'ipotizzata datazione della parte superiore del deposito al momento della Transizione tra Paleolitico Medio e Superiore, tra il 2006 e il 2012 la ricerca archeologica a Cueva Antón riprende nell'ambito del progetto *Paleolítico Medio Final y Paleolítico Superior Inicial en la Región Central Mediterránea Ibérica (Valencia y Murcia)*, con il supporto finanziario e logistico di vari enti tra cui l'Università di Murcia, la Fondazione Leakey e di enti locali (*Museo de Arte Ibérico El Cigarralejo* di Mula, Comune di Mula). Direttori dei lavori sono Valentín Villaverde (Università di Valencia), Josefina Zapata

(Università di Murcia) e João Zilhão (Università di Barcellona). Le campagne di scavo, pianificate su base annuale, sono state attuate in base alle condizioni idriche del bacino artificiale, infatti l'elevato livello delle acque ha impedito di accedere al sito nel 2009, 2010 e ha determinato nell'autunno del 2012 un significativo collasso delle sezioni esposte nelle aree di scavo, cosicché le autorità a tutela del patrimonio culturale ed ambientale di Murcia hanno disposto l'intervento estensivo per indagare l'intero deposito, che però attualmente non è stato pianificato nel dettaglio (Zilhão et al. in prep.).

In questa seconda fase la linea di ricerca si è caratterizzata dalla spiccata multidisciplinarietà: oltre agli studi tradizionali dell'industria litica e dei resti faunistici, sono state eseguite, ad esempio, delle datazioni sia al radiocarbonio sia con la tecnica della luminescenza stimolata otticamente (OSL), delle analisi del sedimento per l'identificazione del criptotefra, purtroppo senza risultati, e delle analisi sul record antracologico e su quello palinologico. In questo quadro si inserisce l'approccio geoarcheologico allo studio della successione archeologica, svolto inizialmente dal prof. Diego E. Angelucci e successivamente dalla scrivente. Sono stati caratterizzati sia i profili esposti nel 1991 (campagna del 2006) sia quelli di nuova esposizione (campagne successive). Le unità individuate precedentemente sono state descritte considerandone le caratteristiche pedo-sedimentologiche e dove possibile in termini di litofacies, di cui viene stilata una lista di riferimento per il sito (Angelucci et al. 2013a; v. tab. II.4). È stata ridefinita la successione stratigrafica individuando, dal tetto, una sequenza sedimentaria prodotta dall'attuale bacino artificiale (complesso stratigrafico definito DD), un deposito accumulato durante il Pleistocene Superiore dall'azione antropica, alluvionale e gravitativa (sequenza archeologica definita AS e suddivisa ulteriormente in AS1, 2, 3, 4, 5) e un deposito sterile alla base (denominato complesso FP; Zilhão et al. 2010, Angelucci et al. 2013a, *infra*).

I lavori di scavo di questa seconda fase hanno fatto riferimento alla quadrettatura e alle quote definite nel 1991. Tra il 2006 e il 2012 è stata ampliata la Zona I (qq. J-L/20-22) individuando *un'area orientale* (qq. Z-I/18-22), *un'area centrale* (qq. J-L/16-22), ed *un'area occidentale* (qq. M-P/16-19 e N-Q/19-21)³⁷ raggiungendo profondità differenti (Zilhão et al. in prep; fig. II.6).

Lo scavo si è svolto stratigraficamente seguendo le unità e subunità definite su base sedimentologica nella Zona I durante gli scavi del 1991, ma essendo queste soggette a un'elevata variabilità laterale talora non è stato possibile discriminare fra due diverse unità sedimentologiche in planimetria e si è proceduto asportando le cosiddette unità archeologiche (cf. Angelucci et al. 2013a), ovvero insiemi di unità, come ad esempio le unità III-e/h, III-b/d, III-i/j. Le operazioni di scavo hanno previsto il posizionamento sistematico dell'industria litica, dei resti faunistici con dimensioni superiori ai 2 cm e dei carboni, la setacciatura a secco del sedimento sabbioso e con acqua del sedimento fine (franco limoso), estratto a cazzuola o a malepeggio, utilizzando maglie di 2 e 1 mm. Il materiale proveniente dalle strutture di combustione rinvenute nella parte bassa della sequenza e l'intero sedimento asportato dalla colonna di flottazione sono stati, appunto, flottati.

³⁷ Lo scavo che ha interessato i quadrati M-O/18-19 verrà indicato con l'espressione *estensione occidentale*.

Le superfici di *décapage* e le sezioni stratigrafiche sono state documentate con fotografia digitale, montate in mosaico (PT GUI o Microsoft ICE) e ortorettificate grazie al software RDF dell'Università di Venezia, oltre che con tecnica grafica tradizionale (Zilhão et al. in prep.).

La sequenza di Cueva Antón ha restituito manufatti litici su selce, quarzite e calcare di affinità musteriana (unità I-k, II-l, II-u, III-i/j, III-b/d – AS2 e AS5), un frammento di *Pecten sp.* con tracce di oca dai livelli superiori (I-k q. K/19 AS1, Zilhão et al. 2010a) che precedentemente erano stati definiti sterili (Martínez-Sánchez 1997), resti faunistici spesso con tracce d'uso (unità III-i/j, III-b/d, I-k), resti di microfauna e malacofauna da varie unità, carboni. La porzione inferiore del deposito include varie strutture di combustione ben riconoscibili a cui sono associati manufatti litici e resti faunistici (unità III-i/j, III-b/d, Martínez-Sánchez 1997, Zilhão et al. in prep.). Tali materiali sono attualmente in corso di studio e pubblicati parzialmente (scavo della Zona I in Martínez-Sánchez 1997; porzione alta del deposito in Zilhão et al. 2010a; evidenze con significato paleoambientale e dati preliminari sui resti archeologici in Zilhão et al. in prep.).

4.3 La successione stratigrafica

Lo studio geoarcheologico del deposito di Cueva Antón è stato pubblicato preliminarmente in Zilhão et al. (2010a), mentre maggior dettaglio è stato dato in Angelucci et al. (2013a) dove sono convogliate anche parte delle analisi micromorfologiche oggetto della mia ricerca; una revisione complessiva a livello generale è offerta in Zilhão et al. (in prep.).

Come accennato sopra il deposito di Cueva Antón si compone di materiali che presentano caratteri sedimentologici ricorrenti, quali tessitura, composizione e strutture sedimentarie. Tale caratteristica ha reso possibile l'applicazione del concetto operativo della facies sedimentaria (o litofacies, v. sez. I cap. 2): la descrizione del deposito di Cueva Antón ha fatto quindi riferimento ad una lista di litofacies creata appositamente per rappresentare il sedimento del sito e aggiornata in corso di scavo (tabb. II.4). La successione stratigrafica è sintetizzata in tabella II.5.

Tabella II.4. Elenco delle litofacies individuate al sito e descrizione di campo

facies	descrizione di campo
Bcf	breccia fine composta da frammenti calcarei tabulari angolosi, con dimensioni medie di-1 cm e selezione moderata; i clasti spesso hanno un'organizzazione sub-parallela, localmente convoluta; sono a supporto clastico. La matrice è limo argilloso 7.5YR 5/4 (marrone), massiva, con porosità bassa e assenza di materia organica. Cementazione da carbonato di calcio moderata, localmente si osservano dei <i>capping</i> sulle pietre. Strati lenticolari-cuneiformi con giacitura piana o debolmente inclinata verso N. Localmente gli strati Bcf sono intercalati a materiale fine (<i>Lmb</i> , es. unità II-c), o includono materiale antropico (unità I-k). Limite inferiore spesso abrupto ed erosivo
Bcm	breccia media; come Bcf ma include anche frammenti sub-angolosi a sub-arrotondati con dimensioni che raggiungono i 5 cm
GR/G	ghiaia fine (GR – 2 mm a 2 cm) o ghiaia (> 2 cm), con elementi da arrotondati a ben arrotondati, poligenetici, a supporto clastico a formare strati lenticolari che immergono verso NW, limite inferiore netto erosivo
Sml/Sgl	sabbia da fine a media (Sml) o grossolana (Sgl) con laminazione incrociata, ben selezionata e compattazione discreta, 10YR 5/4 (bruno giallastro); moderata cementazione di carbonato di calcio. Strati lenticolari che immergono verso NW, di solito con limite inferiore netto erosivo
Sfl/Sfm	sabbia molto fine, scarsamente limosa, senza pietre, ben selezionata e con discreta compattazione. Massiccio (Sfm) o con laminazione piano parallela o debolmente inclinata, densa (Sfl). 9YR 6/4 (bruno giallastro chiaro); moderata cementazione di carbonato di calcio. Strati lenticolari che immergono per lo più verso NW. Limite per lo più erosivo
Lmb/Lmy	limo massiccio. Pietre pressoché assenti e moderatamente selezionato, porosità scarsa e assenza di materia organica; cementazione moderata di carbonato di calcio; da brunastro 1Y 4/3 (<i>Lmb</i>) a giallastro 2.5Y 7/2 (<i>Lmy</i>). Strati per lo più tabulari, con giacitura variabile
Lly	come <i>Lmb</i> ma con laminazione piano parallela
Mby	marna con laminazione parallela scarsamente riconoscibile, <i>boudinage</i> ben sviluppato; si osservano rivestimenti sottili e continui di ossido di manganese. 10YR 7/4 (marrone molto chiaro, umido). Strati per lo più tabulari
Mmy	marna massiccia con laminazione parallela scarsamente riconoscibile; fessure post-deposizionali e sottili rivestimenti continui di ossidi di Mn; cementazione moderata di carbonato di calcio. 10YR 7/4 (marrone molto chiaro, umido). Strati per lo più tabulari
K	crosta carbonatica con elevata discontinuità laterale; tali litofacies hanno spessori generalmente compresi tra 1 e 2 cm, e giacitura per lo più orizzontale

Il deposito del sito è composto al tetto da un accumulo di sedimento per lo più fine accumulato dalle acque del bacino artificiale (*Dam Deposit*, DD). Questo copre delle unità eterogenee poggianti su superfici erosive immergenti verso l'esterno del riparo prodotte dal rimaneggiamento post-1929 del deposito pleistocenico e almeno in parte, dallo scarico di materiali dopo gli scavi del 1991 (Zilhão et al. in prep., *Transitional Layer*, TL). Il deposito di interesse archeologico è costituito da una sequenza fluviale del Pleistocene Superiore con un'architettura ben definita, variabile lateralmente, in cui sono intercalate delle lenti di materiale di versante accumulate a seguito dalla degradazione delle pareti e volta rocciosa e i prodotti della frequentazione antropica (*Archaeological Succession*, AS). La sequenza archeologica è suddivisa in sub-complessi su base stratigrafica³⁸ (dal tetto alla base, AS1 a AS5), che scandiscono le variazioni delle caratteristiche idrologiche del Mula nel corso del tempo. Si evidenzia la presenza di una netta superficie di erosione tra AS1 e AS2 dovuta verosimilmente all'incisione fluviale. La porzione che chiude inferiormente la successione stratigrafica sinora posta in luce, di cui non si hanno datazioni, è composta da sedimento fine scarsamente organizzato, ricco in

³⁸Il parametro fondamentale per la definizione dei sub-complessi è dato dalle superfici di erosione maggiori (Angelucci et al. 2013).

sostanza organica, con qualche residuo vegetale e resti di malacofauna (*Fine Palustrine*, FP). Questo deposito è riconosciuto solo nei quadrati L20-21, con uno spessore di circa un metro il cui tetto giace quota 351,5 m. La sua origine non è del tutto chiara: Zilhão et al. (in prep.) propongono un'origine di FP connessa ad un ambiente endocarsico, mentre Angelucci et al. (2013a) ne propongono una natura palustre³⁹. La roccia (*bedrock*) affiora alla base della sequenza archeologica nei quadrati L16-18 a 352,5 m e nel quadrato I20 a partire da 353 m (fig. II.6), e la sua assenza nella porzione indagata contro la parete rocciosa suggerisce l'esistenza di una depressione nella parte interna del riparo delimitata verso l'esterno da una soglia rocciosa (Zilhão et al. in prep.).

Da un punto geomorfologico il riempimento di Cueva Antón può essere visto come il residuo di un terrazzo fluviale conservatosi all'interno dell'atrio della grotta grazie all'effetto di protezione della stessa (Angelucci et al. 2013a).

Tabella II.5. Successione stratigrafica. Sono indicati i complessi (cx), i sub-complessi e le unità che li compongono (mod. da Angelucci et al. 2013a).

cx	sub-cx	unità	#	cicli sedimentari
DD (<i>Dam Deposit</i>)		I-a/I-f	1	I-a/c
			2	I-d (DD6)
TL (<i>Transitional Layers</i>)		TL1, TL2		vari
AS (<i>Archaeological Succession</i>)	AS1	non denominate, I-g/II-c	1	I-g/h/i/j/k
			2	II-a/b/c
			1	II-d/e/f
	AS2	II-d/II-m	2	II-g/h/i
			3	II-k/l/m
			1	II-j/ñ/z/o
			2	II-p
	AS3	II-j/II-t	3	II-q/r/s/t
				vari
	AS4	II-ø	1	II-u e subunità
			2	II-y/III-a
			3	III-b/d
			4	III-e/h
			5	III-i/j e subunità
AS5	II-u/III-n	6	III-k/l	
		7	III-m/n	
FP (<i>Fine Palustrine</i>)		IV		vari

4.4 Cronologia del deposito

La cronologia di Cueva Antón è stata ottenuta con il metodo del radiocarbonio su carboni di legna per la porzione superiore del deposito (AS1, unità I-k/II-b; Zilhão et al. in prep., Angelucci et al. 2013a, Zilhão et al.

³⁹ Non è esclusa la compartecipazione di entrambi i processi alla formazione del deposito FP (João Zilhão com. pers. 2016).

2010a), e con il metodo della luminescenza otticamente stimolata (OSL, *multiple e single grain*) per la porzione centrale e inferiore della sequenza archeologica (AS2, AS4, AS5; Zilhão et al. in prep., Burow et al. 2015). I risultati sono riassunti in tabella II.6.

Tabella 6. Sintesi del dato cronometrico di Cueva Antón.

cx	unità	tecnica datazione (metodo)	cal BP 2 σ (MIS)	contenuto d'acqua 5%		contenuto d'acqua 12%		bibliografia
				età media	MIS	età media	MIS	
DD	dec3	¹⁴ C (ABOx-Sc)	98 \pm 23 BP (1690-1925 AD)				MIS 1	Zilhão et al. (2010a), Zilhão et al. (in prep.)
AS1	I-k	¹⁴ C (ABOx-Sc)	ca. 35,1-36,8 ka (MIS 3)				MIS 3	Zilhão et al. (2010a)
	II-b	¹⁴ C (ABOx-Sc)	ca. 36,3-37,7 ka (MIS 3)				MIS 3	Zilhão et al. (2010a), Angelucci et al. (2013a)
AS2	II-h/i	¹⁴ C (ABA)	ca. 42,6-44,4 ka (MIS 3)				MIS 5a	Zilhão et al. (2010a)
	II-e	OSL (CAM)		71,0 \pm 1,8 ka	MIS 4/5	76,0 \pm 1,9 ka	MIS 5a	Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)
AS3	\	OSL (CAM)			MIS 4/5		MIS 5a	Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)
AS4	II- \emptyset	OSL (CAM)			MIS 4/5		MIS 5a	Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)
	II-y	OSL (CAM)		72,0 \pm 4,2 ka	MIS 4/5	77,2 \pm 4,5 ka	MIS 5a	Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)
AS5	III-k/l	OSL (CAM)			MIS 4/5		MIS 5a	B Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)
	III-m	OSL (CAM)			MIS 4/5		MIS 5a	Burow et al. (2015), Zilhão et al. (in prep.)

Le date al radiocarbonio ritenute attendibili, ovvero ottenute tramite il protocollo di pretrattamento ABOx-SC⁴⁰, inquadrano la sequenza superiore del deposito archeologico (AS1), a circa 38-35 mila anni fa, datazione che si inserisce nella fase finale dello *Greenland Interstadial* (GI) 8 (Rasmussen et al. 2014), una fase climatica relativamente temperata (Zilhão et al. 2010a).

L'età media del deposito archeologico centrale e inferiore, incluso tra AS2 e AS5, ottenuta con OSL⁴¹, si attesta tra 72 ka \pm 4.2 ka (Burow et al. 2015) e 77,2 \pm 4,5 ka (Zilhão et al. in prep.): tale variabilità deriva dal differente contenuto d'acqua stimato al momento del seppellimento, rispettivamente il 5 e il 12%. La datazione OSL indica che il deposito AS2-AS5 potrebbe essersi accumulato (a) nel corso del MIS 5a (85-71 ka; Lisiecki and Raymo 2005) e terminare con l'inizio del MIS 4 (57-71 ka; Lisiecki and Raymo 2005), (b) alla fine del MIS 5 e all'inizio del MIS 4 o (c) solo durante il MIS 4. L'associazione del dato desunto dal record biologico (carboni,

⁴⁰ Vengono in questo modo scartate le date ottenute da campioni pretrattati con il protocollo ABA provenienti dalle unità II-h/i (AS2). La preparazione di parte dei campioni ha seguito il protocollo ABOx-SC pubblicato in Wood et al. (2014, 2013).

⁴¹ Il metodo di datazione OSL data l'età del seppellimento.

pollini, fauna e molluschi) alla datazione OSL basata su un contenuto d'acqua più elevato suggerisce una deposizione di AS2-AS5 durante esclusivamente il MIS 5a (Zilhão et al. in prep.). Quale sia l'intervallo cronologico considerato, emerge un rapido accumulo del deposito datato e soprattutto un significativo gap tra questa porzione (AS2-AS5) e la parte superiore del deposito (AS1), confermato anche dal dato geoarcheologico preliminare che individua una superficie di erosione tra i subcomplessi AS2 e AS1 (Angelucci et al. 2013a).

4.5 Prime Informazioni paleoambientali

4.5.1 Indicatori della vegetazione

Lo studio palinologico ed antracologico condotto al sito indica un deterioramento delle condizioni climatiche dal basso verso l'alto della sequenza, con condizioni temperate in AS5 che divengono più fredde in AS3, quando l'ambiente circostante al sito era alberato, ed aride in AS2 e AS1 (Zilhão et al. in prep.). La presenza di vegetazione ripariale individuata in AS1, AS2 e AS5 suggerisce un regime permanente del fiume piuttosto (Zilhão et al. in prep.).

4.5.2 Malacofauna

L'analisi delle malacofauna (Zilhão et al. in prep.) individua la presenza di taxa sia d'acqua dolce sia terrestri, questi ultimi meglio rappresentati. Tra i molluschi terrestri sono rappresentate specie, o gruppi di specie, che prediligono sia habitat rocciosi o secchi che ambienti umidi, ma non sono presenti indicatori di aree arborate o ombreggiate. Nella parte inferiore della sequenza archeologica (unità II-y1, AS5) prevalgono i molluschi terrestri su quelli acquatici, il che suggerisce l'esposizione subaerea delle unità in questione. Nella porzione superiore del deposito (unità I-k, AS1) l'insieme della malacofauna suggerisce un ambiente più umido rispetto a quanto rilevato inferiormente, dove (unità III-e/h e III-k/l) indica condizioni più temperate compatibili con il tardo MIS 5. Il complesso FP è caratterizzato da un'associazione di specie xerofile e specie di ambiente di acqua dolce, indicando un rimescolamento dello strato.

4.5.3 Microfauna e lagomorfi In tutta la successione abbondano i resti di lagomorfi (coniglio in particolare).

I resti analizzati, provenienti dalle unità II-k/II-l (AS3) e da II-u (AS5), le unità più fertili, presentano fratture e modificazioni compatibili con un consumo di rapaci notturni, che occupavano probabilmente la frattura sulla volta del riparo (Zilhão et al. in prep.). Il ritrovamento di borre intatte all'interno di unità accumulate per decantazione e frammenti di ossa di gufo (*Bubo bubo*) in AS3-AS5 supporta quest'interpretazione (Zilhão et al. in prep.).

4.5.4 MacrofaunaCome indicato in Zilhão et al. (in prep.), i resti di macrofauna, provengono principalmente dagli strati archeologici III-b/d e III-i/j. Includono ungulati di taglia media, la cui determinazione è complicata dalla frammentazione dei resti (sicuramente il cervo, *Cervus elaphus*), cavallo, stambecco, tartaruga terrestre e rinoceronte. La macrofauna rinvenuta nelle unità archeologiche mostra diffuse tracce d'uso che comprendono le evidenze di rottura intenzionale delle ossa probabilmente per l'estrazione del midollo. Attualmente non è possibile definire univocamente la stagione di uccisione, ovvero di caccia, sulla base della distribuzione delle classi di età e del sesso.

Capitolo 5

Materiali e Metodi

Sebbene la stratigrafia e i principali processi formativi del sito siano stati definiti in tempi precedenti all'inizio della ricerca qui presentata, sono tuttora aperte alcune questioni geoarcheologiche, quali la corrispondenza tra l'aspetto macroscopico e microscopico del sedimento, l'incidenza dei processi diagenetici sulle strutture antropiche, la provenienza del sedimento e la presenza di eventuali discontinuità interne alla successione oltre alla già citata AS1-AS2, la natura del complesso basale (FP) e dell'unità II-u (AS5), e l'eventuale presenza di *markers* ambientali/climatici a livello micromorfologico che possano chiarire la cronologia del deposito e la ricostruzione dell'ambiente occupato dalle comunità del Paleolitico Medio.

Per rispondere a tali questioni la mia ricerca si è articolata, come già accennato, in tre momenti che hanno previsto il lavoro su campo con lo scavo, descrizione e campionatura del deposito, la revisione della successione stratigrafica alla luce dei dati emersi dopo il 2011 e la ricostruzione della geometria dei corpi sedimentari, lo studio micromorfologico organico e strutturato delle sezioni sottili raccolte prima e dopo l'inizio della mia ricerca.

Il lavoro sul terreno si è articolato tra il 2011 e il 2012. Durante la campagna di scavo del 2011 sono state campionate e descritte, facendo riferimento alla lista di litofacies stilata precedentemente al sito (§ 4.2, tab. II.4), le nuove sezioni esposte, ovvero la colonna di flottazione (q. I20), e il livello inferiore della sezione ovest dell'area centrale di scavo (qq. L16-19, fig. II.6). Nella campagna di scavo successiva, nel 2012, la scrivente ha partecipato alle intere operazioni di scavo dei quadrati M-O/19-20 (fig. II.6), che hanno visto l'asportazione di 3 m³ di sedimento. Particolare attenzione è stata posta allo scavo, alla documentazione e campionatura delle strutture di combustione emerse nell'unità III-i/j, in particolare i focolari 4 e 6. Le caratteristiche sedimentologiche delle evidenze di combustione, presentando caratteristiche cicliche e ricorrenti sono state descritte in termini di litofacies.

La revisione della successione stratigrafica è stata svolta tramite la correlazione delle sezioni stratigrafiche documentate in corso di scavo. Oltre ai profili orientale e occidentale del sondaggio del 1991 nella Zona I, pubblicati in Angelucci et al. (2013a), sono stati considerati quei profili esposti con lo scavo dell'area centrale, dell'area occidentale e della sua estensione (fig. II.6) documentati durante le fasi di scavo tramite rilievo tradizionale inizialmente (profilo est e sud della Zona I) e in un secondo momento con fotografia ortorettificata (tutti gli altri profili) per un totale di 13 sezioni stratigrafiche (tab. II.7). La stratificazione dei vari profili è stata in un primo momento vettorializzata e posta in scala tramite i software di grafica *Corel Draw*® e *Inkscape*, quest'ultimo open-source, evidenziando i limiti tra le unità, le pietre, le aree disturbate e

le quote sul livello del mare (slm; le elaborazioni grafiche si trovano in Appendice I). Con gli strumenti di questi stessi programmi sono state misurate le quote, spessori e inclinazioni delle unità.

Tabella 7. Elenco delle sezioni stratigrafiche considerate nella presente ricerca.

#	area di scavo	profilo	quadri	unità comprese		spessore max.	anno espos./rilevo
				tetto	base		
1	area orientale	S	H-I/21/22	DD	II-s	0,7 m	2011
2	colonna di flottazione	E	I>H/20	II-a	III-k/l	2,3 m	2011
3	area centrale	E	J>I/17-19	DD	II-u	1,7 m	2008
4	area centrale	E	J>I/20-22	DD (I-a)	IV	4,2 m	1991/2006
5	area centrale	S	J-L/22>23	DD (I-a)	IV	4,1 m	1991/2006
6	area centrale	W	L>M/16-22	DD (I-a)	IV	3,1 m	1991-2011
7	area centrale	N	L16>15	DD	II-u	1,3 m	2007
8	area centrale	N	J-K/20>19	II-d	III-k	3,4 m	1991/2006
9	area centrale	E	L>K/17-19	II-k	II-ñ	1,1 m	2008
10	area occidentale	E	N>M/16-21	DD	II-p	2 m	2007-2011
11	area occidentale	S	M-O/19>20	DD	III-i/j	2,8 m	2012
12	area occidentale	S	N-P/18>19	DD	II-ñ	0,9 m	2007
13	area occidentale	W	O>P/18-19	II-m	III-i/j	1,6 m	2012

L'analisi micromorfologica della successione sedimentaria interna al riparo ha riguardato 19 sezioni sottili di grande formato (5,5 cm x 9,5 cm) provenienti dall'intera sequenza pleistocenica, incluso il complesso basale FP (tab. II.8). La scansione in luce trasmessa delle sezioni sottili è raccolta in Appendice II. I campioni micromorfologici, rappresentano gran parte della gamma di sedimento osservato al sito: sono stati campionati i depositi naturali, quali le facies sabbiose, limose e di breccia⁴², e quelli antropici, ovvero gli strati di occupazione (unità III-b/d, III-i/j) e le strutture di combustione (focolare 4 e 6); i campioni del focolare 4 provengono dal centro dell'area combusta, mentre quello del focolare 6 proviene da un'area leggermente periferica (v. sez. II §6.1.3). Sono stati inoltre indagati i depositi di alterazione e misti, quali l'unità di pedogenesi II-u, le croste carbonatiche e l'unità II-l. Parte delle sezioni sottili (n=8) derivano dalla campionatura effettuata da Diego Angelucci tra il 2006 e il 2010, mentre i campioni da cui provengono le altre sezioni sottili (n=11) sono stati raccolti dalla scrivente e da Angelucci tra il 2011 e il 2012. Una parte di questi campioni era stata osservata preliminarmente da Davide Susini nell'ambito del suo lavoro di tesi triennale (A.A. 2009/2010), ma considerando i limiti intrinseci di uno studio poco esperto e nell'ottica di fornire una descrizione organica e completa dell'intera sequenza sedimentaria la loro descrizione è stata completamente rivista e ridefinita, e pubblicata quindi in Angelucci et al. (2013a).

⁴² Le facies ghiaiose non sono state campionate per l'analisi micromorfologia a causa della granulometria grossolana; il dato terreno, inoltre, è altamente informativo sulla genesi di tali strati.

È stato inoltre raccolto un campione dal deposito di tufo calcareo di Fuente Caputa, alla testata di Rambla de Perea, al fine di valutarne l'organizzazione e la composizione ed agevolare il riconoscimento di questa litologia nelle sezioni sottili archeologiche.

Tabella 8. Elenco delle sezioni sottili raccolte a Cueva Antón e dettagli di provenienza. Per la descrizione di campo delle unità campionate si vedano la tabella II.4 e Appendice III. cx – complesso geoarcheologico; TS - sezione sottile. In corsivo sono indicati i campioni di cui i risultati sono pubblicati in Angelucci et al. (2013a).

cx	TS	unità	descrizione di campo	quadrato di provenienza	anno di raccolta	note	
AS1	<i>CA1104</i>	II-b	Lmb	N>O/21	2011		
AS2	<i>CA1106</i>	II-k	Bcf	J/22	2011	sezione sud	
	<i>CA1105</i>	II-l	unità complessa	I>H/20	2011	unità "colluviale"	
AS3	<i>CA-08</i>	II-p	LLy	L>M/20	2008		
	<i>CA-05</i>	II-ñ	simile Lmy	L>M/20-21	2006		
	<i>CA1103</i>	II-u	parte superiore	I>H/20	2011		
	<i>CA-06</i>	II-u	sub-unità II-u2	J>I/21	2006		
	<i>CA-07</i>	II-u	parte centrale	K/18	2008	superficie di scavo	
	<i>CA1102</i>	II-u e unità inferiori	suolo e v. testo	L>M/17	2011	base di un canale riempito da II-u e unità inferiori	
	<i>CA-02</i>	III-c/d	Sml + archeo	J>I/21	2006	sopra CA-01	
	<i>CA-01</i>	III-e/g	Sml	J>I/21	2006	sotto CA-02	
	<i>CA-03</i>	III-g	Sml-Sfl				
		III-h	k	L/22	2006	sezione sud	
III-i		Sml-Sfl+k					
AS5	<i>CA1101a</i>	III-i/j	archeo	L>M/18	2011	stesso campione di CA1101b	
	<i>CA1101b</i>	III-i/j	archeo	L>M/18	2011	stesso campione di CA1101a	
AS5	CA1201	III-i/j1 – Focolare 4	Sml-Sfl				
			facies a	N-O/19	2012	v. fig. II.11, superficie di scavo; stesso campione di CA1202	
	facies m-n						
	CA1202		facies m-n				
			facies r	N-O/19	2012	v. fig. II.11, superficie di scavo; stesso campione di CA1201	
	CA1203		Sfl-Sml				
			facies a				
			facies m-n	N-O/19	2012	v. fig. II.11; superficie di scavo	
	CA1204		facies r				
			Sfl-Sml				
III-i/j3 Focolare 6		facies m-n/r	M-N/18	2012	v. fig. II.11, superficie di scavo		
FP	<i>CA-04</i>	III-k/l	SIm				
		IV	argilla limosa organica	L/20	2006		

Capitolo 6

RISULTATI E DISCUSSIONE

Lo studio geoarcheologico della sequenza sedimentaria di Cueva Antón si è basato sull'associazione delle informazioni relative all'architettura del deposito e quelle inerenti le caratteristiche pedo-sedimentologiche, macro- e microscopiche delle unità.

Come già rilevato in Angelucci et al. (2013a), la natura della sequenza è prettamente alluvionale, ma si riconosce la presenza piuttosto costante di un apporto gravitativo, causato dalla disgregazione della roccia del riparo stesso. Sono scarsi, ma ben rappresentati i sedimenti che conservano evidenze dall'occupazione antropica in posizione anche primaria. I contributi formativi associati alle dinamiche pedogenetiche sono sporadici, mentre sono ben rappresentate le evidenze di stabilizzazione superficiale temporanea. La presente ricerca, analizzando l'intero deposito esposto essenzialmente sull'area centrale ed occidentale di scavo, completa il quadro delineato in Angelucci et al. (2013a) indagando estensivamente la provenienza delle componenti del deposito e quindi gli apporti sedimentari, naturali ed antropici, i processi che hanno agito in tempi sin- e postdeposizionali e l'evoluzione diacronica, dal Pleistocene ad oggi, dell'ambiente di sedimentazione in relazione al paleoclima/ambiente oltre che alla frequentazione antropica. L'esposizione nel 2012 dell'unità III-i/j ha permesso di analizzarne la microstratificazione, inclusa quella dei focolari, che si è rilevata altamente informativa per la ricostruzione dell'ambiente in cui si è inserita l'attività antropica.

Appendice III include la descrizione di campo riassunta in termini di litofacies (tab. AIII.1), la descrizione delle unità non inquadrabili nelle litofacies sedimentarie (tab. AIII.2), e la descrizione del sedimento termoalterato (i focolari) in termini di facies di combustione (tab. AIII.3). L'architettura è stata dedotta dalle geometrie degli strati rilevati nelle sezioni stratigrafiche esposte in Appendice I.

La descrizione micromorfologica delle sezioni sottili provenienti da Cueva Antón è esposta in maniera sintetica nelle tabelle di Appendice IV (tab. AIV.1, tab. AIV.2, tab. AIV.3, tab. AIV.4) seguendo il loro ordine stratigrafico, dal tetto alla base, e la loro organizzazione microstratigrafica, la cui unità elementare è definita microunità (Mu, v. sez. I capp. 1, 2). La composizione del sedimento riconosciuta micromorfologicamente e il dato di campo identificano i principali processi di formazione della sequenza, che verranno descritti qui di seguito (sez. II § 6.1). Successivamente verranno trattati i processi di alterazione sin e postdeposizionale (sez. II § 6.2) sebbene formalmente l'azione antropica e biologica, oltre ad essere degli agenti sedimentari (sez. II § 6.1.3), determinino una trasformazione del deposito stesso. Infine, verrà ampiamente esposto il dato di campo e micromorfologico in ordine diacronico (sez. II § 6.3).

Tabella II.9. Elenco e caratteristiche delle classi dei componentii. 1 – interpretazione, 2 – classe di materiale.

1	2	litologia	caratteristiche micromorfologiche
Apporto autoctono	CLC-LOC	calcare nummulitico	composto da nummuliti (costituiti da sparite), frammenti di alghe e echinodermi, cristalli di sparite più o meno equanti anche grandi (Sgg) che mostrano localmente riprecipitazione di micrite inclusi in un cemento micritico (supporto clastico). È presente anche una piccola frazione (ca. il 2% sul totale) data da frammenti di quarzo, angolosi o subangolosi, nella taglia del limo alla sabbia media, localmente con piccoli inclusi di Sali come la micrite di probabile origine Terziaria, e di cristalli arrotondati di glauconite. I frammenti di calcare nummulitico sono generalmente tabulari, molto angolosi a subangolosi e le loro dimensioni sono molto maggiori rispetto al resto del sedimento in cui giacciono, generalmente > di 0,5 - 1 mm. Generalmente presentano un orientazione planare o inclinata, random in II-u, e una distribuzione lineare. È questa la litologia che compone la breccia delle facies Bcf analizzate (CA1106 II-k), e verosimilmente di tutte le unità a breccia quantomeno del complesso AS2, e la frazione più grossolana (superiore a 0,5/1 mm) e angolosa rilevata nelle unità di AS. Rappresenta l'apporto locale, dovuto alla disgregazione della roccia madre (<i>Unidad de Mula</i>) a seguito dell'azione del gelo discontinuo. La componente silicoclastica, i frammenti di fossili e la sparite presenti in questa roccia e rilasciati a seguito dell'alterazione fisica si sono aggiunti all'apporto alluvionale sabbioso, sebbene una parte di questa frazione possa derivare dall'erosione dei calcari fossiliferi dell' <i>Unidad de Mula</i> affiorante a monte del sito.
		conglomerat o calcareo	composto da frammenti di fossili a chimismo carbonatico (echinodermi, foraminiferi etc), e da granuli micritici nella taglia della sabbia media, da cristalli di sparite, localmente con tracce di riprecipitazione di carbonato di calcio nella forma micritica, da frammenti subangolosi e subarrotondati di rocce ignee o metamorfiche (ricche in quarzo con estinzione ondulata e <i>stretched</i> , limiti tra i cristalli sono ondulati, sono presenti dei domini tabulari di muscovite) e da selce microcristallina (anche di dimensioni millimetriche mostrano la caratteristica la presenza di impregnazioni di micrite). Sono inoltre presenti cristalli di quarzo (ca. il 2% sul totale) ad estinzione ondulata e feldspati eterometrici (da L a Sm). Il cemento che lega questi frammenti può essere sparitico o micritico. I frammenti di questo tipo di conglomerato sono per lo più subarrotondati, fino ad angolosi, di dimensioni millimetriche, nettamente superiori alla granulometria del resto del sedimento associato. Rappresenta l'apporto locale, dovuto alla disgregazione della roccia madre (<i>Unidad de Mula</i>) a seguito dell'azione del gelo discontinuo, ma non se ne esclude un apporto antropico. La componente silicoclastica presente in questa roccia, rilasciata a seguito dell'alterazione fisica, si è aggiunta all'apporto alluvionale, composto in parte dagli stessi materiali presi in carico durante l'erosione delle formazioni a monte del sito.
		polisparite	frammenti subangolosi, subarrotondati e molto arrotondati, nella taglia della sabbia composti da più cristalli di sparite. Spesso mostrano un rivestimento continuo di micrite. Potrebbe derivare, in parte, dalla disgregazione fisica del substrato locale, sia del calcare nummulitico che del conglomerati a cemento sparitico.
	CLC-OTH2	2 .concrezione carbonatica	composta da micrite laminata riferibile a croste endolitiche, di natura biologica, e a speleotemi. Quest'ultimi, in frammenti ben arrotondati, presentano un foro interno (diametro 1 mm) e la calcite, densa, ha una fabric dendritica all'interno e laminare all'esterno. I frammenti di questo gruppo sono rari (unità II-ñ, III-g). Rappresentano un apporto locale, derivano dalla disgregazione della volta rocciosa del riparo, precedentemente stabile. Tali frammenti sono stati successivamente rielaborati dall'azione idrica.
	CLC	calcare micritico	composto da micrite, presenta occasionalmente con vene di sparite nei rari frammenti con dimensioni maggiori della sabbia fine. I frammenti di questa litologia generalmente sono ben arrotondati e ben selezionati con le sabbie di origine alluvionale. Derivare in parte dal rimaneggiamento idrico (fluviale) dei conglomerati calcarei a monte del sito pertinenti all' <i>Unidad de Mula</i> , oltre che dall'elaborazione fluviale di altre formazioni carbonatiche incluse le formazioni giurassiche dell' <i>Unidad del Charco e dell'Unidad de las Sierras de las Cabras y del Burete</i> . Raramente si osservano frammenti angolosi di dimensioni superiori al millimetro anche nella forma di prodotti di scheggiatura e rappresentare l'apporto antropico.

	CLC-TUF	tufo	costituito da micrite, anche con aspetto peloidale, e microsparite laminata ed è altamente poroso (porosità tipica definita a fenestrate. Nei frammenti più grandi, dimensioni > 1 mm,
		calcareo:	si nota la struttura tipica dei muschi ad indicare una natura fluviale. Reagisce con autofluorescenza all'osservazione in luce blu (BL) e ultravioletta (UV) suggerendo la presenza di materia organica non degradata. I frammenti di questa litologia, subarrotondati ad arrotondati, raramente subangolosi, presentano dimensioni superiori al resto del materiale cui si trovano associati, seppur di poco, generalmente nella taglia della sabbia grossolana o superiore e mostrano una buona selezione granulometrica tra di loro. Localmente i frammenti sono circolari con un poro interno con un diametro 0,5 mm (unità III-e/g, III-i/j). Rappresentano l'apporto esogeno di natura alluvionale e derivano dall'erosione di formazioni verosimilmente sviluppate in prossimità di gradini morfologici, quali cascate e piscine.
apporto alluvionale	SIL	rocce metamorfiche	ricche in quarzo (margini dei cristalli suturati, estinzione ondulata, talvolta <i>sheared quartz</i>) e mica (muscovite) isorientati (micascisto); occasionale quarzite (poliquarzo). Litologia rappresentata da frammenti subarrotondati nelle dimensioni < 0,5 mm, ben assortiti tra loro. Rappresenta l'apporto alluvionale e deriva dall'erosione di formazioni conglomeratiche e del Terziario dell' <i>Unidad de Mula</i> che attualmente sono drenati dal Mula tra Bullas e il sito.
		rocce ignee	ricche in quarzo e feldspati (raro plagioclasio). Si riscontrano con le stesse caratteristiche delle rocce metamorfiche e se ne propone un'origine analoga.
		rocce sedimentarie	sono rappresentate da selce microcristallina eterometrica, rari radiolari e frammenti di calcedonio dispersi nelle sabbie, rari frammenti di arenaria quarzosa nella taglia delle sabbie. Rappresentano l'apporto alluvionale, derivante dall'erosione delle formazioni conglomeratiche di cui sopra, ma anche delle formazioni a marne ed arenarie presenti poco a monte del sito (<i>Unidad de Mula</i> – formazioni mioceniche, <i>Unidad Triasica</i> – formazione del Buntsandstein).
		quarzo e feldspati	Quarzo monocristallino e policristallino, anche con estinzione ondulata, feldspato senza geminazioni, ampiamente diffusi nel sedimento dell'intera sequenza, nella frazione limo-sabbiosa. Localmente presentano un sottile rivestimento di argilla bruna rossastra. Rappresentano l'apporto fluviale e derivano dall'erosione delle formazioni conglomeratiche e sabbiose dell' <i>Unidad de Mula</i> e dei suoli rubefatti tipo terra rossa. In parte derivano dalla disgregazione del substrato roccioso locale, ma sulla base delle proprietà ottiche e dei parametri sedimentologici non è possibile discriminare le due fonti.
	OTH	frs sedimento	I <i>litorelitti</i> sono rappresentati da frammenti di sedimento alluvionale (facies fini, per lo più composte da limo-argilla anche gradati, giallastri con aspetto puntinato, e frammenti di sabbia silicatica immersi in argilla calcitica, grigio-giallastri), subangolosi con dimensioni mm o comunque > 0,5 mm, molto maggiori rispetto alle altre particelle a cui sono associati. Rappresentano una rielaborazione da parte di un flusso idrico del materiale alluvionale fine presente sulla piana inondabile che implica una dislocazione limitata nello spazio (<i>rip-up-clasts</i>). Localmente derivano dall'alterazione meccanica di un sedimento alluvionale indotta dal calpestio e in corrispondenza del focolare 4 presentano tracce di arrossamento a causa della termoalterazione.
		frs suolo	Si compongono di frammenti di argilla bruna rossastra ben arrotondati nella taglia del limo e della sabbia molto fine (<i>clay pellets</i> o pedorelitti). Includono granuli detritici di quarzo e mica nella taglia del limo e la micromassa presenta una b-fabric granostriata a maculata a puntini. Rappresentano l'erosione idrica di una coltre pedogenetica rubefatta e argillosa tipo terra rossa. Localmente sono presenti dei pedorelitti marroni, opachi, con granuli detritici calcarei nella taglia del limo e della sabbia fine e con frammenti vegetali degradati. Derivano dal rimaneggiamento idrico di un suolo alluvionale simile all'unità II-u.
antropico	ABC CLC-OTH	1. granuli scura	sono costituiti da micrite, anche con aspetto peloidale e porosità simile a quanto osservato nei frammenti di tufo calcareo rispetto ai quali mostrano toni più scuri (in PPL e XPL, in OIL sono invece giallastri). Si rilevano abbondantemente nel livello di occupazione antropica III-i/j, ma anche nell'unità II-I, la quale, peraltro, ha restituito scarse evidenze antropiche e nel riempimento del solco alla base di II-u. Rappresentano frammenti di tufo calcareo termoalterati.
			v. testo

6.1 Apporti sedimentari

L'analisi micromorfologica del deposito di Cueva Antón ha evidenziato una buona correlazione con le osservazioni di campo (Appendice III) per quanto riguarda granulometria (argilla, limo, sabbie, ghiaie e breccia) ed organizzazione delle particelle (massivo vs laminato)⁴³. Ha permesso inoltre di identificare nel dettaglio la composizione del sedimento, rappresentata da diverse classi di materiale grossolano le cui caratteristiche e interpretazioni formative sono sintetizzate in tabella 9.

Questi parametri tessiturali e composizionali, identificano principalmente tre tipi di accumulo: autoctono (classe CLC-LOC, CLC-OTH2, v. tab. II.9), alloctono alluvionale e antropico-biogenico (classi CLC, SIL, OTH e ABC, v. tab. II.9), presentati e discussi di seguito.

6.1.1 L'apporto autoctono: il deposito gravitativo

Su campo l'apporto autoctono si manifesta nelle unità a breccia (facies B, tab. II.4) e nella presenza di grandi massi, inclusi nella successione archeologica, ma maggiormente rappresentati nella sequenza superiore (tab. 10). Tali evidenze indicano un accumulo per processi gravitativi indotto dalla disgregazione della volta rocciosa del riparo, che, nel caso della breccia, può essere stato oggetto di un debole rimaneggiamento da processi alluvionali o di ruscellamento/rimaneggiamento superficiale sincronici o successivi alla loro deposizione.

Questa componente autoctona è minoritaria rispetto al materiale alloctono alluvionale ed è osservata nell'intera sequenza sedimentaria, ma acquisisce importanza nella formazione nei subcomplessi superiori AS2 e AS1 dove indica un apporto crioclastico (Angelucci et al. 2013a). Di fatto, l'osservazione microscopica ha riconosciuto in AS5 delle microunità di breccia non visibili su campo, evidenziando un ruolo di questa dinamica formativa maggiormente esteso rispetto a quanto ipotizzabile sulla base del solo dato di terreno.

Tabella 10. Elenco dei massi rilevati nell'area di scavo dal 1991 (si veda Appendice I). Cx – complesso geoarcheologico, nd – non determinato. Le quote si riferiscono a metri sul livello del mare, le note si riferiscono alla documentazione fotografica relativa (sezioni stratigrafiche).

quadrato	cx	quota base	quota tetto	unità	note
L>M20	DD-TL	354,4	> 355	\	
L-M16>15	DD-TL	353,1	353,8	\	
J>I17	DD-TL-AS	353,9	354,3	\	
D20>19	nd	ca. 355,1	ca. 355,7	dec-5	non ortorettificata
B21	AS1	nd	nd	II-a	
N-O19>20	AS3	352,9	353,2	II-t a II-p	
O>P18	AS3	352,8	353,1	II-t a II-p	
I20	AS5	352,9	353,6	III-e/h a II-u	
J>I22	AS5	ca. 352,4	ca. 353	III-n a III-e	non ortorettificata

⁴³ Per una discussione estesa della micromorfologia della sequenza di Cueva Antón suddivisa per facies sabbiose, limose, unità II-u e III-d si rimanda ad Angelucci et al. (2013a) che, come già menzionato, include la pubblicazione di una parte dei dati micromorfologici ricavati nell'ambito della presente ricerca dottorale.

Composizione e provenienza

L'apporto autoctono in sezione sottile è rappresentato dalla classe CLC-LOC (*calcare locale*), composto da frammenti grossolani (>0,5 mm) con selezione scarsa rispetto al sedimento incassante, angolosi, da tabulari ad equanti che si dispongono per lo più planarmente. La litologia predominante è il calcare fossilifero nummulitico, seguita dal conglomerato carbonatico con cemento sparitico e dalla calcarenite (fig. II.7A-C), litologie che trovano stretta corrispondenza con le formazioni affioranti al sito (fig. II.4 B). Sono presenti inoltre dei frammenti di polisparite che potrebbe rappresentare il cemento del conglomerato locale (v. tab. 10). Questo gruppo, indicativo quindi dell'apporto locale e predominante nella facies breccia (unità II-k), è relativamente diffuso anche nelle altre facies specialmente nel subcomplesso AS5, sia nella forma di allineamenti che demarcano le superfici di strato, come ad esempio tra le unità III-c e III-d (*infra*), e che indicano superfici interne alle unità stesse, come ad esempio unità II-l e II-u, sia accorpate nelle unità sabbiose, come nell'unità archeologica III-i/j. Va rimarcato come la disgregazione della roccia locale abbia prodotto anche dei frammenti più fini, nella taglia della sabbia e di composizione sia carbonatica (classe CLC) che silicoclastica (classe SIL), rielaborati dalle sabbie fluviali; dato l'arrotondamento delle particelle che compongono il substrato locale (v. tab. 10) non sempre è possibile discriminare i due apporti all'interno della sabbia fine.

Una parte piuttosto limitata dell'apporto autoctono è costituita dalla classe CLC-OTH 2 (*others*, v. tab. 10) che include rari frammenti di concrezioni calcaree. Possiedono una granulometria maggiore rispetto al sedimento circostante e sono indicativi del degrado della parete rocciosa locale a seguito di un periodo di stabilizzazione, umido, che ha permesso la precipitazione in più fasi, anche mediata biologicamente, della calcite a creare delle lamine (Frisia and Borsato 2010). Una volta disgregati sono stati parzialmente rimaneggiati dall'azione idrica ed inclusi nelle sabbie fluviali, come osservato nelle unità III-k/l (AS5), II-ñ (AS3) e III-g (AS5).

Dinamiche di accumulo

Si ritiene che la disgregazione del substrato roccioso che ha formato il detrito delle dimensioni inferiori a circa 5 cm possa essere correlata principalmente al processo del gelo discontinuo che ha determinato il crioclastismo in condizioni freddo umide (cf. Courty and Vallverdú 2001), sebbene non si possa escluderne un limitato apporto dovuto alla desquamazione della roccia conseguente ai cicli secco/umido (Farrand 2001), come osservabile tuttora (Angelucci et al. 2013a). Il crioclastismo è quel processo di disgregazione fisica che avviene a causa delle forti pressioni esercitate dal congelamento dell'acqua infiltrata all'interno di una roccia. L'aumento di volume, di circa il 10%, indotto dal cambiamento di fase determina la propagazione di nuove fratture, che aumentano ulteriormente la suscettibilità al crioclastismo della roccia durante i successivi cicli, e la frammentazione della roccia stessa. Questo processo può avvenire sia lentamente, su scala stagionale/annuale, sia giornalmente ed è più rapido laddove l'escursione termica diurna oscilla spesso da sopra a sotto lo zero, in particolare almeno a -5°C (Farrand 2001) per cui l'entità del deposito, e la dimensione

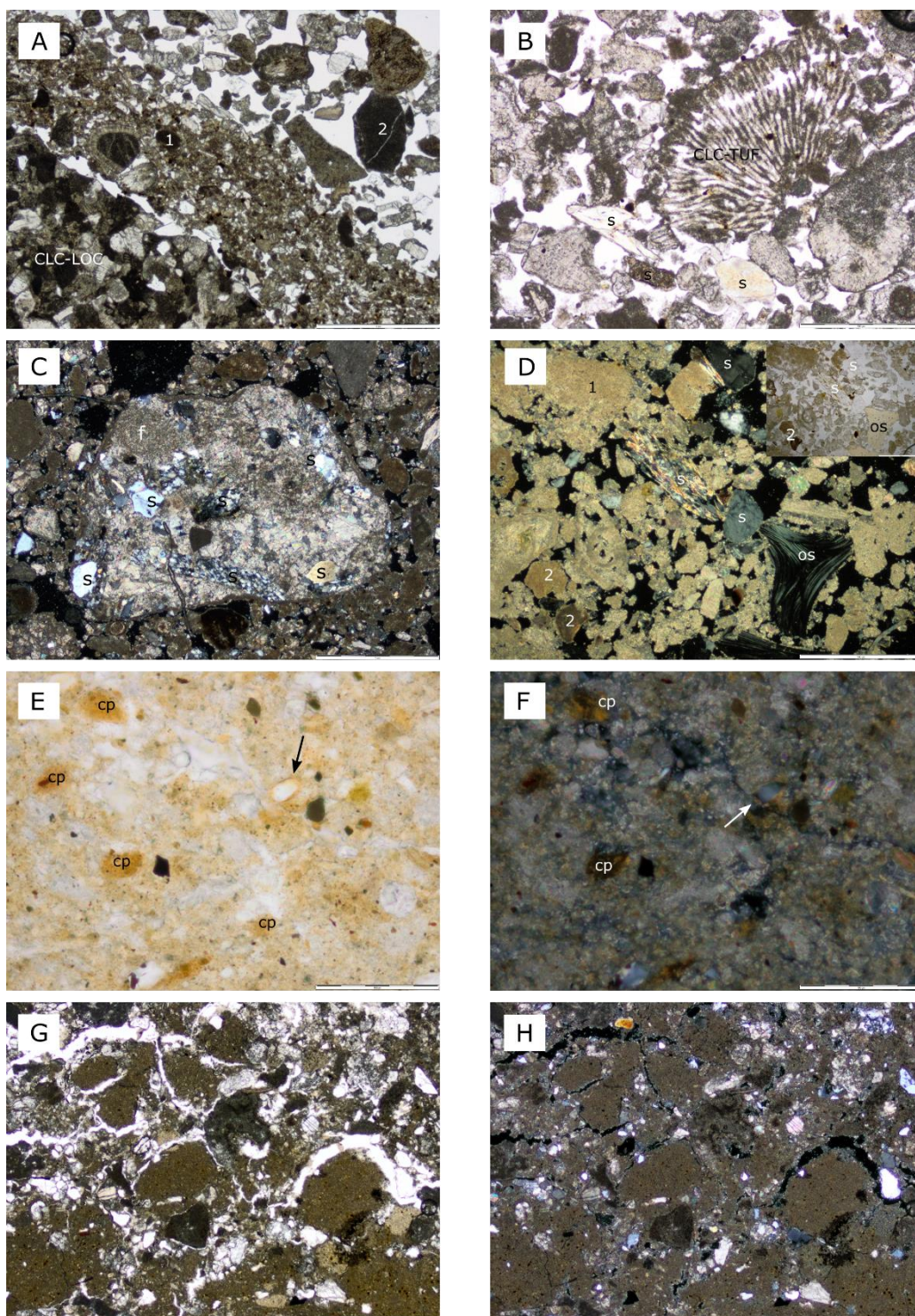
delle placchette, non riflette l'intensità delle condizioni climatiche fredde, bensì la frequenza dei cicli di gelo-disgelo (es. Castiglioni 1986, Farrand 2001). La roccia in cui si apre il riparo è costituita da conglomerato calcareo, calcarenite e calcare fossilifero (sez. II § 4.1), e sebbene appaia compatta, la sua natura clastica e sedimentaria si traduce nella presenza di superfici di discontinuità che possono favorire l'infiltrazione dell'acqua e la conseguente alterazione. Inoltre, sembra che il distacco del materiale clastico sia stato particolarmente attivo in corrispondenza della frattura che insiste sulla volta rocciosa, la quale ha costituito un luogo preferenziale di distacco forse per una sua connessione a movimenti tettonici (unità II-k, v. sez. II § 6.3.2).

Di fatto, i *markers* biologici (Zilhão et al. in prep.) e micromorfologici provenienti dalle unità a breccia (unità II-k) o contenenti della breccia, come l'unità II-l (Appendice III), confermano condizioni fredde, per cui si considera questo tipo di accumulo il risultato del crioclastismo. I clasti che compongono la breccia, a supporto per lo più clastico (litofacies Bc, tab. II.4), localmente sono rimaneggiati dal flusso idrico (litofacies Bm, tab. II.4). In sezione sottile i clasti di origine locale che compongono la facies Bcf dell'unità II-k (fig. II. Tessiturale A- B), non rimaneggiati dal movimento idrico, presentano dei ricoprimenti di micrite e microsparite (sez. II § 6.2.1). La mobilizzazione e precipitazione del CaCO₃ potrebbe essere connessa alla percolazione idrica dalla volta e dalla parete rocciosa e al fenomeno del disgelo dello *ice lensing*, che potrebbe essere testimoniato anche dalla presenza di rivestimenti di argilla impura (sez. II § 6.2.3).

Come esposto in Appendice III (Tab. AIII.1), l'intera sequenza archeologica vede la presenza di unità a breccia, anche nella sua forma rimaneggiata. In AS1 e AS2 si nota però l'aumento dell'apporto gravitativo, in termini di frequenza, spessore totale e spessore relativo al subcomplesso. Questo trend potrebbe essere correlato ad un cambiamento delle condizioni climatiche in senso freddo e meno umido, con l'azione di più cicli gelo/disgelo, e alla diminuzione dell'apporto alluvionale.

La caduta dei grandi massi all'interno dell'area del riparo può essere invece correlata ad episodi sismici, come peraltro suggerito, almeno localmente come ad esempio nell'unità I-j, dalle strutture sedimentarie di deformazione (*infra*), sebbene questo processo sembri maggiormente espresso nella sequenza non archeologica recente (tab. 10, sez. II § 6.3.3; Zilhão et al. in prep.). La caduta di massi può essere inoltre essere stata innescata dal ritiro dei versanti causato dall'erosione fluviale laterale con conseguente retrocessione della *drip-line*, sebbene in questo caso l'accumulo dovrebbe essere avvenuto in corrispondenza della *drip-line* e non all'interno dell'area protetta (Farrand 2001); non si può escludere che i due processi abbiano agito in combinazione.

Figura II.7. Componenti grossolani del deposito di Cueva Antón. (A) sedimento laminato limo-sabbioso (1) e sabbioso (2) a predominante composizione calcarea; si noti il frammento di calcarenite locale (CLC-LOC) (solco II-u, CA1102, barra 1 mm, PPL); (B) sabbie con frammenti di tufo calcareo (CLC-TUF), si noti l'aspetto dendritico, la granulometria maggiore delle altre componenti e la presenza di granuli silicoclastici (s) (III-e/g, CA-01, PPL, barra 0,5 mm); (C) sabbie con granuli silicoclastici (s) inclusi frammenti di roccia metamorfica, frammenti di osso (os). Tra le componenti carbonatiche si noti (1) aggregato di micrite con aspetto *clotted* e (2) granuli micritici con colorazione grigiastra scura (III-i/j, CA1101a, XPL, barra 0,5 mm). Il riquadro è la stessa microfotografia ma in PPL; (D) frammento di calcarenite, si notino i frammenti di fossili (f) e silicoclastici (s) e silicoclastici (s), quali quarzo, scisto, feldspato (III-i/j, CA1101b, PPL, barra 1 mm); (E) *clay pellets* (cp) a costituire un sedimento limoso. La freccia indica un granulo silicoclastico con un rivestimento continuo di argilla ad estinzione netta simile a quella dei *clay pellets*. Si noti l'aspetto maculato della micromassa (II-l, CA1105, PPL, barra 100 μ m); (F) come (E) ma XPL; (G) litorelitti composti da frammenti di facies fine rimaneggiati dal flusso idrico (*rip-up clasts*) (II-ñ, CA05, PPL, barra 1 mm); (H) come (G) ma XPL.



6.1.2 Apporto alloctono alluvionale

Sul terreno il deposito alluvionale è dato dalle facies marnose, limose, sabbiose e ghiaiose, rappresentative di una sedimentazione idrica ad energie differenti (tab. II.4, Appendice III). Come dimostrato in Angelucci et al. (2013a) l'osservazione micromorfologica conferma l'origine delle litofacies proposta basandosi sul dato macroscopico. Le facies fini (M e L, tab. II.4), accumulate per decantazione, sono indicative di un'ambiente sedimentario alluvionale di bassa energia e sono connesse ad episodi di esondazione sulla piana inondabile o al riempimento di canali abbandonati; le facies sabbiose e ghiaiose (S, Gr, tab. II.4) sono state deposte a seguito dell'interruzione del trasporto trattivo sul fondo di una corrente idrica incanalata ad energia moderata/alta e indicano la formazione di barre alluvionali e lo scorrimento di un paleocanale (ma vedi oltre). L'analisi delle associazioni di queste facies, identifica vari ambienti di sedimentazione riferibili essenzialmente all'area di decantazione delle piene sulla piana inondabile o su un terrazzo, all'area presso l'alveo fluviale oggetto di una tracimazione di piena e con la formazione di un deposito rotta e all'alveo fluviale di piena (sez. II § 7.1.1).

Strutture sedimentarie

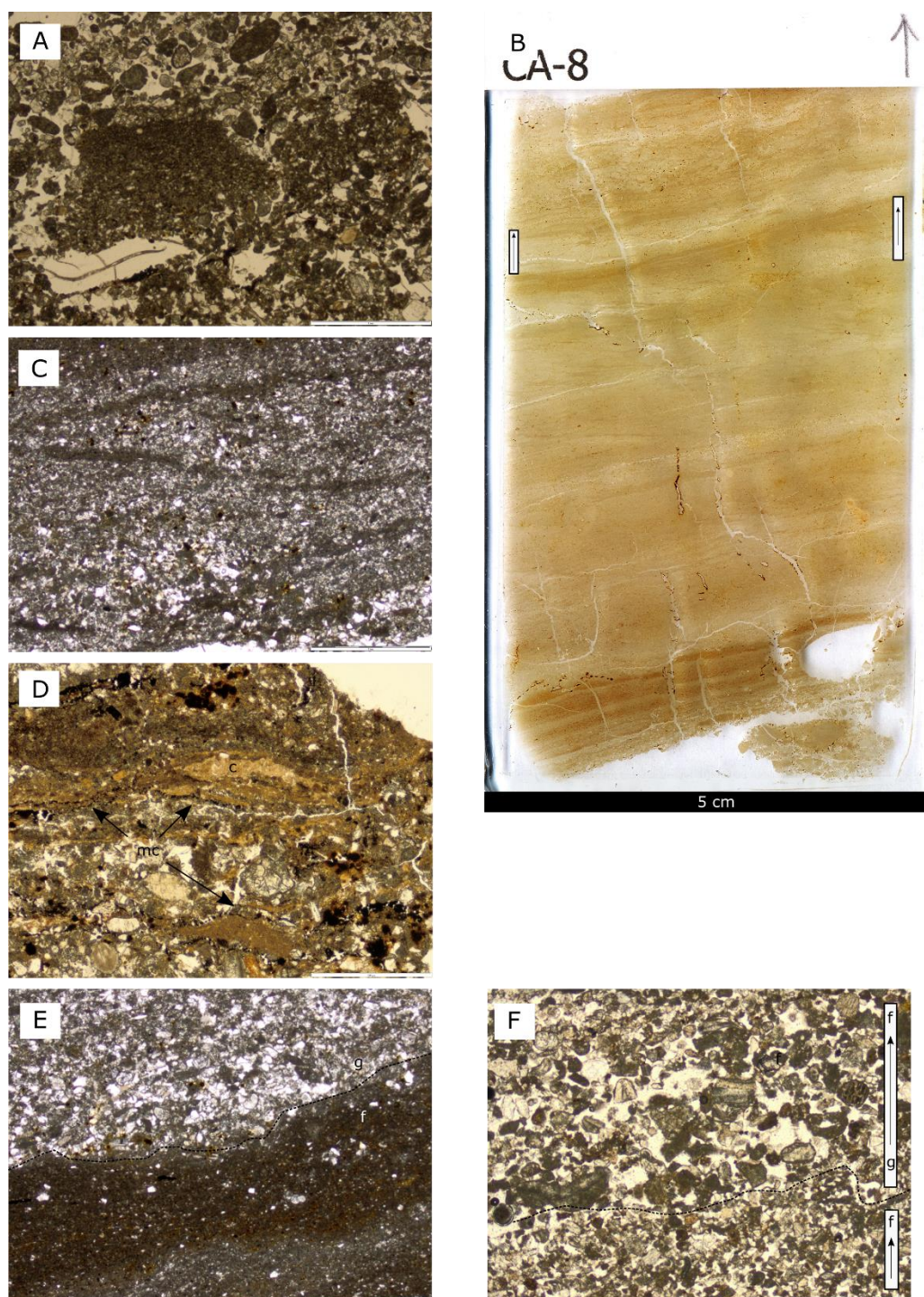
Ad un'analisi di terreno, il deposito di Cueva Antón mostra strutture sedimentarie trattive ed erosive, connesse per lo più al trasporto di fondo di correnti idriche, e deformative, tipiche dell'ambiente di sedimentazione alluvionale (Appendice III, tab. AIII.4). In sezione sottile, con i limiti dimensionali intrinseci dell'osservazione a microscala, queste strutture si traducono nella presenza di gradazione diretta⁴⁴, laminazione piano-parallela o parallela-inclinata tipo *flaser*, e figure probabilmente connesse al *dewatering*. Certamente le strutture sedimentarie sono meglio apprezzabili a macroscala e occasionalmente sono state identificate in sezione sottile delle strutture sedimentarie non rilevate su campo, quali la laminazione fine a gradazione diretta, spesso frammentaria (fig II.8A), e una microstratificazione a dimostrazione di un'eccellente conservazione del sedimento che compone la stratificazione di Cueva Antón.

Nel dettaglio, le strutture sedimentarie trattive si esprimono a microscala nella forma di laminazioni piano-parallele fini e inclinate-parallele, a gradazione diretta (fig. II.8). Le laminazioni sono costituite dall'alternanza di lamine grossolane, alla base, e di lamine fini al tetto, che, congiuntamente, rappresentano un ciclo completo di sedimentazione, con spessore variabile da 1 mm a 2-3 cm, innescata dalla progressiva perdita di energia del mezzo idrico (fig. II.8B, E- F). Infatti, le lamine grossolane sono composte da particelle sabbiose, ben selezionate che mostrano una gradazione diretta e hanno limite inferiore erosivo, mentre le lamine fini, costituite da limo e argilla, sono spesso massive coronate al tetto da un sottile strato di argilla, ad indicarne un accumulo per decantazione (fig. II.8D, E). Così, l'aspetto laminato è conferito dalle variazioni

⁴⁴ Questo tipo di gradazione è definito anche gradazione normale.

granulometriche conseguente al decrescere dell'energia del mezzo (lamine più ricche di argilla vs ricche di sabbia) (fig. II.8 B), spesso associato ad un fenomeno di piena.

Figura II.8. Micrografie delle strutture sedimentarie rilevate in sezione sottile. A) frammento di sedimento fine gradato (III-i/j), CA110a, PPL, barra 1 mm); (B) scansione della sezione sottile CA-08 (II-p, PPL, barra 5 cm); (C) laminazione tipo *flaser* (II-p, CA-08, PPL, barra 1 mm); (D) laminazione piano-parallela a gradazione diretta: le lamine fini sono costituite da prodotti di combustione, quali cenere (c) e materia vegetale combusta (mc) (solco base II-u, CA1102, PPL, barra 0,5 mm); (E) lamina grossolana (g), sabbiosa, con limite erosivo sulla sottostante lamina fine (f), limo argillosa (unità II-p, CA-08, PPL, barra 1 mm); (F) sabbie a gradazione diretta: la laminazione è scarsamente riconoscibile a causa della minima variazione granulometrica tra la lamina fine (f) e quella grossolana (g) (III-i/j, CA1201, PPL, barra 1 mm).



Meritano particolare attenzione le figure sedimentarie da deformazione da carico⁴⁵ come la liquefazione, in quanto costituiscono delle trasformazioni postdeposizionali delle strutture primarie ben riconoscibili su campo nell'unità archeologica III-i/j. Nelle subunità III-i/j1 e III-i/j2, le superfici dei focolari 4 e, soprattutto, 5 (qq. M-O/18) presentano delle strutture a fiamma a scala centimetrica (v. sez. II § 6.1.3), riscontrate anche nell'unità III-i/j dell'area centrale di scavo, pochi centimetri al di sopra dell'affioramento roccioso (q. L>M17). Una deformazione tipo *boudinage* (o *dish and pillars*) ha interessato il sedimento marnoso (facies Mby, tab. II.4) dell'unità I-j (AS1) e sito tra la base dell'unità sabbio-ghiaiosa II-t e il tetto dell'unità franco limosa II-u (q. L>M16, q. L16>15; AS5). In sezione sottile le deformazioni da carico si manifestano esclusivamente nella subunità III-i/j3⁴⁶ nella forma di riempimenti di vuoti subverticali di materiale fine, limo sabbioso, indicativi di intrusioni plastiche dal deposito sottostante probabilmente a causa del processo di iniezione (CA1204 *facies m-n/r* e Mu3).

Presupposto per la formazione di queste strutture è la completa saturazione d'acqua di un sedimento sabbioso, che si traduce nel livello di falda nei pressi della superficie, e la rapida sedimentazione di materiale con maggiore densità rispetto al sottostante, come accade tipicamente in ambiente alluvionale con stagnazione d'acqua. La figura a fiamma si forma quando un sedimento sabbioso si accumula rapidamente su un sedimento più fine che viene deformato dal carico del soprastante (come nel caso dei focolari il cui tetto, limoso, viene deformato dalla soprastante unità sabbiosa), mentre la figura di *boudinage* indica un processo di liquefazione anche su superfici inclinate: lo scivolamento laterale favorito dalla pendenza produce degli 'arricciamenti' che si affiancano ad 'affossamenti' dovuti allo sprofondamento dello strato soprastante allo strato liquefatto con un effetto tipo sabbie mobili. Vale la pena ricordare che le deformazioni, e in particolar modo la liquefazione, possono essere generate anche dal carico dinamico indotto dallo scuotimento sismico⁴⁷ (es. Berra and Felletti 2011 e Serva et al. 1987, bibliografia citata), e indicare quindi un episodio sismico, come è stato rilevato, ad esempio, lungo il basso corso dello stesso fiume Mula (Silva et al., 1996, sez. II § 6.3.1), che si ricorda scorrere in una regione tettonicamente instabile (v. sez. I cap. 3). Di fatto, l'alto tasso di accumulo associato alle dinamiche formative del sito, quali la sedimentazione sulla pianura alluvionale o in acque più o meno ferme, la predominante tessitura sabbiosa delle unità deformate, le piccole dimensioni delle strutture stesse e la loro discontinuità laterale, porterebbe a supportarne un'origine sedimentaria, connessa ad una rapida sedimentazione, piuttosto che sismica (cf. Obermeier 1996, Owen and Moretti 2011).

⁴⁵ Conosciute anche con il termine di modificazioni duttili.

⁴⁶ Non si esclude questo dipenda dalla densità di campionamento, particolarmente alta per le unità archeologiche.

⁴⁷ In questo caso tali figure sedimentarie deformative prendono il nome di sismiti; si generano a seguito di eventi sismici, con magnitudo di almeno 5-5,5 (es. Obermeier 1996) con epicentro, generalmente, entro una distanza massima di 100 km (es. Galli 2000). Per una trattazione sintetica del tema si veda Serva et al. (1987) e Berra and Felletti (2011).

Il *boudinage* rilevato tra le unità II-u/t sembra corrispondere ad un argine naturale, o una parte di esso, del canale di II-t⁴⁸, ma la presenza di grandi massi accumulato durante la formazione dell'unità II-t (tab. 10, Appendice I sezione stratigrafica M-O/19>20 e O>P18-19) potrebbe conseguire ad un evento sismico, il quale potrebbe aver determinato l'alterazione del sottostante deposito saturo d'acqua creando la suddetta figura di liquefazione, la quale testimonierebbe un terremoto avvenuto nei dintorni del sito, nel raggio massimo di 50 km (es. Galli 2000). Per testare queste ipotesi sarebbe auspicabile condurre ulteriori accertamenti, ampliando l'esposizione delle unità in questione e indagando con delle prospezioni geofisiche l'area non scavata in modo da rilevare eventuali fratture o altri indicatori macroscopici di attività sismica, quali, ad esempio, la massiccia presenza di blocchi calcarei distaccati dalla cavità.

Composizione e provenienza

L'apporto alloctono, alluvionale, è costituito in sezione sottile da particelle minerali arrotondate e subarrotondate nella taglia del limo e della sabbia a chimismo carbonatico (classe CLC, *calcare*, CLC-TUF *tufo calcareo*), di natura silicatica (classe SIL) ed organica (parte della classe ABC), oltre che da frammenti di sedimento alluvionale e frammenti di suolo rimaneggiati (classe OTH *altro*; v. tab. II.9).

La classe CLC (*calcare*) è composta da granuli micritici, frammenti di fossili e aggregati di polisparite la cui formazione di provenienza non è identificabile con precisione⁴⁹ (fig. II.7A). Si presenta ubiquitariamente nella taglia del limo e della sabbia molto fine/fine, granulometria prevalente delle unità analizzate, ed è il più importante gruppo costitutivo del sedimento di Cueva Antón, rappresentando almeno il 60 % delle componenti grossolane dell'intera sequenza analizzata. La granulometria e l'arrotondamento ne indicano un trasporto idrico.

All'interno del deposito AS, ma non nel complesso inferiore FP⁵⁰, si distingue la presenza di granuli di tufo calcareo⁵¹ (CLC-TUF, v. tab. II.9) subarrotondati ad arrotondati, con dimensioni superiori al resto del materiale a cui si trovano associati (generalmente nella taglia della sabbia grossolana o superiore). Nei frammenti di dimensioni maggiori si riconoscono frammenti di muschi e di altri microrganismi. Localmente i frammenti di carbonato di calcio presentano un foro centrale, probabilmente relitti di radici calcificate (unità III-e/h, III-i/j, III-i/j1), mentre è ampiamente osservabile la micrite con aspetto *clotted peloidal* e l'elevata porosità (fig. II.7B). La bassa densità di questa litologia ne ha favorito il trasporto e l'accumulo insieme a materiali più densi e di granulometria minore. La presenza di organismi vegetali indica la formazione di questa roccia in ambiente

⁴⁸ Per una discussione articolata della storia formativa del sito si veda il capitolo 7.

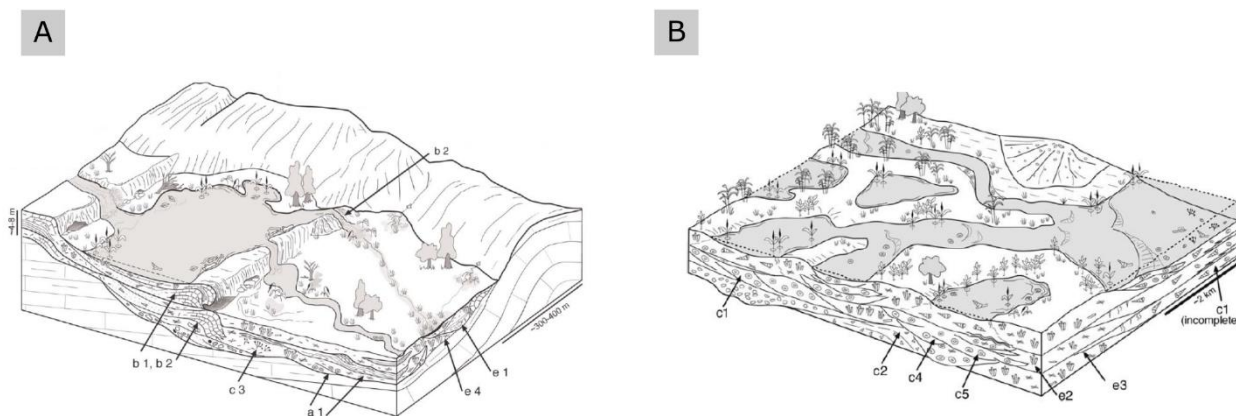
⁴⁹ Per esempio un granulo micritico, abbastanza diffuso nel gruppo CLC, può provenire dal cemento o da una particella di un conglomerato calcareo, dal calcare nummulitico, dai quali erediterebbe la morfologia più o meno arrotondata, o dal rimaneggiamento di un calcare micritico o da un tufo calcareo.

⁵⁰ Nelle unità sabbiose di AS5 si riconosce una frequenza e una dimensione maggiore di questi componenti rispetto alle altre unità analizzate, le quali peraltro, hanno una granulometria più fine. La sovra rappresentazione in parte deriva dal riconoscimento più difficoltoso nelle unità limose.

⁵¹ Terminologia secondo Capezzuoli et al. (2013) a cui si rimanda per un'estesa trattazione riguardo il tufo calcareo e il travertino.

fluviale⁵² in corrispondenza di cascate, dighe naturali e, in generale gradini morfologici (cf. es. Arenas-Abad et al. 2010) In generale, la formazione dei tufi fluviali quaternari è associata a condizioni climatiche da calde ad aride, sebbene venga riconosciuta l'influenza di altri fattori, come la tettonica (Arenas-Abad et al. 2010), condizioni attive nel SE della Spagna nel Pleistocene Superiore come testimonia l'accumulo di questo materiale nel bacino idrografico del fiume Aguas (provincia di Almeria) datato tra 92 e 26 ka, ma interrotto da vari episodi di incisione fluviale (U/Th; Schulte et al. 2008). Pur essendo presente un vasto affioramento di *travertino del Quaternario*⁵³ (IGME 1972a) a poche decine di chilometri a monte del sito, presso Bullas (fig. II.2), la provenienza dei frammenti rilevati in sezione sottile può essere connessa a formazioni di dimensioni ridotte e non cartografate o erose nel corso del Pleistocene e dell'Olocene. Di fatto, la presenza in sezione sottile di frammenti di tufo calcareo con frammenti di muschi e macroorganismi, indica che il profilo longitudinale del Mula era piuttosto articolato già durante il Pleistocene Superiore, probabilmente a causa di differenze litologiche e dell'erosione differenziale oltre che di fattori tettonici come esemplificato in figura II.9. Un confronto moderno di quella che poteva essere la conformazione del fiume poco a monte di Cueva Antón è visibile presso Fuente Caputa, alla testata di Rambla de Perea, affluente sinistro del fiume Mula. Qui il corso d'acqua percorre una serie di cascatelle prima di formare una pozza scavata nella roccia e in corrispondenza dei dislivelli si è formato un deposito piuttosto consistente di tufo calcareo, in parte fossile, a formare delle dighe naturali⁵⁴.

Figura II.9. Ambiente di deposizione tufo in ambiente fluviale. (A) Rappresentazione grafica di un contesto formativo di tufo calcareo presso cascate e gradini morfologici (da Arenas-Abad et al. 2010, fig 6); (B) rappresentazione di un fiume multicanale: le aree umide/palustri individuate all'interno dei canali attivi possono ospitare l'accumulo carbonato biogenico (da Arenas-Abad et al. 2010, fig. 4).



Il gruppo SIL (*silicoclastico*, tab. II.9) comprende frammenti di roccia e minerali di natura principalmente silicatica, da subarrotondati a subangolari, fra cui si riscontrano soprattutto granuli di quarzo e in misura

⁵² Per una disanima dell'origine dei carbonati continentali, incluso il tufo calcareo si veda Alonso-Zarza and Tanner (2010).

⁵³ Non sono attualmente disponibili datazioni o studi geologici approfonditi su questo affioramento.

⁵⁴ È stato raccolto un campione micromorfologico proprio da questa formazione in modo da avere un analogo per l'interpretazione delle componenti del sedimento di Cueva Antón.

minore feldspato, muscovite, frammenti di selce, frammenti di roccia ignea o metamorfica ricca in muscovite e poliquarzo (fig. II.7B, D). Costituisce la frazione secondaria del sedimento di Cueva Antón, coprendo generalmente il 15-25% delle componenti grossolane. Questo gruppo, per lo più ben selezionato, è presente diffusamente nella classe granulometrica del limo e della sabbia, da molto fine a media, con presenze occasionali nella taglia della sabbia grossolana o superiore. In media i componenti SIL sono più fini delle componenti CLC che vanno a comporre la stessa unità, probabilmente a causa della granulometria stessa del materiale di provenienza. I componenti SIL derivano infatti dallo smantellamento di formazioni conglomeratiche del Terziario dell'*Unidad de Mula* o relative ai terreni post-orogenetici, diffuse nel bacino del Mula e presso il sito (figg. II.2, II.7C), come potrebbe indicare la presenza di rivestimenti ereditati di micrite su alcune particelle (es. II-b, II-l, III-d, III-i/j). Di fatto, i conglomerati del Miocene Inferiore includono frammenti di rocce ignee e metamorfiche la cui origine è da collegarsi all'erosione innescata dall'orogenesi della Catena Betica (IGME 1972a); attualmente queste formazioni conglomeratiche affiorano poco a monte del sito, a partire da Bullas, e costituiscono il rilievo sinclinale in cui si apre il riparo stesso (figg. II.2, II.4B), per cui in parte rappresentano l'apporto autoctono (sez. II § 6.1.1). Va comunque precisato che un'ulteriore possibile fonte di roccia metamorfica (serpentino) è presente presso la testata della valle dove affiorano formazioni dell'*Unidad Triásica* (fig. II.2). Parallelamente, un'ulteriore fonte è rappresentata dai suoli che hanno alterato queste formazioni. Il rivestimento di argilla bruno-rossastra sui granuli SIL molto fini⁵⁵, osservato quasi esclusivamente nelle unità di AS2 e AS1 (fig. II.7E-F), potrebbe rappresentare il residuo di un suolo rubefatto tipo *terra rossa* e indicarne una origine pedogenetica. I prodotti di disgregazione e smantellamento delle formazioni rocciose e pedogenetiche, per opera dell'azione delle acque e della gravità, sono stati poi depositi a Cueva Antón dall'azione del Mula, sebbene alcuni granuli possano derivare dalla disgregazione fisico-chimica della roccia locale stessa in cui si apre il riparo, composta in parte di conglomerati, calcare fossilifero e calcarenite, litologie che includono granuli di quarzo e feldspato (tab. II. 9). L'apporto alluvionale è composto anche dai componenti della classe OTH (*others*, v. tab. II.9) ovvero frammenti di sedimento e di suolo, definiti rispettivamente *litorelitti* e *pedorelitti* (Brewer 1976). I primi sono costituiti da frammenti piuttosto grandi, a raggiungere dimensioni millimetriche, per lo più angolosi o subangolosi di sedimento grigio-giallastro limoso o limo-argilloso di origine alluvionale analogo a quanto osservato nelle facies fini⁵⁶ del riempimento di Cueva Antón (fig. II.7G-H; facies M e L, v. tab. II.4). Rappresentano il tipico rimaneggiamento idrico dei sedimenti di piana inondabile con una dislocazione a breve distanza del materiale eroso dalla superficie su cui scorre il flusso, per lo più laminare. Sono diffusi nelle facies limose (unità II-p, II-ñ), sabbiose (unità III-g, III-i), mentre nell'unità II-u sono molto scarsi. Nei livelli antropizzati (unità III-d, III-j) potrebbero invece risultare dall'azione disgregativa indotta dal calpestio. Allo stesso modo, i frammenti arrotondati di suolo marroni ed opachi, rilevati occasionalmente (solco alla

⁵⁵ Specificatamente nella taglia del limo o sabbia molto fine.

⁵⁶ Ovvero limo e localmente argilla.

base dell'unità II-u, unità III-i/j), derivano dall'erosione e rideposizione idrica di un suolo sviluppatosi su sedimenti alluvionali che è il processo formativo della stessa unità II-u.

La maggior parte dei frammenti di suolo è data da *clay pellets*, ovvero grumi nella taglia del limo e sabbia fine, ben arrotondati, di argilla bruna a bruna rossastra, ricchi in granuli limosi di quarzo, frammenti di selce e di roccia metamorfica/igneo (fig.II.7E-F; tab. 9). Tali componenti sono frequenti in AS1 e AS2, mentre compaiono sporadicamente in AS5 (unità II-u, III-i/j e III-k/l). Similmente a quanto osservato per una parte dei componenti SIL, si ritiene derivino dallo smantellamento e rimaneggiamento da parte di flussi idrici di una coltre pedogenetica rubefatta tipo *terra rossa*. Questo tipo di suolo si sviluppa su substrati carbonatici in ambiente mediterraneo anche grazie ad apporti eolici (cf. Federoff and Courty 2013); è testimoniato nel Pleistocene nel bacino del Mediterraneo (es. Karkanis 2001, Woodward and Goldberg 2001) incluso nel SE della Spagna tra il Pleistocene Medio e l'inizio del Pleistocene Superiore (Ortiz et al. 2002) per cui era probabilmente diffuso anche nel territorio circostante il sito. L'erosione può essere avvenuta in occasione di una migrazione laterale del fiume, o di un suo paleocanale, che come si vedrà successivamente era caratterizzato da una discreta mobilità, o tramite il ruscellamento superficiale sui versanti divenuti instabili a seguito di un deterioramento climatico che ne ha ridotto la copertura vegetale, fenomeno comunemente osservato nelle sequenze del Pleistocene Superiore (es. Courty and Vallverdú 2001). Quest'ultima ipotesi sembra più probabile quanto meno per i pedorelitti rilevati in AS2 e AS1 in quanto tali porzioni sedimentarie registrano un chiaro deterioramento climatico sia da un punto di vista sedimentologico, con la massiccia presenza di depositi di breccia e microstruttura lenticolare (Courty and Vallverdú 2001; *infra*), che botanico (Zilhão et al. in prep.).

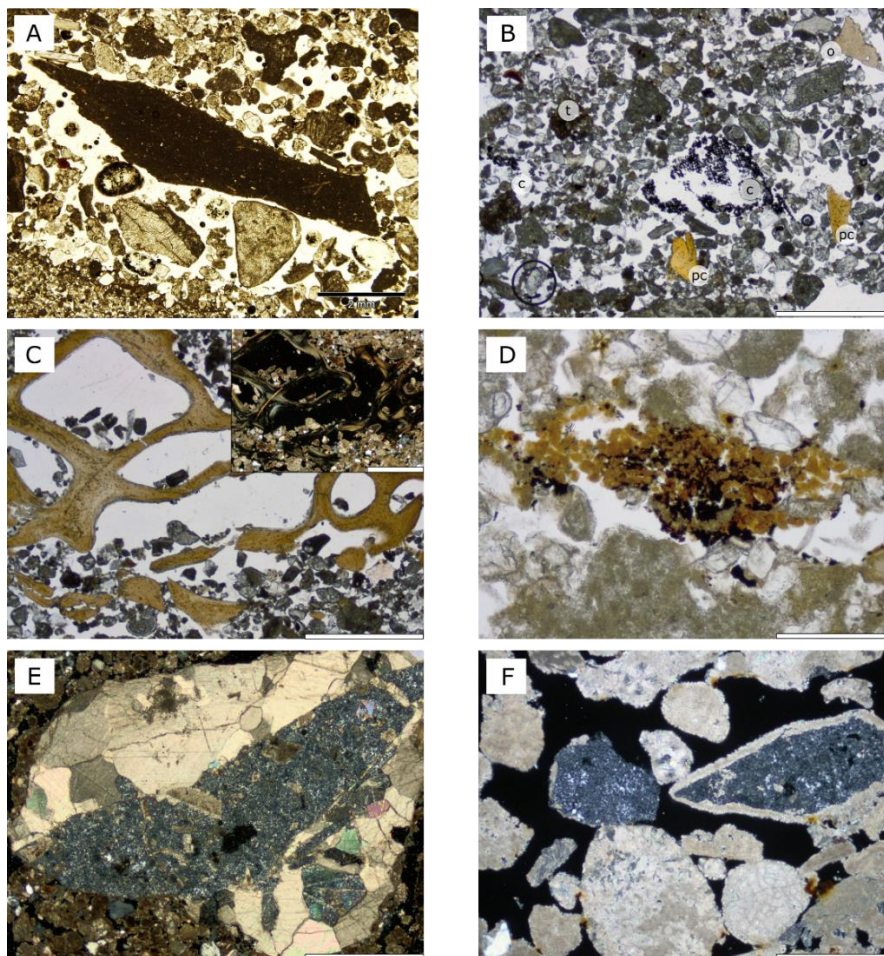
La maggior parte dei frammenti di materiale vegetale della classe ABC (tab. II.9, v. sez. II § 6.2.2) è stata apportata al sito dall'azione alluvionale di bassa energia in un contesto fluvio-palustre come ne suggerisce l'aspetto laminato rilevato, ad esempio, nell'unità II-u.

I sedimenti analizzati micromorfologicamente si compongono anche di una frazione fine, predominante nelle facies fini limo-argillose, e minimamente presente nelle facies sabbiose. La frazione fine è composta da argilla calcitica, localmente di sola micrite (es. breccia dell'unità II-k) o sola argilla (es. complesso FP). Il primo e l'ultimo caso (argilla calcitica e argilla) rappresentano il fango che si è depositato in ambiente alluvionale di bassissima energia, per decantazione (fig. II.7E), in cui la componente calcitica rappresenta il carico disciolto trasportato dal fiume, che scorreva ed erodeva substrati carbonatici. La frazione fine micritica potrebbe corrispondere ad un accumulo secondario del carbonato di calcio, probabilmente a seguito dell'evaporazione del mezzo idrico in cui era disciolto il carbonato di calcio (processo sindeposizionale), sebbene in alcuni casi non se ne possa distinguere l'origine.

6.1.3 L'apporto e l'azione antropica

Sul campo le unità archeologiche (I-k, II-l, II-u, III-d - III-b/d - e III-j - III-i/j) sono piuttosto limitate in relazione alla potenza totale del deposito e rivelano un'occupazione antropica di intensità limitata, caratterizzata da manufatti e resti faunistici dispersi. Un caso particolare è dato dall'unità III-i/j, dove sono registrati più focolari e almeno tre superfici di occupazione.

Figura II.10. Evidenze antropiche in sezione sottile. (A) frammento di scheggiatura su calcare micritico rimaneggiato dalla corrente idrica (III-g, CA-03, PPL, barra 2 mm); (B) componenti antropogenici in posizione secondaria quali frammenti di carboni vegetali (C), frammenti ossei variamente combusti (cp - o); si noti la presenza di granuli di tufo dalla colorazione scura (t) e la disorganizzazione del sedimento a causa del calpestio (III-i/j, CA1101b, PPL, barra 1 mm); (C) frammento osseo plurimillimetrico parzialmente combusto in posizione primaria (III-i/j, CA1101b, PPL, barra 1 mm); nel riquadro come (C) ma in XPL; (D) elemento composto da aggregati microcristallini di carbonato di calcio (cenere di legna), parzialmente fosfatizzato, e sostanza organica derivanti dallo smantellamento di una struttura di combustione (III-i/j, CA1101a, PPL, barra 200 µm); (E) granulo di conglomerato a cemento sparitico, composto da frammenti di selce microcristallina, da angolosi a molto angolosi con dimensioni fino a millimetriche. Si notino le impregnazioni di calcite (III-i/j, CA1101b, PPL, barra 1 mm); (F) frammenti di selce microcristallina: il frammento a destra, con impregnazioni di carbonato di calcio, oltre che al rivestimento di micrite, potrebbe derivare dalla disgregazione della roccia (cf E), mentre il frammento a sinistra, privo di impregnazioni di carbonato di calcio potrebbe essere antropogenico (base II-u, CA1102, PPL, barra 0,5 mm).



Le tracce di occupazione antropica rinvenute in sezione sottile sono date in parte dai componenti grossolani del sedimento (classe ABC *componenti antropici e biologici*), che costituiscono l'apporto antropico, e in parte dall'alterazione del substrato sedimentario prodotta dall'azione antropica, quali il calpestio e la combustione.

L'apporto antropico è testimoniato dai prodotti di scheggiatura in selce microcristallina, quarzite e calcare micritico di dimensioni eterometriche (fig. II.10A), solitamente molto maggiori rispetto al sedimento incassante ad indicare una scarsa, o assente, rielaborazione idrica (v. Angelucci 2010). L'apporto antropico è inoltre suggerito nelle unità II-l, III-d, III-i/j dalle dimensioni eterometriche di una parte delle componenti SIL e dalla loro scarsa selezione. Particolare attenzione va posta all'identificazione dei prodotti di scheggiatura in selce microcristallina: nei conglomerati a cemento sparitico sono stati rilevati dei frammenti eterometrici in selce microcristallina di origine geogenica con caratteristiche paragonabili ai frammenti antropogenici (v. Angelucci 2010), dai quali sono distinguibili solo localmente a causa della presenza di impregnazioni di calcite (fig. II.10E-F). Elementi chiaramente antropogenici sono rappresentati dai frammenti eterometrici di ossa combuste e non combuste (figg. II.7D, II.10B), talora con fratture indotte dal calpestio, anche in posizione primaria (fig. II.10C, es. Miller et al. 2009), rilevati nelle unità archeologiche, inclusa l'unità II-l, oltre che dai prodotti di combustione dispersi nelle sabbie, quali frammenti di carbone ed aggregati di cenere in posizione secondaria (figg. II.8D, II.10D). I frammenti ossei presenti nelle altre unità potrebbero invece derivare dall'azione biologica; in particolare, i resti dell'unità II-u potrebbero derivare dall'attività di rapaci notturni accertata dall'analisi della microfauna (Zilhão et al. in prep.). I frammenti di fosfato, densi o porosi, non sono direttamente associabili all'azione umana potendo rappresentare escrementi di altri mammiferi, carnivori ed erbivori. Le conchiglie, rilevate sia integre che allo stato frammentario, indicano invece l'apporto biogenico, al pari dei frammenti di radici e dell'accumulo di ossa da parte di rapaci, riscontrati solo localmente.

L'azione antropica si manifesta nell'assenza generalizzata delle strutture sedimentarie delle sabbie antropizzate dovuta al calpestio, il quale ha indotto quindi una disgregazione ed omogeneizzazione del sedimento stesso (v. oltre; cf. Angelucci et al. 2013a). La granulometria sabbiosa del sedimento, e la conseguente scarsa coesione tra le particelle, non ha permesso la compressione del materiale a formare una microstruttura laminare o subangolare tipica di sedimenti franchi (es. Gé et al. 1993, Courty et al. 1989). Il calpestio ha inoltre indotto la frammentazione delle ossa nelle unità II-l e III-i/j, e la formazione di litorelitti (tab. II.9; sez. II § 6.1.2).

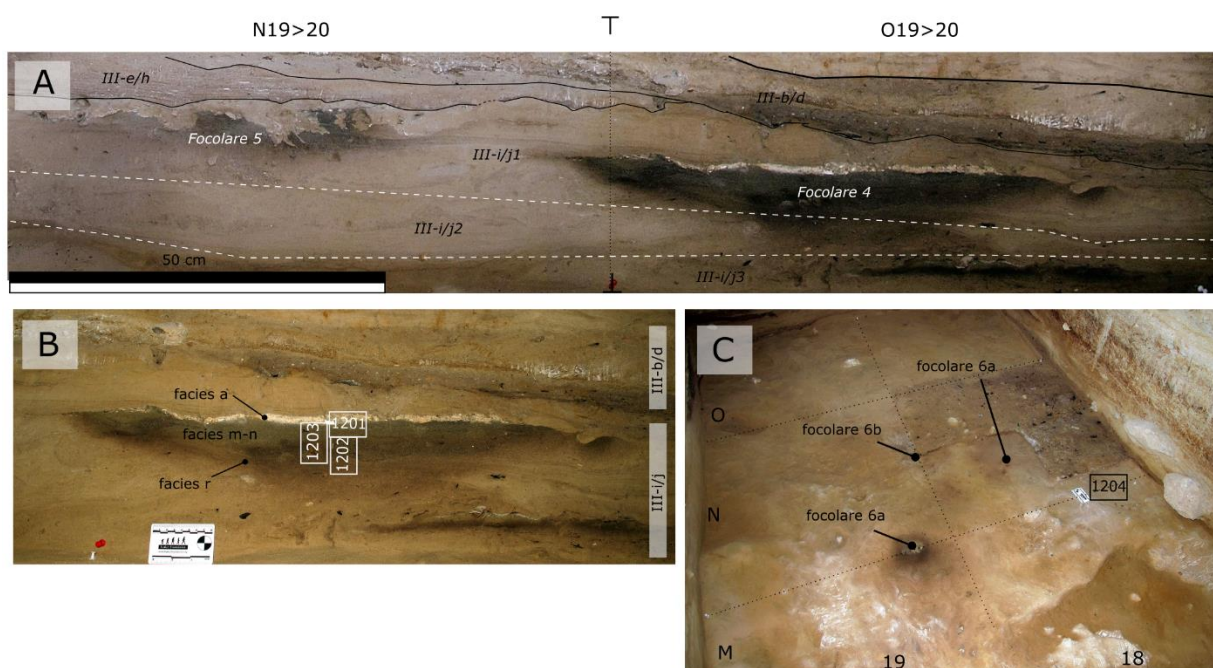
Le strutture di combustione

Macroscopicamente la combustione si riconosce al sito nella forma di strutture di combustione. I focolari rinvenuti nel 2012 nell'estensione occidentale dello scavo (fig. II.6) sono stati descritti sul terreno in termini di litofacies (Appendice IV tab. AIV.3, fig. II.11B).

Tali strutture di combustione si compongono, dall'alto verso il basso, di uno strato limoso biancastro che ricorda la cenere, più o meno continuo lateralmente (*facies a*) e di uno strato sabbioso bruno-nerastro (*facies*

m/n) che passa inferiormente, in maniera graduale, ad una fascia arrossata con margini inferiori diffusi (*facies r*). La successione sopra descritta (*facies a – m/n – r*) è tipicamente associata ad una struttura di combustione semplice in posizione primaria (es. Mentzer 2012, Courty et al. 1989), dove le facies rappresentano, dall'alto verso il basso, la cenere, che è il prodotto della combustione completa del combustibile organico in ambiente ossidante (*facies a*), il materiale vegetale carbonizzato, che identifica la superficie su cui è stato acceso il fuoco (Mallol et al. 2013) o il residuo della combustione parziale del combustibile (*facies m-n*; cf. Mentzer 2012) e il sedimento rubefatto, alterato dal calore generato dal focolare soprastante (*facies r*; Aldeias et al. 2016, Mallol et al. 2013, Canti and Linford 2000).

Figura II.11. Posizione ed organizzazione stratigrafica dei focolari 4, 5, 6 (unità III-*ij*). (A) Contesto stratigrafico del focolari 4 e 5 e delle subunità dell'unità antropica III-*ij* (III-*ij*1, III-*ij*2, III-*ij*3). Si notino le figure erosive e di deformazione al tetto delle strutture di combustione, particolarmente evidenti nel focolare 5 (sezione stratigrafica N-O 18>19, foto: J. Zilhão 2012); (B) dettaglio di (A): focolare 4 con indicazione delle facies descritte su campo e della proiezione del posizionamento delle sezioni sottili raccolte (scala 8 cm, foto: J. Zilhão 2012); (C) vista dell'area di scavo occidentale, dell'organizzazione spaziale del focolare 6 e del posizionamento della sezione sottile raccolta (foto: J. Zilhão 2012).



Le *facies m/n* e *r*, insieme, impartiscono una forma concava all'evidenza di combustione, particolarmente evidente nel focolare 4 e solo ipotizzabile per il focolare 5 a causa dell'erosione superficiale (fig. II.11 B), che non riflette la morfologia della struttura di combustione⁵⁷, ma deriva dal processo di termoalterazione del substrato sedimentario. La diffusione del calore all'interno del sedimento/suolo diminuisce con la distanza dalla fonte di calore sia verticalmente che lateralmente determinando la termoalterazione con questa forma a bacino (es. Aldeias et al. 2016). A supportare tale interpretazione è la presenza della laminazione piano

⁵⁷ Strutture di combustione ricavate scavando una fossa all'interno del substrato sono conosciute come strutture a *couvette*.

parallela delle sabbie che compongono la fascia rubefatta (CA1202, CA1204, Appendice IV tab. AIV.1, v. oltre), la cui presenza presuppone un bacino di sedimentazione piano e non concavo, per cui il focolare era di tipo semplice (cf. Mallol et al. 2013). Presso l'area carboniosa del focolare 6 la presenza di tre punti rubefatti circoscritti permette di individuare l'esistenza di altrettanti punti fuoco a creare una situazione di palinsesto (fig. II.11C).

L'analisi micromorfologica del focolare 4 e del focolare 6 (Appendice IV) rivela un quadro lievemente differente da quanto ipotizzato sul campo, specialmente per quanto riguarda lo strato biancastro superficiale.

Il prodotto della combustione? Facies a

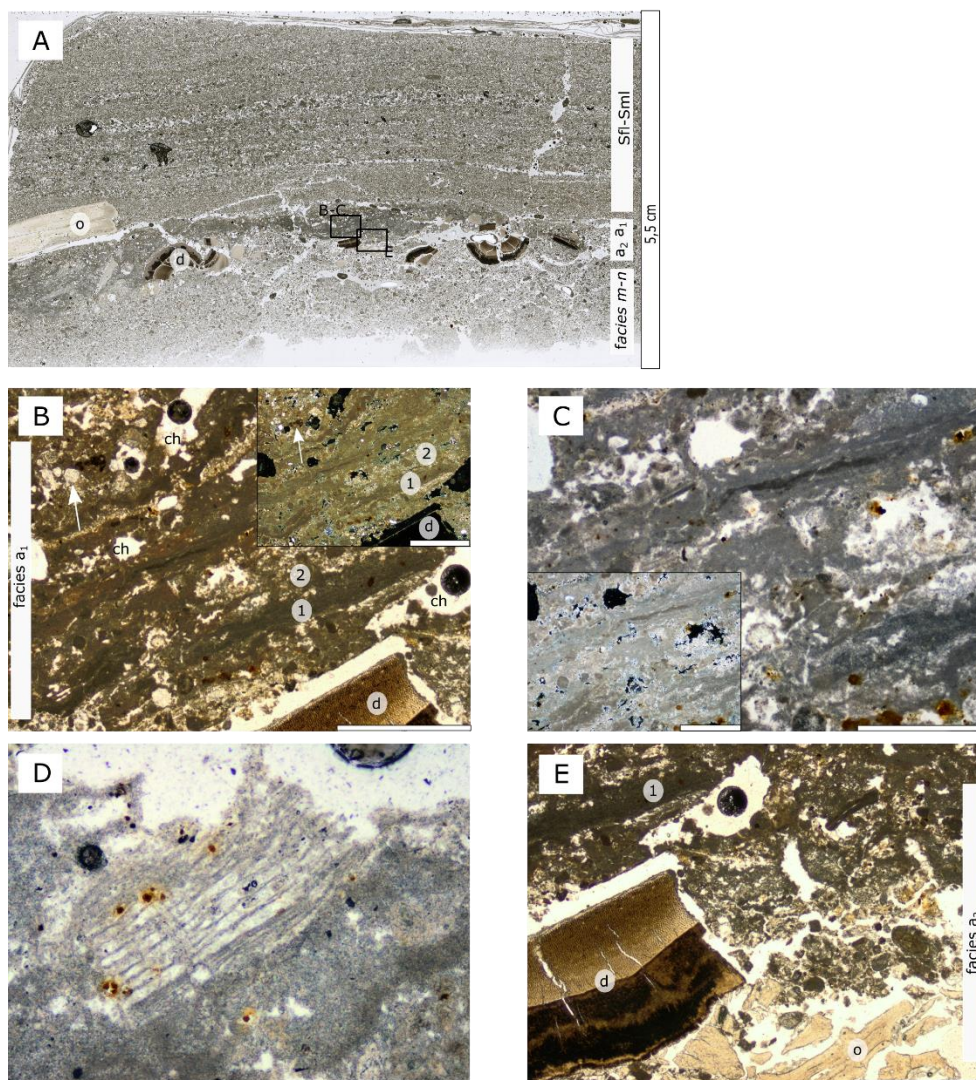
La *facies a* si compone di due microunità (fig. II.12A). La microunità superiore è costituita da carbonato di calcio con organizzazione laminare piuttosto irregolare: lamine di micrite densa ondulate/parallele, dello spessore variabile da alcune decine di micrometri a 0,2 mm, si alternano a lamine più porose e spesse (da circa 100 µm a 0,5 mm) costituite da micrite e microsparite che includono granuli detritici nella taglia del limo (fig. II.12B-C). Localmente sono riconoscibili rari residui vegetali calcitici e una porosità a canali (fig. II.12D). La microunità inferiore mostra una componente detritica sabbiosa maggioritaria, che include frammenti di sedimento fine e frammenti ossei variamente combusti di dimensione plurimillimetrica, localmente con una fratturazione tipica del calpestio (es. Miller et al. 2009; fig. II.12E), e vede una netta diminuzione del materiale fine calcitico verso il basso.

L'aspetto laminato del carbonato di calcio della porzione superiore della *facies a*, insieme alla presenza, seppur localizzata, di aggregati di calcite *clotted peloidal* e una microstruttura a canali, ne suggerisce un accumulo secondo meccanismi biologici (cf. Durand et al. 2010, sez. II § 6.2.1). A supporto di questa interpretazione sono i frammenti vegetali calcificati attribuibili a residui di apparati radicali, probabilmente di piante igrofile (fig. II.12D), determinati nella formazione di alcuni tipi di carbonati continentali presso la superficie topografica, al pari degli organismi microbiali (es. Alonso-Zarza 2003). Macro - e microorganismi⁵⁸ concorrono alla precipitazione di CaCO₃ grazie all'attività di fotosintesi e intrappolando particelle detritiche (cf. Arenas-Abad et al. 2010). La *fabric* riconosciuta al tetto della *facies a* di Cueva Antón mostra caratteri analoghi alla *facies stromatoliti* Ls2 descritta da Arenas-Abad et al. (2010: tab. 1) il cui ambiente formativo è costituito da piccole pozze poco profonde con acque pressoché ferme o con un movimento a bassa energia tipico di un ambiente fluviale e lacustre. Tali pozze si possono formare a seguito all'abbandono e/o temporaneo isolamento dei canali dalla rete idrica attiva e rappresentano quindi una porzione della pianura

⁵⁸ Particolarmente rilevati in questo processo sono i cianobatteri e le alghe in quanto produttori di sostanze polimeriche extracellulari (EPS) che creano un ambiente particolarmente favorevole alla precipitazione di calcite (cf. Arenas-Abad et al. 2010).

alluvionale sia di un fiume a meandri che a canali intrecciati (*ibid*). Il tasso di accumulo stimato per formazioni carbonatiche biocostruite in ambiente fluviale è nell'ordine di pochi millimetri all'anno (*ibid*).

Figura II.12. Caratteri micromorfologici della *facies a* del focolare 4. (A) scansione della sezione sottile CA1201 (barra 5,5 cm): si noti la sequenza dal basso all'alto della *facies m-n*, *facies a* con i frammenti di denti (d; a2), *facies a* costituita da micrite densa (a1), *facies Sml/Sfl* a coprire la sequenza del focolare con rimaneggiamento di materiale esposto sulla superficie, come il frammento di osso (o); i riquadri indicano la posizione delle microfoto indicate; (B) *facies a1* che copre lo strato ricco in resti faunistici (d – dente), si noti la laminazione del materiale micritico data da lamine di micrite densa (1) e lamine di micrite e microsparite con maggiore porosità, inclusi alcuni canali (ch). La freccia in alto a sinistra indica la presenza di granuli detritici in una lamina tipo (2) (CA1201, PPL, barra 1 mm). Nel riquadro come (B) ma XPL; (C) dettaglio di (B) (PPL, barra 0,5 mm); nel riquadro come (C) ma XPL; (D) frammento di tessuto vegetale calcificato nella *facies a1* immerso in una micromassa micritica; si notino i noduli tipici di ossi-idrossido di Fe connessi all'idromorfia temporanea (CA1201, PPL, barra 200 µm); (E) *facies a2* che include i frammenti di denti (d) e ossa con fratturazione per calpestio (o); si noti la maggiore componente detritica rispetto alla *facies a1* (1), (CA1201, PPL, barra 1 mm).



La parte inferiore della *facies a* presenta tratti pienamente compatibili con il substrato sabbioso. La diffusa presenza di frammenti ossei combusti, tra cui denti, insieme ai frammenti di *débitage* su quarzite e ai

frammenti di argilla con tracce di rubefazione suggeriscono che questa porzione della *facies a* rappresenti la superficie di occupazione antropica sulla quale è stato acceso il focolare. I frammenti ossei giacendo su questa superficie sono stati sottoposti alla combustione non intenzionalmente; i frammenti di argilla potrebbero essere stati importati al sito tramite il calpestio o rappresentare il deposito di decantazione su cui si è impostata la frequentazione antropica.

Il limite chiaro e la spiccata differenza litologica e organizzativa fra le due microunità osservate nel focolare 4, assieme all'assenza di carboni⁵⁹ (fig. II.12 A) potrebbero indicare un accumulo non contemporaneo delle due porzioni, intervallato da un evento erosivo di bassa energia che ha determinato la dislocazione spaziale dei prodotti di combustione, processo che ha agito anche nel focolare 6, come dimostra l'estesa area carboniosa non associata nella sua totalità a rubefazione (fig. II.11C). Frammenti carboniosi e di cenere, parzialmente fosfatizzata, sono infatti presenti altrove nell'unità III-i/j, come ad esempio nella porzione centrale dello scavo (CA1101b) e nelle sabbie che separano il focolare 4 dal sottostante focolare 6, ad indicare un dilavamento delle strutture di combustione. Considerando i tratti sedimentologici delle unità di AS5, si propone che il flusso idrico, probabilmente connesso a fenomeni di rotta, entrasse nel riparo da NW a SE (v. cap. 7) interessando i focolari sia con le acque di ingresso che con quelle di ritorno. Data la presenza delle strutture di combustione si propone che l'evento idrico che ha troncato il focolare originario avesse un'energia bassa, sufficiente alla mobilizzazione di cenere e carboni nell'ordine di pochi metri. Tale processo, riferibile ad un evento moderato di piena fluviale, ha fornito l'acqua necessaria alla formazione dello strato calcitico della parte superiore della *facies a*. La presenza di frammenti carbonatici associabili a residui vegetali calcificati, elementi tipici di una precipitazione di CaCO₃ indotta biologicamente, all'interno delle sabbie soprastanti dell'unità III-i/j1 (CA1201 Mu1, CA1101a Mu1), potrebbe supportare quest'ipotesi indicando una rielaborazione/erosione del materiale carbonatico. Il limitato spessore di questo deposito, in parte causato dalla successiva erosione, il tasso di sedimentazione stimato in bibliografia e le scarse evidenze di alterazione postdeposizionali suggeriscono uno sviluppo limitato nel tempo nell'ordine di pochi anni. In particolare, l'assenza di fessure da disseccamento potrebbe indicare che il successivo ciclo di erosione/sedimentazione è avvenuto prima che la pozza si potesse prosciugare e quindi una certa continuità delle dinamiche fluviali.

Attualmente non è chiaro il motivo della presenza dello strato calcitico esclusivamente in prossimità della struttura di combustione, ma si suppone sia dovuto ad una variazione topografica e alla successiva erosione alluvionale.

L'analisi micromorfologica rivela che la *facies a* del focolare 4 non deriva esclusivamente dalla combustione. L'alterazione postdeposizionale indotta dall'acqua e dall'azione biologica, microbale in particolare, ha determinato la formazione di un nuovo livello, debolmente cementato. La parte inferiore della *facies a* individua così la superficie su cui si è svolta l'attività antropica a testimonianza della quale sono i frammenti

⁵⁹ Sono stati rilevati dei frammenti di carboni esclusivamente nel riempimento di canali biologici che attraversano la *facies m-n*.

ossei e litici rinvenuti sia sul terreno che in sezione sottile dove sono parzialmente incorporati nel accumulo carbonatico postdeposizionale, combusti accidentalmente, oltre che alla deformazione per calpestio delle strutture sedimentarie primarie, avvenuto precedentemente alla combustione.

La coesione e la cementazione della *facies a* ha protetto la successione sottostante dalla successiva erosione idrica responsabile di una sua asportazione limitata, come dimostra la conservazione della successione di alterazione termica. In generale, il focolare 4, come d'altronde il focolare 5 e 6, sono ben riconoscibili su campo anche grazie alla non intensiva frequentazione antropica dell'unità III-i/j che ha risparmiato l'area combusta dall'alterazione meccanica indotta, ad esempio, dal calpestio.

La termoalterazione del substrato: *facies m-n e r*

La *facies m-n* si compone di sabbia disorganizzata al tetto e con laminazione piano-parallela a gradazione diretta alla base del focolare 4, ben espressa nella *facies r* (fig. II.13A), mentre nel focolare 6 l'organizzazione delle sabbie è deformata anche da strutture sedimentarie da liquefazione. Le sabbie fini di queste facies sono simili per composizione generale e granulometria alle sabbie non termoalterate presenti sia sopra che sotto il focolare, dalle quali si distinguono per la presenza di particelle carbonatiche dalla colorazione più scura (classe CLC-OTH1, tab. II.9) e di particelle silicoclastiche (SIL) alterate in ossi-idrossidi di ferro (fig. II.13B-C). Queste componenti sono l'unico indicatore microscopico di combustione e della colorazione nerastra e rossastra visibile a macroscale, rispettivamente, nella *facies m-n* e *facies r* (fig. II.11) poiché, inaspettatamente, non sono presenti frammenti vegetali.

Gli esperimenti condotti da Aldeias et al. (2016) dimostrano che, riscaldando delle sabbie carbonatiche⁶⁰ a raggiungere circa i 600°C, si produce una termoalterazione delle sabbie stesse che non sfocia nella rubefazione, ma nella trasformazione, parziale, del carbonato di calcio in idrossido di calcio, la cosiddetta calce idrata (Toffolo and Boaretto 2014)⁶¹. In sezione sottile l'impatto termico, e la conseguente trasformazione, è indicato dalla presenza di granuli scuri e di rivestimenti calcitici di neoformazione nei 2 cm superficiali, dove la temperatura raggiunta è di circa 400°C ed è rilevato saltuariamente al tetto della *facies m-n* (fig. II.13D). Il cambiamento cromatico indotto dalla combustione su frammenti litici calcarei è rilevato anche da Gur-Arieh et al. (2014) ma non sono forniti ulteriori dettagli. Nella *facies m-n* di Cueva Antón i granuli carbonatici con la peculiare colorazione grigiastra si compongono di tufo calcareo (fig. II.13B-C, classe CLC-OTH1, tab. II.9). Questa roccia (classe CLC-TUF, tab. II.9) durante la sua formazione incorpora sostanza organica che poi normalmente si degrada con il tempo. Frammenti di questa roccia sono riconoscibili in tutta la sequenza archeologica (AS) e normalmente reagiscono positivamente all'osservazione con la luce ultravioletta (UVL) e con la luce blu (BL), indicando così la presenza di sostanza organica non completamente

⁶⁰ Composte da calcare sparitico.

⁶¹ Questo processo è noto nell'edilizia sin dall'epoca romana e sfruttato per la produzione della malta.

degradata, compatibile con una loro provenienza da un affioramento di tufo calcareo attivo e non fossile. Tale reazione non è visibile analizzando i componenti grigiastri di cui sopra, rilevati quasi esclusivamente in associazione ad evidenze di combustione, da cui si deduce l'assenza di sostanza organica. Considerando tali aspetti, si propone quindi che tali granuli di sabbia siano stati termoalterati attraverso il processo di carbonizzazione della sostanza organica incorporata nel carbonato di calcio. Il processo di carbonizzazione della sostanza organica si instaura a temperature tra circa 200 e 280 °C (es. González-Pérez et al. 2004, DeBano 1990) e la combustione della cellulosa è documentata a circa 300°C (es. Werts and Jahren 2007). Temperature di 200-300°C sono facilmente raggiungibili nella porzione subsuperficiale del substrato su cui è stato acceso un fuoco (es. Aldeias et al. 2016). Questa ipotesi, però, potrebbe venire ulteriormente testata tramite prove sperimentali di laboratorio, come suggerito precedentemente. A sostegno di questa ipotesi interpretativa è il fatto che sono stati rilevati nei sedimenti combusti di Abric Romaní frammenti di tufo bruciato, anche se non di tipo fluviale ma associato a sorgenti (Courty and Vallverdú 2012), che presentano caratteri cromatici simili a quanto osservato a Cueva Antón.

L'assenza di materia organica vegetale nel materiale fine della *facies m-n*, potrebbe essere dovuta alla totale combustione della stessa, come documentano, anche sperimentalmente, alcuni studi (cf. Mallol et al. 2013, Mataix-Solera 2011). La frazione organica è assente anche alla base della *facies a* ed è molto scarsa, laminata, all'interno della *facies m-n/r* per cui sembra che il sedimento su cui è stato acceso il fuoco fosse nudo o con una copertura vegetale minima. I litorelitti osservati in questo strato testimoniano una rielaborazione della superficie composta da materiali fini tramite calpestio la quale, maggiormente conservata al tetto della *facies m-n* del focolare 6, risulta composta in parte da una frazione organica (fig. II.13E). Alla luce di queste osservazioni si suppone la presenza di una minima copertura vegetale all'inizio della frequentazione antropica poi erosa nei pressi dei focolari dal calpestio e dall'azione idrica. Tale condizione coerente è con la posizione interna al riparo sottoroccia, l'ambiente deposizionale presso l'alveo fluviale e l'alto tasso di accumulo dei sedimenti alluvionali che formano la parte bassa di AS5, inclusa l'unità III-i/j (sez. II § 6.3.2). Il sedimento nerastro della *facies m-n* individua così lo strato su cui si è svolta l'attività antropica, testimoniata dalla deformazione delle strutture sedimentarie primarie a causa del calpestio avvenuto precedentemente alla combustione (Mallol et al. 2013).

L'arrossamento della *facies r* nel focolare 4 è indicativo della termoalterazione delle sabbie indotta dal soprastante focolare ed individua l'area sul quale ardeva il fuoco stesso con un diametro di circa 70 cm. La lente rubefatta appare a temperature di almeno 200°C con uno spessore di 6-8 cm nel caso di sabbie silicoclastiche (Aldeias et al. 2016) a seguito della trasformazione mineralogica che subiscono gli ossidi di ferro delle componenti. Si ricorda che la goethite, minerale ampiamente diffuso nei suoli, si altera per disidratazione in ematite a circa 240°C, impartendo al sedimento/suolo la tipica colorazione rossa (es. Cornell and Schwertmann 2004, Canti and Linford 2001). Aldeias et al. (2016) riportano che la termoalterazione su

sabbie silicoclastiche⁶² si manifesta in sezione sottile nell'arrossamento dei frammenti di roccia che sviluppano⁶³, in alcuni casi, rivestimenti ed impregnazioni di ossidi di ferro, con frequenza decrescente verso il basso (Aldeias et al. 2016). Il dato desunto dalle strutture di combustione di Cueva Antón è coerente al dato sperimentale (*ibid*) e pone in luce come la fonte degli ossidi di ferro responsabili dell'arrossamento sia data dai frammenti di roccia ignea e metamorfica. In particolare sembrano maggiormente alterati i frammenti di roccia ricchi in biotite (fig. II.13B). Lo spessore della fascia termoalterata dipende dalla conduttività del materiale riscaldato⁶⁴, dall'intensità del riscaldamento (durata e temperatura) e dall'umidità presente⁶⁵ (cf. Aldeias et al. 2016). Considerando la forte componente carbonatica delle sabbie di Cueva Antón, fattore che inibisce il trasferimento del calore, per spiegare i 4 cm rubefatti osservati nel focolare 4 si propone quindi una combustione ad alta temperatura e di lunga durata, ovvero superiore alle 6 ore, avvenuta su un substrato asciutto (v. Mallol et al. 2013). Alla luce di quanto sopra si propone che il focolare 4, e parallelamente anche il 5, abbiano raggiunto temperature superiori ai 600°C in superficie, condizione normalmente soddisfatta dai focolare all'aperto (es. cf. Mallol et al. 2013), temperatura mantenuta per più ore. Micromorfologicamente la facies *m-n/r* del focolare 6 presenta dei tratti lievemente differenti dovuti alla presenza, seppur a livello locale, di una frazione argillosa che presenta una colorazione bruno-rossastra indotta dalla rubefazione e dalla presenza di materia organica. La componente argillosa indica che la superficie dello strato III-k/l si è accumulata per decantazione.

L'osservazione micromorfologica dei focolari 4 e 6 riconosce una microstratificazione non percepibile ad occhio nudo che registra dei processi di formazione più complessi di quanto ipotizzato sul terreno. In particolare il focolare 4, e per analogia si ipotizza anche il focolare 5, registra oltre che l'episodio di combustione una fase di accumulo carbonatico in acque ferme. Tali eventi si sono succeduti velocemente nel tempo a conferma di un alto tasso di accumulo dell'unità III-i/j, come ipotizzato anche sulla base del dato di campo (Zilhão et al. in prep.). La microstratigrafia identifica un singolo episodio di combustione, avvenuto su un substrato alluvionale con scarsa umidità, e un'attività antropica limitata nel tempo. A differenza di quanto osservato da Mallol et al. (2013) a Cueva Antón l'interfaccia dello strato di occupazione antropica, precedente all'evento di combustione, non è identificata dallo strato nerastro bensì dalla parte inferiore dello strato carbonatico a causa della natura postdeposizionale di quest'ultimo. Lo strato nerastro, inoltre, non rappresenta un deposito organo-minerale ricco in materia vegetale combusta, ma un deposito spiccatamente minerale che si distingue dal materiale adiacente non combusto per la presenza di granuli di tufo carbonizzato.

⁶² Composte da quarzo, quarzite, pelite, e rocce ignee.

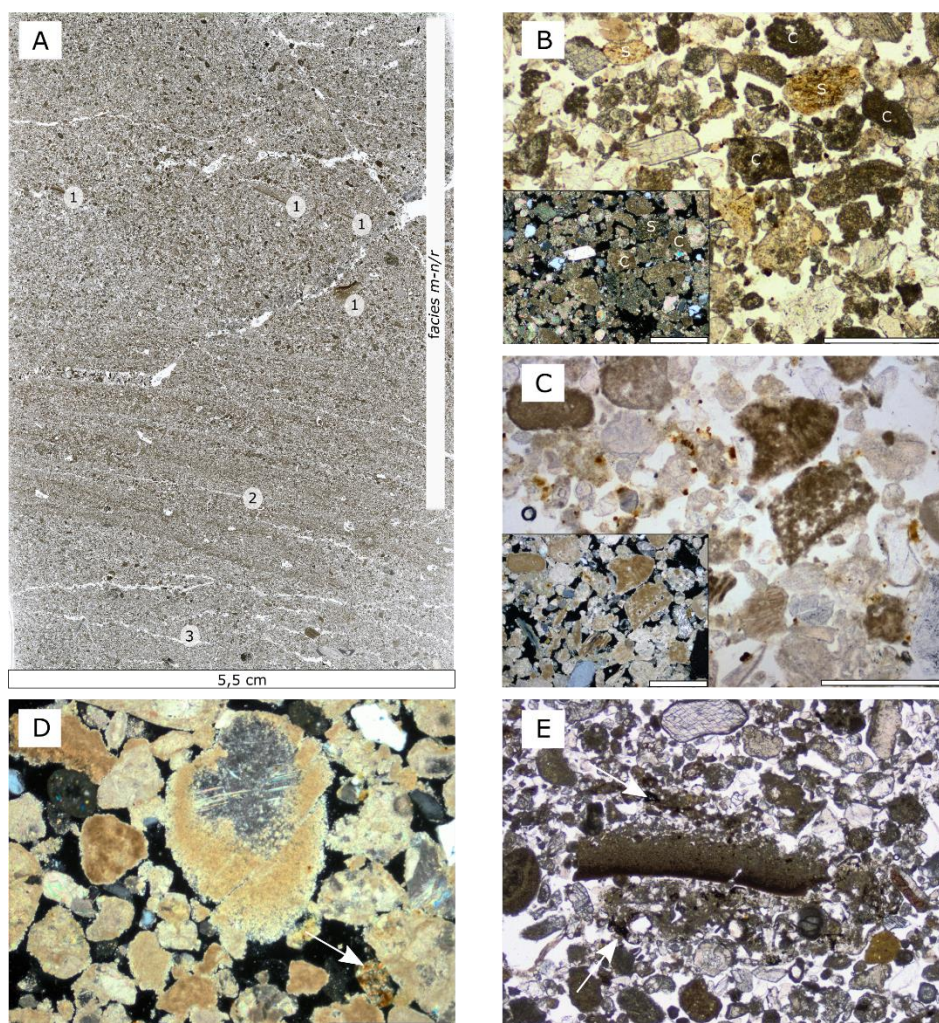
⁶³ Aldeias et al. (2016) non forniscono dettagli a riguardo.

⁶⁴ I carbonati, e la cenere di legna, sono materiali a bassa conduttività termica.

⁶⁵ L'acqua rallenta la trasmissione del calore richiedendo energia, e quindi temperatura, per il cambiamento di stato da solido a gassoso (cf. Aldeias et al. 2016).

L'analisi microstratigrafica ha individuato un'ulteriore superficie, compresa tra il focolare 6 e il focolare 4, caratterizzata da un sedimento disorganizzato che per analogia con quanto osservato nelle altre superfici di occupazione antropica sembra derivare dal calpestio, azione responsabile dello sviluppo di una microstruttura laminare ben definita, sigillata dall'accumulo a seguito di una tracimazione di piena.

Figura II.13 Caratteri micromorfologici della *facies m-n* e *r* di III-ij. (A) scansione della sezione sottile CA1203 (focolare 4, barra 5,5 cm). Si notino il carattere eterometrico del deposito e l'organizzazione caotica delle sabbie superficiali (*facies m-n/r*), i frammenti di sedimento fine rimaneggiati (1), la laminazione parallela leggermente inclinata (2) e lo strato inferiore con microstruttura laminare e particelle sabbiose disorganizzate (3); (B) sabbie termoalterate, si notino i frammenti di tufo dalla colorazione scura (c) e i frammenti di roccia metamorfica con alterazione puntinata di ossidi di Fe (s) (focolare 4, *facies m-n*, CA1202, PPL, barra 0,5 mm). Nel riquadro stessa micrografia ma XPL; (C) particolare delle sabbie termoalterate e delle particelle di tufo annerite (focolare 4, *facies m-n*, CA1202, PPL, barra 0,5 mm); (D) frammento detritico di sparite con rivestimento di micrite prodotto dalla combustione; lo shock termico ha determinato la fratturazione. La freccia bianca indica un frammento di roccia silicoclastica con alterazione puntinata di ossidi di Fe (focolare 4, *facies m-n*, CA1202, PPL, barra 0,5 mm); (E) frammenti di sedimento alluvionale fine rimaneggiato dal calpestio; le frecce indicano i frammenti organici incorporati in tale componente (focolare 4, *facies m-n*, CA1203, PPL, barra 1 mm).



6.2 Alterazioni postdeposizionali

Le alterazioni postdeposizionali che hanno interessato il deposito di Cueva Antón, visibili sia su campo che in sezione sottile, sono strettamente connesse con l'ambiente sedimentario alluvionale, e quindi con la percolazione, stagnazione ed evaporazione dell'acqua, oltre che con l'esposizione superficiale, e quindi con l'azione biologica in senso lato (incluso l'essere umano) e la pedogenesi (v. Angelucci et al. 2013a). Localmente la circolazione idrica sembra derivare dal disgelo piuttosto che dall'apporto connesso al Mula, processo che ha alterato localmente il deposito originario. L'entità piuttosto contenuta dei processi postdeposizionali è indicativa di un alto tasso di sedimentazione, relativamente costante nel corso della formazione della sequenza, e si riflette sulla buona conservazione del record sedimentario primario in termini di composizione ed organizzazione macro- e microscopica.

6.2.1 Pedofigure connesse all'ambiente alluvionale

Mobilizzazione di ossi-idrossidi di ferro e manganese

Durante le operazioni di campo sono state riconosciute nella sequenza di Cueva Antón evidenze relative all'idromorfia, quali le screziature bruno-rossastre e la laccature nerastre, ben sviluppate nei 15 – 20 cm sottostanti la paleosuperficie. La formazione di screziature rossastre, di laccature nerastre e dell'aspetto grigiastro del sedimento visibili sul terreno deriva principalmente dal processo di ossido-riduzione. L'ossidazione è conseguente all'idromorfia: la saturazione e stagnazione di acqua e la successiva desaturazione causano una ridistribuzione degli ossidi di ferro (Fe) e manganese (Mn; cf. Lindbo et al. 2010).

In sezione sottile le pedofigure di ossidi di Fe-Mn si manifestano essenzialmente come noduli di ossidi di Fe, di Fe-Mn e di Mn (fig. II.14A-C), come iporivestimenti di ossido di Fe, localmente sui canali biologici (fig. II.14C-D), e come aree impoverite di ossidi di Fe-Mn. La distribuzione e l'associazione di queste figure deriva dalla durata della saturazione d'acqua a cui le singole unità sono state soggette. La presenza di rivestimenti ed iporivestimenti di ossidi di Fe in una massa di fondo impoverita di ossidi di Fe (es. FP, II-u e le sabbie di AS5) indica una lunga saturazione, mentre la comparsa di rivestimenti di ossidi di Mn in una massa di fondo non impoverita di ossidi di Fe (come in II-ñ, II-l, II-b) indica una saturazione temporanea ed intermittente (Lindbo et al. 2010).

I noduli di ossidi di Fe più diffusi nell'intera sequenza sono rossastri, tipici ed aggregati, con aspetto da circolare a cubico i primi e framboideale i secondi, si trovano dispersi nella massa di fondo e rivestono e riempiono tutte le tipologie di vuoti, anche completamente⁶⁶ (fig. II.14A-C). L'aspetto rosso-arancio in OIL ne suggerisce una composizione a base di ematite e la sua forma idrata, la goethite (fig. II.14B). Si ricorda che l'aspetto framboideale e cubico (fig. II.14A-C) è assunto tipicamente dalla pirite (FeS₂), minerale molto diffuso

⁶⁶ A formare riempimenti densi completi o sciolti discontinui.

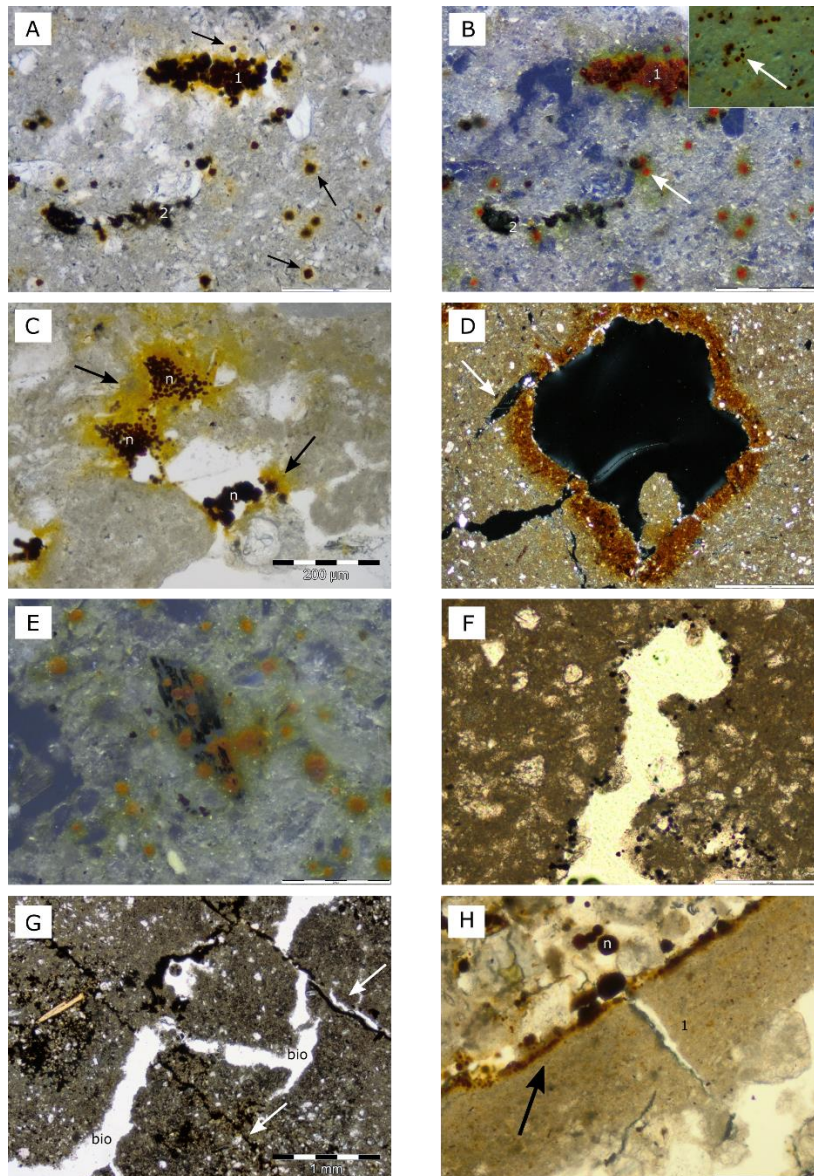
nei sedimenti a seguito del degrado della sostanza organica in condizioni riducenti con disponibilità di solfuri (cf. Mees and Stoops 2010). I solfuri a Cueva Antón potrebbero derivare dalle formazioni rocciose accumulate in ambiente marino, diffuse nel bacino idrografico del Mula o forse dalla sorgente identificata presso la coda del bacino artificiale (fig. II.2). Nel caso di rapida ossidazione la pirite viene sostituita da ossidi di Fe che con l'aumento della disidratazione si configurano come ematite e goethite (Mees and Stoops 2010), evidenza registrata a Cueva Antón.

Gli iporivestimenti di ossidi di Fe, forse composti maggiormente da goethite, come suggerisce il colore arancione in PPL e giallastro in OIL (fig. II.14B), sono spesso associati ai noduli descritti poc'anzi qualora la micromassa circostante sia costituita da argilla o argilla calcitica che risulta impregnata dagli ossi-idrossidi responsabili della formazione del nodulo adiacente (fig. II.14C). Nel complesso FP, caratterizzato invece da una diffusa deplezione degli ossidi di Fe-Mn a conferirne il tipico aspetto grigiastro indicativa di condizioni riducenti (Lindbo et al. 2010), sono presenti alcuni noduli dalla morfologia peculiare con tinte più giallastre, che vanno riferiti alla sostituzione del materiale organico, mentre sono presenti degli iporivestimenti arancio di goethite, fino a 0,5 mm di spessore, su canali biologici localmente presenti anche come noduli diffuse (v. sez. II § 6.3.1). Tali iporivestimenti e noduli sono presenti anche alla base dell'unità II-u (Mu2 CA1202). Rispetto all'ematite, la goethite indica una maggiore durata della saturazione d'acqua, che, data l'associazione tra figure impregnative e di deplezione, in FP, e forse nell'unità II-u, sembra possa aver una durata di più settimane fino ad alcuni mesi (cf. Lindbo et al. 2010). Localmente i noduli di ossi-idrossidi di Fe di origine idromorfica impregnano localmente anche la materia organica (fig. II.14E), di cui è riconoscibile localmente l'organizzazione cellulare. Le pedofigure composte da ossidi di Fe/Mn sono date da noduli nerastri con forma da aggregata a dendritica (fig. II.14A, F). Localmente tali pedofigure sono associate a quelle di ossi-idrossidi di Fe, ma spesso le due forme appaiono separatamente, ed indicano comunque un'idromorfia temporanea. Localmente le pedofigure composte da ossidi di Fe/Mn si impostano su pedofigure micritiche, quali rivestimenti e iporivestimenti su vuoti, come nell'unità II-b (CA1104 Mu2) e II-l (CA1105 Mu2) e II-u (CA-06 Mu3) ad indicare due fasi di alterazione.

Le figure di idromorfia si manifestano su vuoti per lo più non più attivi, come dimostra la relazione spaziale con altri elementi quali la porosità biologica che taglia le pedofigure di ossido di Fe-Mn, postdatandole (fig. II.14G). Questo dato suggerisce che l'azione idromorfica indotta dalla stagnazione delle acque dell'*Embalse* non ha alterato significativamente i caratteri dei sedimenti delle unità più o meno profonde (es. unità II-u). Non è chiaro l'impatto su quelle più superficiali (es. unità II-b) dove si riconoscono limitate evidenze di deplezione, quali iporivestimenti, associati a canali di radici che avrebbero potuto veicolare il flusso idrico durante le inondazioni moderne. Parallelamente, la permeabilità del sedimento ha condizionato, almeno localmente, la formazione delle pedofigure idromorfiche. L'accumulo di carbonato di calcio ed argilla nella

forma di una crosta interna, planare, tra le unità III-c e III-d ha costituito una superficie di impermeabilità ed è rivestito da ossidi di Fe dai quali è postdatato (fig. II.14H).

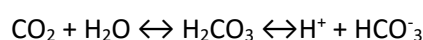
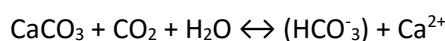
Figura II.14. Micrografie delle pedofigure indicative di idromorfia. (A) sopra: noduli di ossi-idrossido di Fe con aspetto framboide localmente rombico (freccie), dispersi nella massa di fondo e a formare un riempimento denso continuo di un vuoto, si noti la presenza dell'iporivestimento. Sotto: nodulo aggregato irregolare nerastro di ossido di Fe-Mn (II-ñ, CA-05 Mu1, PPL, barra 200 µm); (B) come (A) ma OIL, il riquadro riporta la micrografia in XPL; (C) noduli di ossidi di Fe con aspetto framboide, che localmente riempiono i vuoti intergranulari; si notino gli iporivestimenti di ossidi di Fe associati ai noduli (freccie), (II-u, CA-06, PPL, barra 200 µm); (D) iporivestimento di ossi-idrossido di Fe su canale; si noti il vuoto da impronta indicato dalla freccia (II-u, CA1103, PPL, barra 1 mm); (E) frammento vegetale con struttura cellulare scarsamente riconoscibile impregnato noduli tipici di ossi-idrossidi di Fe (II-u, CA-07, OIL, barra 200 µm); (F) noduli aggregati di ossido di Fe-Mn a rivestire, in maniera discontinua, un canale (II-b, CA1104, PPL, barra 200 µm); (G) noduli aggregati inclusi nella massa di fondo e riempimenti di vuoti planari densi continui (freccie) costituiti da ossidi di Fe; si noti l'assenza di pedofigure sulle pareti dei biopori (bio), e la struttura poliedrica angolare, inattiva, individuata dai vuoti planari riempiti (II-u, CA-07, PPL, barra 1 mm); (H) rivestimento di ossi-idrossidi di Fe (freccia) sulla superficie di una crosta interna di argilla calcitica (interfaccia tra unità III-c e III-d, CA-02 Mu2, PPL, barra 200 µm).



Precipitazione di carbonato di calcio

La precipitazione di carbonato di calcio (CaCO_3) è stata riscontrata durante le operazioni di terreno nella forma di una cementazione generalizzata del deposito pleistocenico e di croste carbonatiche. All'interno dell'area di scavo si rilevano alcune aree cementate nei sedimenti adiacenti all'affioramento di roccia e ai blocchi da caduta, come si osserva, ad esempio, nella colonna di flottazione (q. I20). In questo caso sembra che sia stata la roccia stessa ad apportare al sistema il carbonato di calcio poi precipitato a cementare i sedimenti circostanti.

La principale reazione che governa la precipitazione del carbonato di calcio è espressa dalle formule:



Ne risulta che la temperatura, agendo sull'indice di saturazione, e la rimozione di CO_2 dall'acqua (*degassamento*), innalzando il pH, sono i principali fattori di controllo sulla precipitazione della calcite. Il degassamento di tipo meccanico, favorito dalla turbolenza e velocità del flusso idrico (es. sponde lacustri) e dall'aerazione, e l'evaporazione in contesti aridi, sono i principali processi di precipitazione della calcite. A questi si affianca l'attività biologica che tramite la fotosintesi concorre all'accumulo di carbonati (cf. Arenas-Abad et al. 2010, § 6.1.3). L'accumulo di carbonati può avvenire anche in contesto fluviale, dove clima, topografia, idrologia e le proprietà chimiche dell'acqua sono i fattori dominanti (cf. Arenas-Abad et al. 2010).

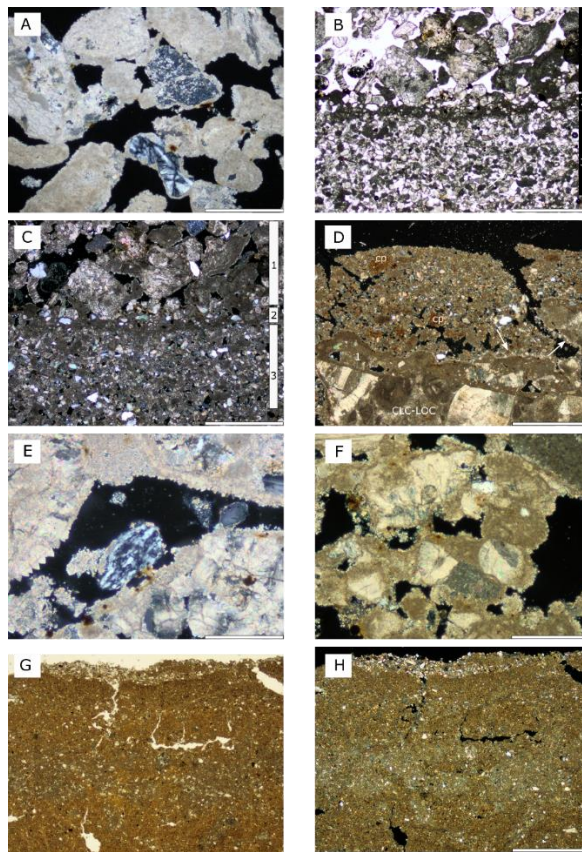
In sezione sottile la cementazione riconosciuta durante lo scavo si manifesta nella micromassa micritica, e solo localmente microspartica, che si produce a seguito della progressiva precipitazione di cristalli di CaCO_3 nella frazione fine argillosa all'interno della zona vadosa (Durand et al. 2010), espressa nelle facies sabbiose dalla distribuzione relativa grossolana/fine chitonica e gefurica⁶⁷ (fig. II.15A-C). Tale processo giunge a riempire gli spazi intergranulari, determinando una distribuzione relativa grossolana/fine porfirica e una dislocazione delle particelle detritiche, in corrispondenza delle zone massicciamente cementate riscontrate su campo come le croste carbonatiche (unità III-h, CA-03, fig. II.15B-C).

Tra le pedofigure connesse alla precipitazione di carbonato di calcio per evaporazione in ambiente vadoso, come indica la dimensione dei cristalli di calcite, a seguito di una percolazione idrica veicolata dalla gravità, sono molto diffusi i rivestimenti grigiastri di micrite, e in misura minore, di microspartite. L'origine di una parte dei rivestimenti, localmente nella forma di ricoprimenti e pendenti (fig. II.15D-F), è connessa all'evaporazione del mezzo acquoso, come nelle unità II-k (CA1106), III-g e III-i (CA-03), e alla traslocazione meccanica quando si compongono di una componente detritica come alla base dell'unità III-c/tetto di III-d (CA-02; cf. Durand et al. 2010). I rivestimenti di microspartite, osservati nelle unità IV, III-k/l e II-k, localmente con morfologia

⁶⁷ Per maggiori dettagli si rimanda a sez. I § 2.2.

bladed, suggeriscono una precipitazione avvenuta su tempi più lunghi a seguito di un'evaporazione più lenta (fig. II.15E). La presenza di quasi-rivestimenti di micrite su vuoti non solo biogenici e sui componenti carbonatici nell'unità II-I (CA1105 Mu2) deriva verosimilmente dalla parziale dissoluzione di un iporivestimento a seguito delle fluttuazioni della falda freatica (cf. Durand et al. 2010) ed è indicativo dell'attuazione di più fasi di saturazione/percolazione idrica. Questo processo ha determinato il riempimento e rivestimento dei canali haversiani delle ossa, combuste e non, rilevate nello strato archeologico III-i/j (CA1202, CA1101a-b), alla cui base (CA1203, Mu3) sono presenti riempimenti e rivestimenti dei vuoti di costruzione.

Figura II.15. Pedofigure indicative della precipitazione di carbonato di calcio. (A) Distribuzione relativa grossolana/fine chitonica e gefurica; si noti la presenza di selce geogenica (solco base II-u, CA1102, XPL, barra 0,5 mm); (B) microstratificazione delle unità III-g, sabbia grossolana (1), III-h, crosta carbonatica, (2) III-i, sabbia molto fine (3); si noti la distribuzione relativa grossolana/fine porfica in (2) responsabile della cementazione rilevata su campo (CA-03, PPL, barra 1 mm); (C) come (B) ma XPL; (D) rivestimento tipo capping (1) su un frammento di calcare nummolitico (CLC-LOC), rivestito a sua volta da microsparite bladed (freccia); si notino i frammenti di suolo tipo terra rossa (cp) che compongono un ulteriore rivestimento sabbio-limoso a gradazione diretta (II-k Mu1, CA1106, XPL, barra 1 mm); (E) rivestimento di microsparite balded su frammenti carbonatici; si noti l'orientazione della calcite perpendicolare alla superficie della particella (III-g, CA-03, XPL, barra 200 µm); (F) distribuzione relativa grossolana/fine, si noti la natura micritica del materiale fine che cementa la frazione grossolana costituita da frammenti di calcare nummolitico (II-k Mu2, CA1106, XPL, barra 200 µm); (G) noduli tipici impregnativi composti da micrite al tetto di un deposito limoso a gradazione diretta; si noti il loro allineamento una banda parallela al limite superiore (II-b, CA1104, PPL, barra 1 mm); (H) come (G) ma XPL.



La precipitazione CaCO_3 ha indotto l'accumulo in situ di noduli ortici solo localmente (unità FP, CA-04; II-b, CA1104, II-ñ CA-05). Al tetto dell'unità II-b la presenza di noduli quasi coalescenti a formare una fascia continua lateralmente (fig. II.15G-H) è indicativa di pedogenesi sub-superficiale (Fedoroff et al. 2010) che potrebbe essersi sviluppata dopo la formazione della paleosuperficie, ovvero tra il Pleistocene e l'Olocene.

Le condizioni necessarie per la precipitazione abiotica di CaCO_3 per evaporazione in ambiente vadoso includono un mezzo idrico sovrassaturo e periodi alternati umido/secco, compatibili con le dinamiche alluvionali attive a Cueva Antón.

Le croste carbonatiche, definite sul campo come litofacies k (tab. II.4; cf. Angelucci et al. 2013a), sono costituite da sabbie, ghiaie o breccia, ovvero il sedimento standard di Cueva Antón estensivamente cementato da CaCO_3 massiccio ad individuare delle evidenze discrete con giacitura piano parallela e spessori variabili tra circa 1 e 5 cm. Le croste carbonatiche si trovano principalmente presso l'interfaccia inferiore, spesso erosiva, dei cicli sedimentari riscontrati sul terreno (tab. II.11; cf. Angelucci et al. 2013a), la cui genesi sembra essere correlata a quella delle croste. Solo in alcuni casi le facies K corrispondono ad un'unità litostratigrafica (es. unità II-q1, III-a, III-h; tab. II.11). In sezione sottile la crosta carbonatica dell'unità III-h (CA-03, Mu2, fig. II.15B-C) appare come un livello di circa 1 mm di spessore in cui la componente micritica è predominante sia come materiale fine, dove si trova associata all'argilla, a colmare gli spazi intergranulari della sabbia⁶⁸, sia come ricoprimenti dei componenti carbonatici più grossolani del sedimento⁶⁹. Si colloca presso l'interfaccia tra due facies sabbiose, dove quella inferiore, l'unità III-i, presenta una granulometria più fine, da limo medio a sabbia molto fine, responsabile della diminuzione nella permeabilità del sedimento che ha favorito l'accumulo di CaCO_3 causando una 'saldatura' tra le due facies. La sottile crosta carbonatica rilevata in sezione sottile tra le unità III-c e III-d (CA-02), alla base di un allineamento di clasti tipo breccia, si compone di argilla calcitica impura che ne suggerisce una traslocazione meccanica (fig. II.14H; v. sopra). Tali caratteristiche, insieme all'assenza di una *fabric poikilotopica*⁷⁰ diagnostica della persistenza della falda freatica, suggeriscono una percolazione d'acqua dall'alto, in ambiente vadoso, e una sua successiva stagnazione e rapida precipitazione in corrispondenza dell'interfaccia tra due facies a diversa densità. La *microfabric* osservata è indicativa di un precipitazione abiotica della calcite (cf. Adamson et al. 2015, Durand et al. 2010), processo identificato anche dalla maggior parte delle pedofigure micritiche nel resto del deposito. Tali meccanismi sono caratteristici della precipitazione 'diagenetica' del carbonato di calcio (cf. Durand et al. 2010), a formare carbonati in ambiente lacustre, fluviale e vadoso (es. Robins et al. 2015), ma allo stesso tempo concorrono alla pedogenesi in ambiente arido e semiarido, dove comunemente si assiste all'evaporazione dell'acqua in prossimità della superficie e al conseguente accumulo di carbonato di calcio.

⁶⁸ Tale caratteristica si esprime nella distribuzione relativa grossolana/fine porfirica.

⁶⁹ Questi frammenti, carbonatici, sono compresi nella taglia della sabbia molto grossolana e della ghiaia.

⁷⁰ Questo termine indica la presenza di grandi cristalli di sparite che inglobano i minerali silicatici e i granuli detritici (cf Adamson et al. 2015).

L'accumulazione pedogenetica più significativa porta alla genesi degli orizzonti diagnostici dei suoli calcici⁷¹ e petrocalcici⁷², ovvero gli orizzonti k (Soil Survey Staff 2006), alla profondità in cui arriva l'umidità media (es. Retallack 2001).

Tabella II.11. Localizzazione e caratteristiche delle croste carbonatiche riscontrate al sito (porzione occidentale e centrale di scavo); cx- complesso geoarcheologico, loc – localmente. Per la lista delle litofacies citate si veda tab. II.4.

cx	unità	facies	rilevamento	continuità laterale	note
DD-TL/AS	base I-f/I-g	Bc/Bc, limite erosivo	J-L22	discontinua	erosa
AS1 tetto	base I-h/tetto I-i	Bcf/S	J>I20-22	discontinua	non è presente verso N, dove inferiormente è presente limo (unità I-j)
AS1	II-a base/II-b	S/LI erosivo	I>H20	continua	
AS1/AS2	II-b base/II-d o II-e,f	LI/S	I>H20, J>I20-22, J-L22,	continua	fino alla parete rocciosa
AS2	II-e/II-f	S/S	J>I20-22	discontinua	si interrompe verso S dove l'interfaccia è marcata da breccia
AS2	II-f/II-g	S/Bc	J>I20-22	discontinua	si interrompe verso S come la crosta superiore ma qui non c'è un cambiamento litologico/granulometrico
AS2	II-k, II-k/II-l	L alternato a Bc, Bc/S, Gr	I>H20, J>I20-22, Q19-20	continua	fino alla parete rocciosa
AS2/AS3	II-m/II-j, II-z	Gr/L o S	I>H20, J>I20-22	continua	nel rilievo di DEA è discordante, in prossimità del fondo del canale c'è maggiore cementazione laddove giace sopra le sabbie di II-o; fino alla parete rocciosa
AS3	base canale riempito da II-o e II-z/II-p	S/L	J>I20-22	continua	
AS3	II-p/II-q	L/Bc	J>I20-22	discontinua	presente solo presso la parete rocciosa
AS3 base	II-q2	Bc	I>H20, J>I20-22	continua	copre II-u1 S-L; fino alla parete rocciosa
AS5	II-y/III-b/c, o III-a	S/S o K	J>I20-22, J-L22, L>M16-22,	continua	irregolare nella forma di III-a
AS5	III-b/III-c/III-e	S/S, erosivo	J>I20-22, J-L22, L>M16-22, O>P18-19	continua	discontinua in presenza di III-d
AS5	III-h	Sg, erosivo	I>H20, J>I20-22, J-L22, J-K19>20, L>M16-22, M-O/18-19	continua	loc impregnazione diffusa
AS5	III-l/j base	S	M-O18-19	discontinua	
AS5	III-l/III-m	S/S	L>M16-22	continua	
AS5	III-m (interna)	S	L>M16-22	continua	

⁷¹ Si definiscono calcici i suoli caratterizzati dalla presenza di carbonato di calcio nella forma di polvere o noduli isolati (cf. Durand et al. 2010).

⁷² Si definiscono petrocalcici i suoli caratterizzati dalla cementazione di calcio diffusa a formare un orizzonte chiaro continuo all'interno del suolo (cf. Durand et al. 2010).

A Cueva Antón la principale fonte del carbonato di calcio sembra essere esterna al sedimento stesso poiché le evidenze di dissoluzione, di scarsa entità, sono limitate ad alcune delle unità analizzate (es. unità II-l), e possono aver contribuito in maniera limitata alla formazione degli accumuli di CaCO_3 sottostanti (es. base di II-m). A supportare queste osservazioni è la natura carbonatica dei substrati drenati dal Mula (fig. II.2) che hanno garantito la disponibilità di CaCO_3 nella forma di carico dissolto nelle acque fluviali. Di fatto, la formazione della facies k e delle pedofigure prodotte dalla precipitazione abiotica di CaCO_3 indica l'attuarsi di condizioni umide seguite da condizioni aride/semiaride, coerentemente con quanto indicato dalle pedofigure di ossidi di Fe-Mn. L'accumulo di CaCO_3 sembra quindi derivare dalle dinamiche sedimentarie del deposito e all'idrologia del fiume (es. Pimentel et al. 1996, Slate et al. 1996). Come si vedrà nel capitolo 7, la genesi del sito è condizionata dall'azione di processi alluvionali che hanno determinato la presenza di corpi d'acqua effimeri. Si suppone quindi che le croste carbonatiche, coerentemente con la formazione delle pedofigure carbonatiche, si siano accumulate a seguito dell'evaporazione dell'acqua all'interno del sedimento già deposto o in corso di accumulo e rappresentare quindi il prodotto di un processo sin/postdeposizionale, sebbene sia difficile discriminare la componente pedogenetica, documentata per lo meno al tetto di AS1 (unità II-b, CA1104).

Scorrimento idrico e traslocazione delle argille

Nella sequenza indagata sono presenti scarse figure tessiturali, rappresentate da rivestimenti limo-sabbiosi ben selezionati e rivestimenti continui, discontinui e frammentati di argilla polverosa ed impura.

I rivestimenti costituiti da particelle limo-sabbiose a gradazione diretta, che ricoprono, e localmente riempiono, i vuoti interstiziali della breccia (unità II-k, CA1106; fig. II.15D, II.16A- B) rappresentano l'azione di processi alluvionali ad energia decrescente successivamente all'accumulo gravitativo, dinamica confermata dal dato stratigrafico⁷³. Di fatto queste evidenze hanno caratteristiche sedimentologiche, in termini di organizzazione e composizione, del tutto analoghe a quelle delle unità limo-sabbiose.

I rivestimenti su canali e vacui di argilla polverosa e impura sono piuttosto diffusi nella sequenza e mostrano una certa correlazione con la presenza di breccia; presentano un'estinzione diffusa ed uno spessore massimo, sulla parte bassa della porosità che rivestono, di circa 80-100 μm (fig. II.16C-F). Queste pedofigure sottintendono il processo di traslocazione del materiale fine, sia verticalmente che orizzontalmente, veicolato dall'acqua. L'accumulo dell'argilla è dovuto all'evaporazione della soluzione e/o all'interruzione dell'apporto idrico, per cui queste pedofigure sono indicative di cicli secco-umido (cf. Kühn et al. 2010), inclusi cicli di gelo-disgelo (es. Courty and Vallverdú 2001). A Cueva Antón la scarsa selezione dell'argilla che include materia organica finemente dispersa, l'assenza di laminazione, presente solo al tetto di II-u, e la scarsa

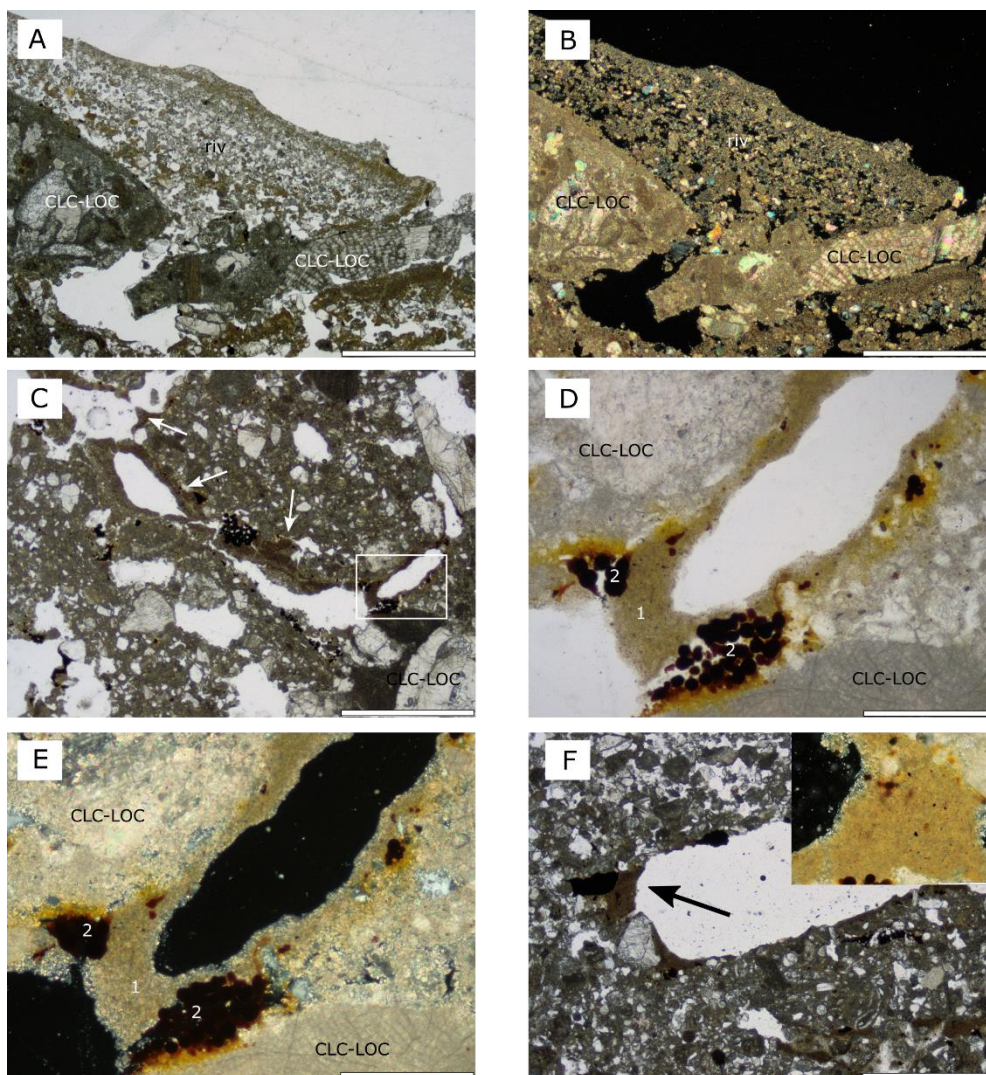
⁷³ L'unità brecciosa II-k localmente si compone anche di limi accumulati per decantazione/trasporto a bassa energia, processo responsabile della deposizione della soprastante unità II-i.

orientazione dell'argilla sono indicativi di uno stadio giovane di illuviazione e di una rapida formazione indotta da episodi alluvionali e/o disgelo a partire da superfici disturbate, rappresentando così principalmente dei *flood coatings* da decantazione (cf. Kühn et al. 2010). In II-u l'aspetto laminato di alcuni rivestimenti e la loro frammentazione suggerisce l'azione ripetuta di questo processo alternata a fasi di disturbo biologico, mentre la frammentazione riscontrata in III-i/j (CA1101a) potrebbe derivare dal calpestio antropico. Localmente i rivestimenti di argilla polverosa/impura coprono le pedofigure di carbonato di calcio, come nell'unità II-b (CA1104 Mu 2-4), suggerendo due fasi di accumulo, la prima inerente all'evaporazione del mezzo idrico che ha depositato il sedimento, la seconda riferibile al gelo/disgelo. All'incontrario alla base di III-i/j (CA1204, *facies m-n*) i rivestimenti di argilla polverosa sono coperti da rivestimenti di microsparite, suggerendo, in questo caso, un'iniziale decantazione di materiale fine seguita dall'evaporazione del mezzo acquoso, fasi forse penecontemporanee.

Sono presenti limitate intercalazioni argilla calcitica, con uno spessore di 50-160 μm , discontinue e parallele tra loro e la laminazione delle sabbie che le includono, definite come croste interne, riconosciute nelle sabbie archeologiche di III-i/j e, allo stato frammentario, nello strato biancastro del focolare 4. Queste figure possono essere indicative di saturazione d'acqua (cf. Kühn et al. 2010), a Cueva Antón si propone una loro connessione con il processo di decantazione. Gli scarsi pendenti di argilla calcitica individuati potrebbero indicare una lenta evaporazione della soluzione ricca di materiale fine parallelamente alla formazione della crosta carbonatica (unità III-c fig. II.14H, base focolare 4 CA1202 Mu3) e quindi la loro origine è correlabile a quelle delle figure calcitiche di cui sopra.

Nel complesso basale FP ci sono dei comuni rivestimenti di argilla 'chiara' (color nocciola) ad estinzione netta sui vacuoli (sez. II. § 6.3.1) e di argilla calcitica con orientazione striata lungo i vuoti planari; i primi potrebbero essere associati a condizioni idromorfiche (Lindbo et al. 2010). I secondi potrebbero essere indicativi dell'attuazione di pressioni, conseguenza dello *shrinking-swelling* delle argille e/o dei fenomeni di disseccamento (cf. Kühn et al. 2010) compatibili anch'essi con l'idromorfia.

Figura II.16. Pedofigure tessiturali connesse al movimento idrico. (A) rivestimento sabbio-limoso a gradazione diretta (riv) a rivestire e riempire gli spazi interstiziali della breccia composta da calcare nummolitico e calcarenite (CLC-LOC) (II-k Mu1, CA1106, PPL, barra 1 mm); (B) come (A) ma XPL; (C) rivestimenti di argilla polverosa su canali (freccie), il riquadro indica la posizione di (D), (II-k Mu2, CA1106, PPL, barra 1 mm); (D) particolare di (C) si noti il rivestimento di argilla polverosa/impura (1) che copre il nodulo aggregato di ossido di Fe dall'aspetto framboideale (II-k Mu2, CA1106, PPL, barra 200 μ m); (E) come (D) ma XPL; (F) rivestimento discontinuo di argilla polverosa (freccia) su un bioporo; si notino in basso a destra delle intercalazioni dello stesso materiale risultanti dalla deformazione di un rivestimento causa calpestio (III-i/j, CA1101a, PPL, barra 1 mm); il riquadro illustra un dettaglio in XPL (barra 100 μ m).



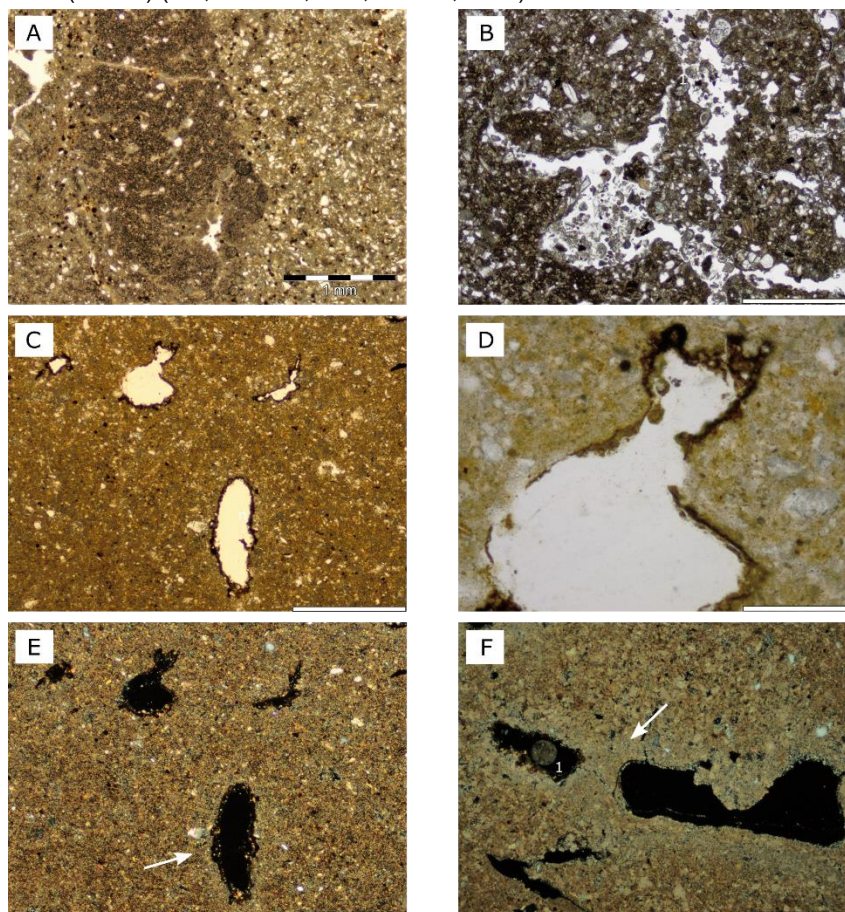
6.2.2 Evidenze associate all'azione biologica

Sono presenti in maniera piuttosto diffusa le figure connesse all'azione biologica. Sul campo, le uniche evidenze di bioturbazione sono date dalle tane di coniglio all'interno del complesso AS2, nella porzione più orientale dello scavo (es. colonna di flottazione). In sezione sottile l'attività biologica è indicata dai riempimenti densi continui⁷⁴ e sciolti discontinui e continui (fig. II.17A-B), questi ultimi meno diffusi, dai

⁷⁴ Definiti anche passage pedofeatures (cf Stoops 2003).

biopori⁷⁵, dai resti di radici e, localmente, dalla microstruttura a canali e vermicolare, quest'ultima tipica dell'azione della mesofauna (Kooistra and Pulleman 2010). Inoltre l'azione biologica ha determinato la formazione di iporivestimenti di CaCO_3 . Alcuni di queste pedofigure sono sovrapposte da un sottile *film* organico (es. unità II-b), forse prodotto da organismi fungali (fig. II.17C-F), i quali sono riconosciuti essere promotori di una precipitazione indotta biologicamente (Durand et al. 2010). Nell'unità II-u e nello strato archeologico III-i/j (CA1101a) sono presenti limitati iporivestimenti di micrite sui biopori prodotti dall'attività radicale (cf. Durand et al. 2010) che suggeriscono uno sviluppo di vegetazione sulla superficie esposta.

Figura II.17. Micrografie delle evidenze biologiche. (A) Riempimento denso completo (II-u, CA-07, PPL, barra 1 mm); (B) Riempimenti sciolti discontinui (solco base II-u, CA1102, PPL, barra 1 mm); (C) Rivestimenti di canali composti da sostanza organica (II-b, CA1104, PPL, barra 0,5 mm); (D) particolare di (C) (PPL, barra 100 μm); (E) come (C) ma XPL, la freccia indica l'iporivestimento di micrite; (F) Rivestimenti di canali composti da sostanza organica (1) associati ad iporivestimenti di micrite (freccia) (II-b, CA1104, XPL, barra 0,5 mm).

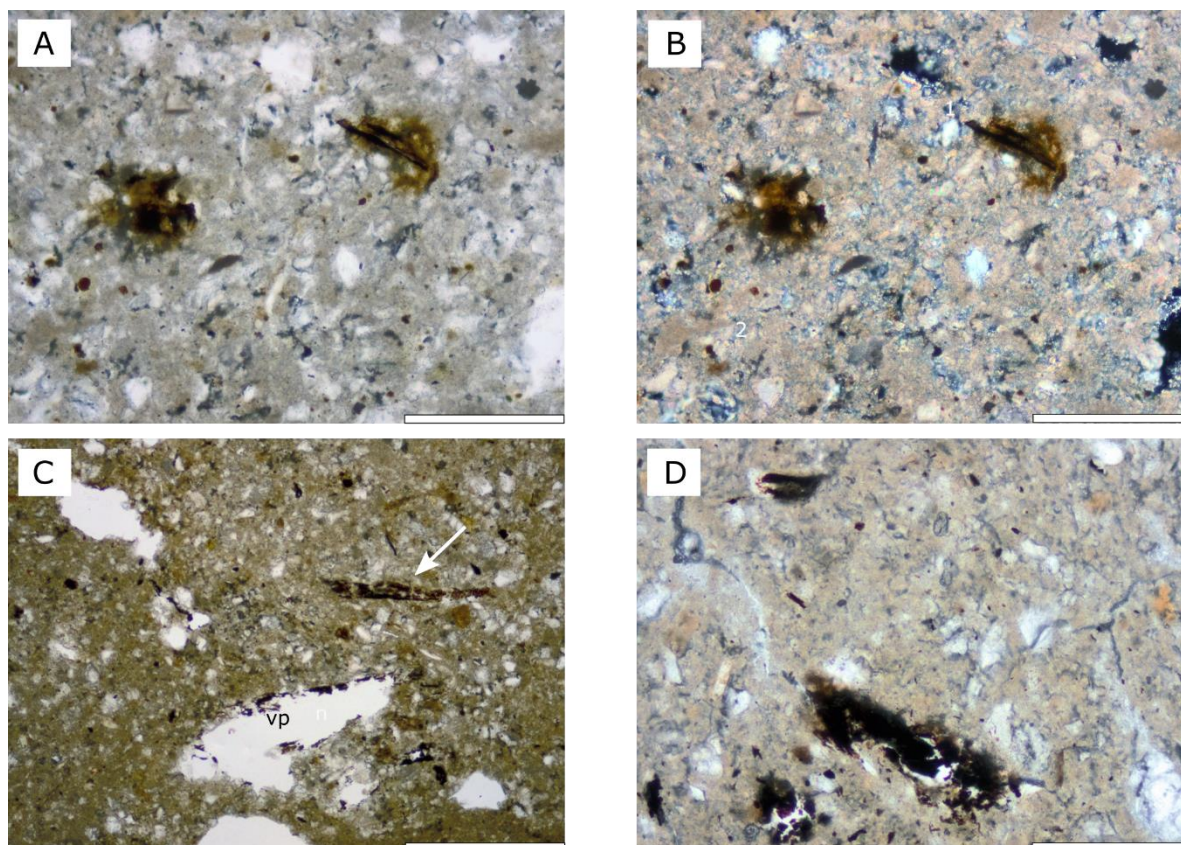


Sono inoltre presenti delle pedofigure che derivano dal degrado/humificazione della sostanza organica, apportata al sito dall'azione idrica, quali noduli bruno-nerastri, aggregati (fig. II.18A-B), e noduli microcristallini giallastri di natura fosfatica (Shahack-Gross 2011). Queste pedofigure sono diffuse nell'unità

⁷⁵ Sono definiti biopori i canali e le camere.

II-u dove sono associate ad una porosità caratterizzata da vuoti da impronta causati dalla completa alterazione di frammenti organici (fig. II.18C).

Figura II.18. Aspetto e stadi di degrado dei frammenti organici in sezione sottile. (A) alterazione dei frammenti vegetali, di cui parzialmente è riconoscibile la struttura cellulare (frammento a destra), con la formazione di noduli impregnativi brunastri (II-u, CA-06, PPL, barra 200 μ m); (B) come (A) ma XPL; (C) frammenti vegetali con struttura vegetale scarsamente riconoscibile (freccia) e completamente degradati a lasciare un vuoto pseudomorfo (vp), (II-u, CA1103, PPL, 0,5 mm); (D) frammenti organici di cui non è riconoscibile la struttura vegetale (FP, CA-04, 200 μ m).



Tali caratteri sono indicativi di una stabilizzazione della superficie e dell'instaurarsi di un ambiente favorevole all'attività di flora e/o della mesofauna del suolo, inclusi i molluschi come indicano parte dei riempimenti densi (Kooistra and Pulleman 2010). Le evidenze di bioturbazione sono presenti nell'intera sequenza, seppure in quantità variabile. In alcune unità, come II-ñ (CA-05), II-u e il riempimento del solco alla sua base, l'attività biologica ha indotto una trasformazione, anche sostanziale, dell'assetto originale del sedimento determinando una microstruttura vermicolare, indicativa di una esposizione superficiale piuttosto prolungata nel tempo, sebbene non quantificabile con precisione. Le unità sabbiose III-e/g e III-i conservano minime evidenze di attività biologica, tratto che le accomuna alle sabbie inferiori al focolare 4 e al focolare 6 (unità III-k/l). Il focolare 4 presenta una bioturbazione molto limitata, nella forma di riempimenti sciolti discontinui e continui, che interessa la parte basale dell'unità biancastra (facies a, MUa1) e le unità

sottostanti, distribuzione che supporta la presenza della superficie topografica all'interno dello strato biancastro (sez. II § 6.1.3).

6.2.3 Pedofigure e indicatori di gelo discontinuo

Gli indicatori micromorfologici di condizioni climatiche fredde caratterizzate dal gelo discontinuo sono rappresentati dalla microstruttura lenticolare indicativa di gelo (Van Vliet-Lanoë 2010) che è stata rilevata nell'unità II-I (CA1105 Mu2). Come indicato precedentemente, i frammenti del substrato locale (classe CLC-LOC) rilevati in sezione sottile potrebbero rappresentare delle placchette gelive (es. fig. II.16A-B).

A Cueva Antón parte della porosità potrebbe derivare dalla crioturbazione. Alcuni vacui rilevati sembrano derivare dal collasso/deformazione delle vescicole e sono indicativi di gelo qualora si manifestino in associazione con una microstruttura poliedrica angolare (Van Vliet-Lanoë 2010) come nel caso dell'unità II-b. La porosità a vescicole, riconosciuta nelle sezioni sottili di AS1, AS2, AS3 e FP, è tipica della superficie dei suoli alterati dal gelo, in particolare dei 5 cm superficiali, e si forma per una rapida espulsione di aria dal sedimento sia durante il processo di congelamento (cf. Van Vliet-Lanoë 2010), ma si può produrre anche con la saturazione d'acqua (cf. Stoops et al. 2010); quest'ultimo processo sembra essere stato determinante nella formazione delle vescicole di AS3 e FP.

La riorganizzazione della microstruttura della superficie del suolo a seguito dello scorrimento idrico/azione del gelo favorisce la traslocazione verticale di particelle e quindi un accumulo di materiale fine nel deposito nella forma di rivestimenti di argilla grossolana e limo a formare dei ricoprimenti o rivestimenti continui, spesso stratificati, su componenti grossolani e aggregati (Van Vliet-Lanoë 2010). I rivestimenti di argilla impura/polverosa, sebbene possano derivare dall'alluvionamento del sito (§ 6.2.1), si trovano localmente associati ad allineamenti di placchette gelive per cui si ritiene siano riferibili, almeno localmente come nell'unità II-b e II-k, all'azione del gelo-disgelo (fig. II.16C, D-E).

Presupposti per la formazione di queste evidenze sono da una parte la disponibilità d'acqua e dall'altra parte di un'escursione termica che periodicamente scende al di sotto dello zero termico, situazione rilevata nell'entroterra del SE della Spagna anche attualmente⁷⁶. A Cueva Antón sembra che i cicli gelo/disgelo siano avvenuti a bassa frequenza come dimostra lo sviluppo limitato delle pedofigure, l'assenza di una *fabric* a bande e di ricoprimenti laminati nella microstruttura, i quali si manifestano a seguito di almeno una ventina di cicli di gelo-disgelo (Van Vliet-Lanoë 2010).

⁷⁶ A Ciudad Real che si trova in un contesto analogo al sito (entroterra e quota), per esempio, in un anno si contano 32 giornate di gelo (1980-2010)

<http://www.aemet.es/es/serviciosclimaticos/datosclimatologicos/valoresclimatologicos?l=4121&k=clm>

6.3 Architettura e dinamiche formative della successione stratigrafica

Di seguito si descrive e discute la successione stratigrafica di Cueva Antón dalla base al tetto, seguendo la suddivisione in complessi geoarcheologici (Zilhão et al. 2010a, Angelucci et al. 2013a; tab. II.5).

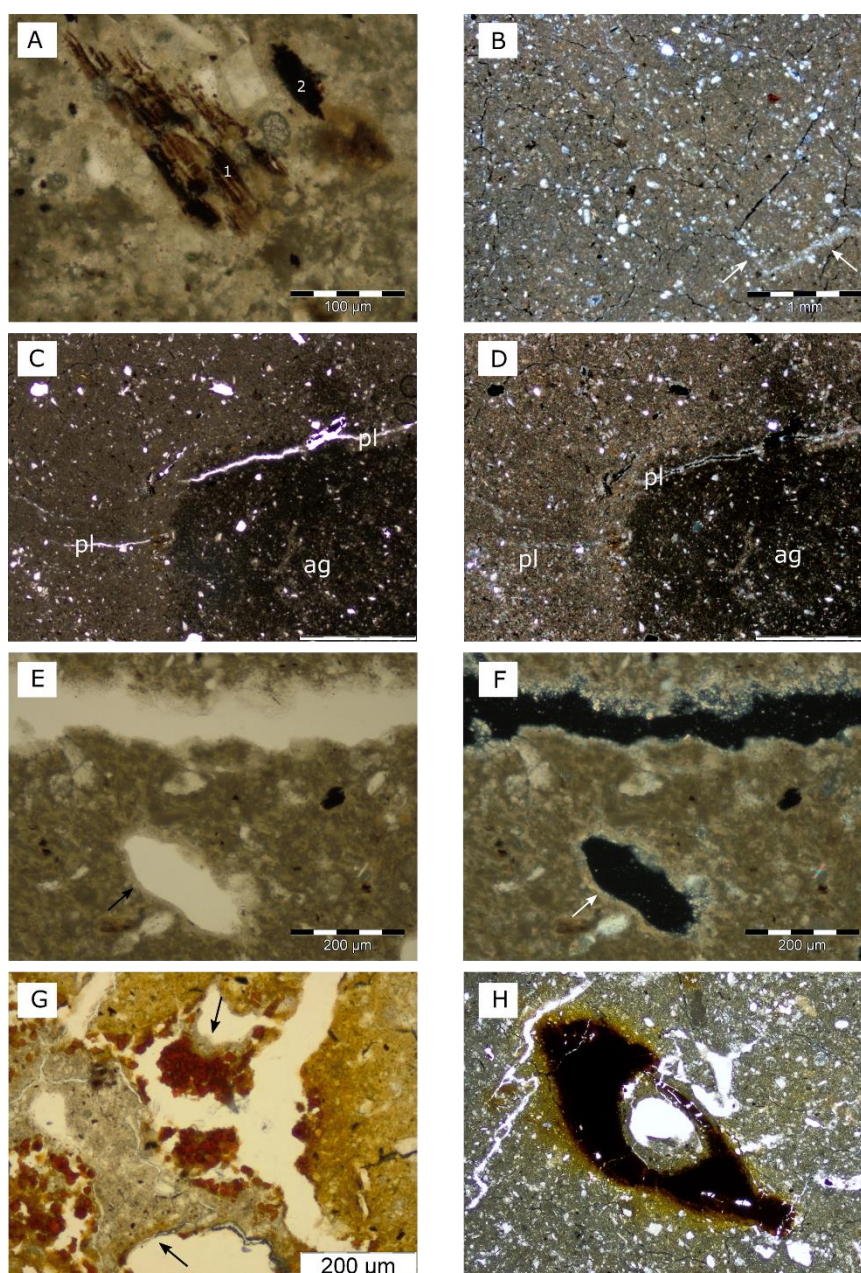
6.3.1 Complesso basale (FP, unità IV)

Il deposito del complesso basale è stato esposto per circa 65 cm (quota inferiore: 351,5 m), esclusivamente nella parte più interna dello scavo archeologico nella Zona I (1991), con un parziale approfondimento (q. L21) a raggiungere una quota di poco superiore a 351 m senza però intercettare la roccia basale. Archeologicamente sterile, l'unità IV si compone di materiale molto fine con sostanza organica finemente dispersa ed una debolissima organizzazione interna. La geometria dello strato non è apprezzabile nella sua totalità data la limitatezza della sua esposizione; la superficie superiore, erosiva, è debolmente inclinata immergendo da SE (352,2 m q. J>I20) a NW (352 m, q. L>M21), come probabile riflesso sia della dinamica erosiva dei processi che poi hanno accumulato le unità inferiori di AS5 sia della conformazione del fondo roccioso del riparo. Infatti, durante lo scavo del 2011 e del 2012, è stato esposto un affioramento di roccia nella parte esterna dell'area indagata (qq. J-L/16-18), alla base dell'unità III-i/j e III-k/l (quota 352,4/352,5 m). Zilhão et al. (in prep) propongono la continuità laterale dell'affioramento, basandosi sulla presenza di roccia nei quadrati B21 (quota 355 m) e I20 (quota 353,5 m), da cui gli autori deducono un approfondimento del fondo del riparo contro parete a formare una fessura, riempita dal complesso FP. Allo stato attuale delle ricerche non si può escludere che parte dell'affioramento citato rappresenti la superficie di blocchi caduti dalla volta, come ad esempio la parte superiore della roccia rilevata in q. I20 e in qq. B20-21, dato che questi sono presenti in alcuni punti della successione sedimentaria (tab. II.10, sez. II § 7.2).

Micromorfologicamente il complesso FP (CA-04, q. L21) è composto in prevalenza da argilla calcitica, grigio giallastra, in cui sono immersi elementi limo-sabbiosi (occasionalmente a raggiungere la taglia della sabbia fine) dati da materia organica scarsamente conservata (il tessuto cellulare è riconoscibile solo in alcuni frammenti di dimensioni maggiore, fig. II.19A, spesso i frammenti sono impregnati da ossidi di Fe, fig. II.14E) di probabile origine (sub-) locale e particelle detritiche, disorganizzate, che rispecchiano praticamente i medesimi litotipi e rispettive proporzioni ritrovati nei livelli fini, limosi-argillosi, della successione di interesse archeologico, ovvero per lo più carbonatici (CLC) con una frazione silicoclastica (SIL) secondaria (v. sopra; fig. II.19B). Tipici dell'unità IV sono gli pseudomorfi vegetali di ossidi di ferro che raggiungono dimensioni millimetriche, organizzati nella forma di noduli aggregati (in PPL giallo arancione, in OIL arancione suggerisce la presenza della goethite, fig. II.19G-H). Queste figure conservano in particolare la morfologia esterna del frammento vegetale andando a riempire il vuoto lasciato dalla decomposizione del materiale organico. La sostituzione della materia organica da parte degli ossidi di ferro è un processo tipico dell'idromorfia temporanea dove il livello della falda acquifera, ovvero della zona satura, varia nel tempo. La temporanea saturazione d'acqua, piuttosto prolungata nel tempo, è testimoniata anche da impregnazioni e

iporivestimenti su vuoti di idrossidi di ferro di colore giallo-arancione associati ad una massa di fondo impoverita di ossidi di Fe-Mn (fig. II.19E-F), caratteri che impartiscono l'aspetto screziato osservato sul campo.

Figura II.19. Micrografie del complesso FP (CA-04). (A) frammenti di materia organica a conservazione moderata (1) e scarsa (2) (PPL, barra 100 μm); (B) scarsi elementi clastici dispersi nell'argilla calcitica. Le frecce in basso a destra indicano i riempimenti di argilla calcitica dei vuoti planari (XPL, barra 1 mm); (C) aggregato ad alto contenuto di micrite (ag) incluso nella matrice limo-argillosa. Si notino i margini netti a dx e graduali al tetto e la presenza di vuoti planari (pl) (PPL, barra 1 mm); (D) come (C) ma XPL, si noti la b-fabric indifferenziata dell'aggregato (ag); (E) vescicola con rivestimento di argilla chiara indicato dalla freccia (PPL, barra 200 μm); (F) come (E) ma XPL; (G) rivestimenti micritici, indicati dalle frecce, che coprono uno pseudomorfo di ossi-idrossido di ferro composto da piccoli noduli circolari. Si noti l'aspetto *speckled* della micrite causato dalla presenza di sostanza organica dispersa (PPL, barra 200 μm); (H) come (G) ma XPL.



L'unità inoltre mostra la riorganizzazione dell'argilla lungo linee spesso ortogonali rispetto ai vuoti planari che individuano l'attuale aggregazione, indicata dalla *b-fabric* striata e da riempimenti di argilla chiara (fig. II.19C-F), verosimilmente risultante dall'azione postdeposizionale di disseccamento ripetuto, a cui potrebbe essersi aggiunta l'azione verticale delle argille espandibili (Kraus and Aslan 1999). Si ricorda che la mobilizzazione dell'argilla può essere favorita da condizioni riducenti, indicative di periodi di accumulo in acqua. Le pressioni sviluppate da questi processi hanno determinato la formazione della microstruttura poliedrica angolare con vuoti planari (fig. II.19C-D), alcuni dei quali con morfologia arcuata, e della *b-fabric* striata ben sviluppata (es. McCarty et al. 1998). Allo stesso processo, conosciuto anche come *brecciazione* nello studio di ambienti palustri (es. Freytet and Verrecchia 2002), va riferito l'accorpamento nella massa fine di argilla calcitica degli elementi subangolari (fino a 1 cm) ad alto contenuto di micrite (*b-fabric* indifferenziata) e ricchi di granuli di quarzo ma con localmente margini diffusi, che conferiscono l'aspetto brecciato al deposito osservato in sezione sottile (fig. II.19C-D). Questi potrebbero rappresentare dei relitti di un'aggregazione antica, pertinente ad una precedente fase di pedogenesi/essiccazione durante la quale si è verificata una massiccia precipitazione di carbonato di calcio, anche per evaporazione come suggerisce l'aspetto brecciato e screziato. La presenza di vescicole suggerisce una rapida evaporazione dell'acqua che ha accumulato all'interno delle vescicole stesse, indicative di cicli secco-umido (Stoops et al. 2010), dei rivestimenti di argilla chiara (fig. II.19E-F). La presenza di una forte alterazione su parte dei feldspati espressa come alterazione pellicolare, supporta l'omogeneizzazione di materiali di varie età.

Le caratteristiche pedo-sedimentologiche del deposito FP indicano che esso si è accumulato per decantazione e per scarsissimi input a trasporto trattivo in un ambiente alluvionale di bassa energia, come possono essere le acque più o meno stagnanti, quali laghi poco profondi, pozze create durante il ritiro delle acque od alvei abbandonati, in cui sono caduti, e poi rimaneggiati, dei frammenti vegetali provenienti dalla copertura vegetale del suo intorno (v. fig. 3 in Alonso-Zarza, 2003: 268). In questi ambienti l'alterazione postdeposizionale avviene all'abbassarsi del livello delle acque, quando si instaura una situazione ricca in ossigeno, ovvero un ambiente oxic, con conseguente ossidazione del materiale organico e formazione di pseudomorfi e di pedofigure di ossido di ferro; si innesca inoltre l'evaporazione dell'acqua a cui consegue il disseccamento del fango e la precipitazione dei carbonati. Nell'unità FP la precipitazione di calcio si esprime nei noduli di micrite, nel carattere calcitico dell'argilla⁷⁷, e nei rivestimenti di micrite-microsparite, questi ultimi con sostanza organica dispersa, e indica l'evaporazione di un mezzo idrico saturo di carbonato di calcio per percolazione in ambiente vadoso. La stratigrafia delle pedofigure, dei rivestimenti in particolare (fig. II.19G), indica che questo processo che ha agito successivamente alle altre dinamiche postdeposizionali e potrebbe così indicare l'ultima esposizione in superficie. L'esposizione sub-aerea postdeposizionale è testimoniata in FP anche dall'attività biologica, indicata dai canali e dai loro riempimenti, e dal processo di

⁷⁷ Si tratta infatti di fango calcitico; va comunque considerato che la presenza di carbonato di calcio possa essere indicativa dell'origine dei materiali stessi piuttosto che di processi postdeposizionali.

disseccamento con eventuale azione vertica. Questo processo ha prodotto la riorganizzazione della componente argillosa, l'incorporazione di aggregati testimoniati da una precedente aggregazione che conferisce un aspetto brecciato al sedimento, l'omogeneizzazione dei livelli sabbiosi e la formazione di fessure lineari o curvilinee che delimitano le aree screziate di grigio scuro, ovvero gli aggregati relitti. Le modificazioni postdeposizionali hanno portato alla riorganizzazione dei materiali di origine differente, come indica il dato desunto dalla malacofauna, quest'ultima osservabile in sezione sottile come frammenti o resti interi. Le associazioni qui rinvenute sono infatti composte da gruppi di molluschi con habitat nettamente differenti e non compatibili, come l'ambiente secco e roccioso e l'ambiente d'acqua dolce (Zilhão et al. in prep).

L'attuarsi di più cicli di immersione/accumulo ed emersione di materiale compatibile ad un ambiente palustre è testimoniato anche dall'aspetto screziato conseguente all'impregnazione di ossidi di ferro sotto forma di noduli, iporivestimenti e la sostituzione della materia organica da parte di ossidi di ferro (fig. II.19H). I movimenti della falda freatica/del flusso idrico inducono la mobilitazione degli ioni di ferro Fe^{2+} che si depositano durante l'emersione, in ambiente ossidante, come aggregati ricchi in Fe^{3+} (cf. Freytet and Verrecchia 2002). Sono peraltro presenti figure da deplezione, quali l'impovertimento di ferro dell'argilla dei rivestimenti, come dimostra il colore molto chiaro in PPL (fig. II.19E), e della micromassa, come indica il suo colore grigiastro visibile anche su campo. Tali figure suggeriscono una saturazione d'acqua più prolungata nel tempo di quanto registrato negli strati superiori (Appendice IV tab. AIV.4) compatibile con la stagnazione del corpo idrico.

Alla luce di queste modificazioni postdeposizionali si può considerare quest'unità come un paleosuolo tipo pseudogley poco sviluppato, impostato su sedimenti di natura fluvio-palustre scarsamente permeabili, periodicamente liberi dalle acque, e quindi drenati, e conseguentemente esposti in superficie e alla luce solare. I suoli pseudogley attualmente si sviluppano in condizioni anaerobiche a carattere stagionale in aree piuttosto calde (Catt 1986). Oltre all'idromorfia, l'azione della pedogenesi si esprime anche attraverso l'attività biologica, espressa come figure connesse alla mesofauna in sezione sottile, e ad organismi vegetali indicati dalle radici rilevate sul terreno, seppur limitata, e l'azione dei processi vertici/di disseccamento che hanno portato ad omogeneizzare la stratificazione originaria. Lo sviluppo di pedogenesi associato alla presenza di elementi detritici, la cui composizione rispecchia le litologie riscontrate nei sedimenti alluvionali soprastanti (AS), indica che il corpo idrico era alimentato principalmente da acque superficiali e non di falda acquifera. Su queste basi si propone una connessione genetica del complesso FP all'ambiente alluvionale del fiume Mula, condizione che porterebbe ad escludere l'ipotesi della formazione dell'unità IV in ambiente endocarsico (Zilhão et al. in prep)⁷⁸.

⁷⁸ Attualmente non sono disponibili dati relativi allo sviluppo del sistema carsico di cui fa parte Cueva Antón per cui non è dato di sapere l'esistenza di un fiume carsico che potrebbe aver depositato il materiale di FP.

L'accumulo di depositi palustri avviene quando le acque superficiali ristagnano in depressioni più o meno pianeggianti. La permanenza delle acque, e il conseguente accumulo di sedimenti palustri, può derivare sia dalla scarsa attività del sistema fluviale, tipica della fase finale del riempimento di un bacino, dipendente anche dall'attività tettonica (es. Alonso-Zarza, 2003), sia dal raggiungimento occasionale, durante una piena eccezionale, di un alto morfologico (es. Bohacs et al. 2000 citato in Alonso-Zarza, 2003).

I caratteri pedo-sedimentologici di FP trovano stretta correlazione con i tratti osservati nel terrazzo T+22-36 m presente a valle dell'*Embalse de La Cierva* fino alla faglia di Tollos-Rodeos. Silva et al. (1996) e Mather et al. (1995) interpretano questo massiccio accumulo fluvio-palustre come il risultato di uno sbarramento naturale del Mula indotto da movimenti tellurici avvenuto durante il Pleistocene Superiore pre-Würm. Utilizzando i dati pubblicati in Silva et al. (1996; fig II.5, tab. II.12) si nota che lo sviluppo ideale del profilo del terrazzo T+22-36 m vede una diminuzione graduale della sua quota relativa verso monte, con una pendenza media di 0,66% che aumenta a 1,3% nella parte alta analizzata, sita tra Mula e la Puebla/confluenza del fiume Pliego. Nella pubblicazione non è chiaro dove si situa sul corso fluviale la posizione indicata come "Mula", ma sapendo che la distanza tra Mula e la confluenza con il fiume Pliego è data a 3,2 km (fig. II.5) possiamo ipotizzare la sua localizzazione a circa 2 km dalla base della diga dell'*Embalse*⁷⁹ e quindi circa 3,5 km da Cueva Antón. Ipotizzando per T+22-36 m anche in questo tratto una pendenza analoga a quella rilevata nel tratto Mula-La Puebla, ovvero di 1,3%, presso il sito la superficie del terrazzo dovrebbe maturare un dislivello di 46 m da "Mula" e 87 m dalla confluenza con il Pliego, secondo la formula "Dislivello=Pendenza x Lunghezza", raggiungendo una quota minima di circa 355 m. A Cueva Antón la superficie di FP giace a 352 m che può ben essere correlata alla quota stimata del T+22-36 m considerando il carattere teorico del profilo e la natura erosiva del limite superiore dell'unità IV del sito. Di fatto, si ipotizza che parte del deposito palustre sia stata erosa dalla successiva fase fluviale (AS5) e la sua presenza presso il sito sia intimamente associata alla posizione protetta che ne ha permesso la conservazione all'interno di un'area depressa del riparo. Inoltre come evidenziato da Mather et al. (1995), nei pressi di Mula il terrazzo in questione si compone principalmente di sedimenti della pianura alluvionale e solo secondariamente da depositi palustri, per cui non sorprende lo sviluppo limitato di FP.

Alla luce di questa correlazione e dei risultati dell'analisi geoarcheologica, la porzione basale della successione stratigrafica di Cueva Antón (unità IV o complesso FP), accumulata in ambiente palustre in più riprese, potrebbe rappresentare un relitto del deposito palustre che compone il terrazzo T+22-36 m individuato estensivamente a valle dell'*Embalse de La Cierva*. Considerando la cronologia del deposito soprastante AS5 (tab. II.6), inquadrato al MIS 5a, si può definire con maggior dettaglio la cronologia di questo evento, associato ad un generico pre-Würm da Silva et al. (1996) su base biostratigrafica (Agustí et al. 1990), collocandolo all'interno del MIS 5.

⁷⁹ Misura della lunghezza del corso fluviale è stata ricavata da googleMaps.

Tabella II.12. Pendenze dell'attuale alveo fluviale e del terrazzo T+22-36 m nel basso corso fluviale (da Silva et al. 1996); la distanza tra La Puebla/confluenza del Pliego e Mula è stata calcolata con gli strumenti di google maps. Le quote sono espresse in m (slm).

	Los Rodeos	Mula	La Puebla/ confluenza	Los Rodeos-Mula		La Puebla/confluenza-Mula			
	quota (m)	quota (m)	quota	distanza (m)	dislivello	pendenza %	distanza (m)	dislivello	pendenza (%)
T+22-36 m	171	310	268	21000	139	0,66	3200	42	1,31
alveo attuale	132	288	245	21000	156	0,74	3200	43	1,34

6.3.2 La sequenza archeologica (AS)

La sequenza archeologica (AS) si presenta come un corpo sedimentario di natura essenzialmente alluvionale con uno spessore medio di 2,3 m in netta diminuzione verso l'esterno del riparo a causa dell'affioramento del substrato roccioso e della presenza di una superficie di erosione che ne ha determinato l'asportazione nella porzione settentrionale dello scavo (sez. II § 6.3.3). La base di AS nella porzione contro la parete rocciosa poggia su una superficie erosiva che intacca l'unità IV a circa 352 m, mentre verso l'esterno dell'area di scavo (file 18-17 verso W e fila 20 verso E) poggia sulla roccia a quote comprese tra 352,5 m (q. L>M18-17) e 352,9 m (q. I>H20). L'organizzazione interna del complesso AS è influenzata da ulteriori superfici erosive che individuano i subcomplessi, denominati dalla base al tetto AS5-AS1 (tab. II.5), le cui unità costitutive mostrano giaciture e morfologie piuttosto coerenti tra di loro mostrando una generale inclinazione della superficie degli strati da SE verso NW. L'analisi delle associazioni di facies ha permesso di ricostruire più cicli di accumulo minori connessi principalmente all'azione idrica del fiume Mula (Angelucci et al. 2013a, tab. II.5).

AS5: pianura alluvionale attiva

La parte inferiore della sequenza archeologica (AS5) si compone di unità sabbiose con laminazione planare alla base (facies Sml e Sfl, tab. II.4), in cui sono inclusi gli strati archeologici più ricchi in evidenze antropiche di Cueva Antón e culmina al tetto con un orizzonte di suolo (II-u) sviluppato su sedimenti fini prevalentemente limo-argillosi ricchi in materia organica con figure di disseccamento associabile a condizioni palustri (sez. II § 7.6.3). La superficie di AS5, identificata dal tetto dell'unità II-u, è erosa dalle dinamiche che hanno portato alla formazione di AS4 e AS3 e risulta inclinata da SE verso NW (L=7,66 m, 13%), tra quota 353,7 m (q. I>H20) e quota 352,7 m (q. O>P18). La base del complesso poggia sulla superficie, di natura erosiva, del complesso FP, laddove questo è esposto, e sulla roccia affiorante nella parte esterna dello scavo. AS5 non è stato indagato estensivamente in profondità, per cui lo spessore totale di 1,5 m-1,2 m è riferito all'area della Zona I, profilo est e ovest rispettivamente, dove sono presenti anche le unità inferiori del complesso (unità III-m e III-n). Nel suo insieme AS5 rappresenta un corpo sedimentario essenzialmente di aggradazione, il cui sedimento ha subito una minima erosione nel corso dell'accumulo, percepibile dalle figure erosive alla base di II-u, simili a dei *rill*, forse formatesi durante il deflusso delle acque di inondazione.

Esondazioni sabbiose all'interno del riparo in condizioni fredde

Venendo alle unità in cui si articola il sub-complesso, III-n e III-m compongono nel loro insieme un deposito orizzontale esposto solo nella parte più profonda dello scavo (Zona I), di sabbie per lo più medie e fini, con laminazione planare e limite inferiore erosivo che intacca la sottostante unità IV. Tali caratteri suggeriscono il loro accumulo a seguito di un flusso laminare con trasporto trattivo di fondo che si può manifestare a seguito di una tracimazione delle acque sulla pianura alluvionale dove scorreva un fiume caratterizzato da un carico solido nella taglia delle sabbie. La presenza di una crosta carbonatica all'interno di III-m marca un'interruzione di sedimentazione, mentre i clasti pluricentimetrici alla base individuano una degradazione della volta a seguire la fase erosiva.

L'unità III-l è uno strato lenticolare di breccia media ben sviluppato che chiude per assottigliamento e passa lateralmente a sabbia fine laminata verso nord; verso est e ovest forma un unico strato con III-k, composto di sabbia media laminata (q. I>H20, qq. M-O/18-19). Operativamente le due unità sono state agglomerate in III-k/l, che presenta una giacitura orizzontale, lievemente inclinata da NE a SW, il cui tetto passa da 352,9 m (q. I>H20) a 352,4 m (q. L>M18-17) dove va a coprire in parte l'affioramento roccioso. A livello micromorfologico le sabbie medie di III-k/l affioranti nell'estensione occidentale (CA1204, Mu3) sono discretamente selezionate e si compongono degli elementi detritici standard del sito, di frammenti di sedimento alluvionale e di suolo bruno arrossato (sez. II § 6.1.2), indicativi di un rimaneggiamento da parte delle acque rispettivamente della piana inondabile e dei versanti pedogenizzati. Le dimensioni e i caratteri dei frammenti di tufo calcareo suggeriscono una fase di erosione di un affioramento nei pressi del sito, mentre alcuni frammenti di calcare nummulitico e calcarenite con evidenze di colonizzazione algale rappresentano la disgregazione del substrato roccioso locale, precedentemente stabile. Le limitate pedofigure calcitiche e biologiche testimoniano che le condizioni di stabilità/non aggradazione hanno avuto breve durata. L'organizzazione del sedimento è alterata da una figura di liquefazione che suggerisce un successivo rapido accumulo alluvionale (sez. II § 6.1.2).

Le acque che hanno deposto l'unità III-k hanno ridistribuito la sottostante breccia di III-l. L'ambiente di sedimentazione dell'unità III-k/l è paragonabile a quello delle unità inferiori. La crosta carbonatica che si sviluppa alla base delle brecce e le brecce stesse registrano l'interruzione dell'apporto alluvionale a favore di una stabilizzazione superficiale in condizioni climatiche prevalentemente fredde, caratterizzate dall'alternanza di fasi umide e secche.

Le occupazioni antropiche più antiche: unità III-i/j

Al tetto di III-k/l si trova l'unità archeologica più antica conservata a Cueva Antón, definita unità III-j nel 1991. Essendo spesso indistinguibile durante lo scavo dalla soprastante unità sabbiosa III-i, in particolare nella parte

più interna del deposito dove le attestazioni antropiche sono più scarse (file 19-20), è stata adottata l'unità archeologica III-i/j.

Si tratta di uno strato sabbioso-limoso, cuneiforme, con giacitura lievemente inclinata da E (q. I>H20) a W, situazione rilevata anche per le unità inferiori. L'unità presenta uno spessore massimo di circa 25 cm nell'estensione occidentale (q. O19>20), mentre ad est (q. I>H20) lo spessore si riduce a circa 3 cm. Considerando i caratteri dell'unità superiore (III-e/h, *infra*), quali l'aumento della potenza dello strato e della granulometria e quindi dell'energia del mezzo proprio verso est, si presume che lo spessore differenziale di III-i/j derivi dalle dinamiche alluvionali postdeposizionali. L'inclinazione degli strati da E a W sottintende la presenza di un ingombro nella porzione orientale del riparo che avrebbe potuto condizionare lo sviluppo spaziale dell'attività antropica, determinando una frequentazione più intensiva nell'area centrale ed occidentale dello scavo. Quest'ipotesi, speculativa, andrà testata con il proseguimento delle ricerche al sito.

L'unità archeologica III-i/j ha restituito nel corso degli scavi industria litica e resti di fauna, il cui studio preliminare ha individuato tracce di macellazione e combustione, associate a dei focolari (Zilhão et al. in prep.). Il sedimento che include gli apporti antropogenici è costituito da sabbie da fini a medie, per lo più laminate; durante lo scavo dell'estensione occidentale sono stati rilevati dei *flute casts*, dei solchi di erosione che si formano a seguito dello sviluppo di una turbolenza a causa dell'irregolarità del fondo e/o di ostacoli, come avrebbe potuto essere l'affioramento roccioso; indicano inoltre che la paleocorrente aveva direzione NW-SE (Appendice III tab. AIII.4).

In totale sono stati individuati 6 focolari, di cui tre portati in luce con gli scavi dell'estensione occidentale del 2012. Qui le strutture di combustione giacciono a quote differenti all'interno dello strato archeologico e individuano così ulteriori tre superfici, ed episodi di occupazione, dalla base al tetto incluse nella subunità III-i/j3 (focolare 6) e III-i/j1 (focolare 4 e 5). Le tre subunità sono apprezzabili chiaramente nell'estensione laterale e in parte dell'area centrale di scavo, in corrispondenza dello spessore massimo dell'unità, ma non durante lo scavo (fig. II.11A). Nell'area centrale di scavo, nei pressi dell'affioramento roccioso, è stato rilevato un ulteriore focolare, il focolare 3 nella subunità III-i/j1 (scavo 2011, qq. J-K/19-18). I focolari si presentano come concentrazioni nerastre piuttosto delimitate spazialmente. I prodotti di combustione sono stati dilavati, ovvero parzialmente erosi e rideposti dall'acqua, come dimostra la dispersione dei carboni nelle vicinanze dei focolari 3, 5 e 6, la morfologia della loro superficie e le caratteristiche sedimentologiche dei focolari stessi e delle sabbie soprastanti (sez. II § 6.1.3). La parziale rielaborazione del materiale combusto ad opera di acqua corrente più o meno incanalata, alternata ai tre episodi di frequentazione, è ben visibile nell'area centrale nella forma di sottili allineamenti nerastri che laminano il sedimento sabbioso (qq. L>M/17-19). Una di queste laminazioni si trova all'interno di una figura erosiva che taglia le unità III-b/d fino ad intercettare il tetto di III-i/j: la posizione stratigrafica del solco non è ben definibile a causa dell'alterazione pedogenetica di II-u che maschera la stratificazione e della limitata esposizione (Appendice, sezione L>M16-

22), ma sembra appartenere all'unità II-u .A livello micromorfologico il riempimento di questa figura erosiva (CA1102, q. L>M18) si compone al tetto di sabbia medie, laminate e ben selezionate che tagliano un deposito più fine, limo-sabbioso al cui tetto giace un allineamento di frammenti di calcare autoctono(fig. II.7A), in cui una parte delle particelle è data da frammenti di sedimento alluvionale fine e di suolo parzialmente rielaborati (cf. litorelitti e pedorelitti già citati sopra). L'allineamento nerastro osservato su campo si compone principalmente di cenere fosfaticizzata, frammenti ossei e di materia organica bruciata (fig. II.8D, CA1102 Mu3). Questa figura rappresenta l'erosione/dilavamento a breve distanza di una superficie antropica. La pedogenesi, debole, si esprime nella porzione limo-sabbiosa a gradazione diretta con l'incorporazione ed alterazione dei frammenti vegetali e soprattutto con l'attività biologica, più marcata nella parte bassa della sezione sottile, caratteri tipici del suolo di II-u (*infra*). Alla luce di queste informazioni sembra che il solco erosivo abbia interessato solo le unità superiori a III-i/j per cui l'allineamento osservato è riferibile al dilavamento sulla superficie antropizzata delle strutture di combustione probabilmente rilevate nel 2012 (*infra*).

A chiudere verso l'alto la sequenza dell'unità III-i/j vi è uno strato irregolare di sabbia fine, di circa 3-5 cm di spessore, localmente non riconoscibile, che localmente è denominato unità III-i. Micromorfologicamente (CA-03 Mu3) si compone di granuli nella taglia del limo grossolano e della sabbia molto fine, laminati. Nella parte inferiore della sezione sottile, il tetto delle lamine fini è talvolta rivestito da argilla calcitica a formare un ricoprimento continuo o una crosta interna, a cui corrispondono delle concentrazioni di noduli aggregati di ossi-idrossido di ferro ed indicano più fasi di accumulo. Il tetto di III-i è coperto da alcuni frammenti di calcare nummulitico e parzialmente cementato dalla crosta carbonatica dell'unità III-h che coinvolge i clasti stessi (CA-03 Mu2). Questi caratteri indicano una graduale diminuzione dell'apporto alluvionale. La sedimentazione, ciclica, è avvenuta essenzialmente per decantazione e presuppone la presenza per un certo periodo di acqua ferma. Al tetto di ogni ciclo, l'accumulo di argilla, poi cementata, ha creato una barriera alla normale permeabilità del sedimento, sabbioso e quindi drenante, con conseguente ristagno d'acqua e sviluppo più marcato delle figure di idromorfia e della precipitazione di carbonato di calcio che ha portato alla creazione di croste carbonatiche, che mostrano uno sviluppo maggiore verso l'alto. Queste condizioni sono compatibili con un ambiente di pianura alluvionale in posizione piuttosto marginale rispetto all'alveo fluviale che ha ricevuto apporti minori a seguito della mobilità del corso d'acqua e che culmina ad una temporanea disconnessione dalle acque correnti, quando si registra un breve fenomeno freddo. Tale evoluzione può peraltro essere collegata anche ad una diminuzione dell'attività fluviale stessa.

III-i/j3 e il focolare 6

La superficie della subunità III-i/j3 è riconoscibile nell'estensione occidentale come un'ampia area nerastra irregolare, sabbiosa, ricca di ossa variamente combuste, anche calcinate, e di manufatti litici (*facies m-n*, Appendice III tab. AIII.3). Giace a quota di circa 352,3 m (q. O>P18), e verso E, a partire dalla fila L, perde

definizione. Localmente è visibile un sottile strato biancastro millimetrico e discontinuo, parzialmente cementato (*facies a*, v. Appendice III tab. AIII.3), e sono state rilevate almeno tre aree arrossate sovrapposte (*facies r*, tab. v. Appendice III tab. AIII.3), che individuano più focolari (focolare 6a, 6b e 6c, fig. II.11C). Come trattato precedentemente (§ 6.1.3), nella *facies m-n* del campione analizzato al microscopio ottico (CA1204, q. M18, proveniente dall'area periferica del focolare 6a) i materiali chiaramente indicativi di combustione sono limitati a qualche frammento osseo e di cenere rimaneggiata; non si riconoscono carboni, peraltro abbondanti nel sedimento flottato. Si osserva una perdita di organizzazione delle sabbie verso l'alto dove ci sono frammenti angolosi millimetrici di sedimento alluvionale fine, elementi associabili al calpestio, localmente causata da figure sedimentarie di liquefazione (sez. II § 6.1.2).

Il dato micromorfologico e di campo indicano un minimo rimaneggiamento idrico dei prodotti di combustione del focolare 6 che giaceva al tetto della subunità III-i/j3 da parte dell'evento che ha accumulato III-i/j2, determinando l'erosione e lo spostamento laterale dei reperti archeologici più minuti. La superficie su cui è stata dispersa la materia organica combusta, quest'ultima non riscontrata in sezione sottile, registra la frequentazione antropica anche nella forma del calpestio e forse viene coperta da un accumulo carbonatico di origine biologica a creare la *facies a*, discontinua spazialmente. Le dinamiche formative hanno quindi determinato una scarsa conservazione della struttura di combustione e dell'associata superficie di occupazione, con una parziale posizione secondaria dei resti archeologici. La subunità III-i/j3 rappresenta la superficie di alterazione antropica dell'unità sabbiosa III-k/l: la frequentazione umana è avvenuta in tempi ravvicinati all'accumulo di questa unità.

III-i/j2

A seguire la parziale erosione del focolare 6 e dell'annessa superficie di occupazione, vi è l'accumulo di uno strato sabbioso di circa 10 cm (q. O19>20), denominato subunità III-i/j2 costituito da sabbie con granulometria leggermente maggiore rispetto alla subunità III-i/j3.

In sezione sottile l'unità III-i/j2 (CA1101b, q. L>M18) si compone di sabbie mal selezionate con un chiaro apporto antropico, costituito da numerosi frammenti ossei, eterometrici, e scarsi frammenti di carbone. Una parte consistente della frazione sabbiosa, nella taglia della sabbia fine e media, è data da frammenti di tufo calcareo con una colorazione a toni più scuri e a tratti rossastri che, come suggerito precedentemente potrebbe essere prodotta dall'alterazione termica, e conferisce l'aspetto scuro del sedimento percepibile macroscopicamente. Le ossa presentano diversi gradi di alterazione termica, come suggerisce la variazione nella colorazione e nella reazione di autofluorescenza. L'associazione di tali evidenze, assieme allo scarso *packing* e all'organizzazione disorganizzata risulta dalla rielaborazione del materiale antropogenico, combusto e non, sia per calpestio che per dilavamento, processi che si sono ripetuti più volte all'interno della medesima unità III-i/j, come indicato dalla microstratigrafia della sequenza dell'unità.

III-i/j1: il focolare 4

Le sabbie che compongono il corpo di III-i/j1, fini e medie, su cui è presente il focolare 4 presentano una laminazione piano parallela alla base ed incrociata verso l'alto, con delle lenti di sabbia grossolana nella fila M. In sezione sottile (CA1202 Mu3, CA1203 Mu4, q. O19), rappresentante il substrato su cui è stato acceso il focolare 4, la laminazione, parallela debolmente inclinata, è dettata dall'alternanza di sabbie molto fini con limi grossolani e sabbie medie/fini (fig. II.13A). Nella parte più inferiore le sabbie, disorganizzate (fig. II.13A), includono frammenti di sedimento arrossato, di materia organica allineata in piccole e discontinue laminazioni, talvolta associata a frammenti di cenere fosfatizzata (nella taglia della sabbia grossolana), indicando un parziale rimaneggiamento di materiale termoalterato non pertinente però al focolare 4. Rari frammenti millimetrici di calcare locale con forma tabulare indicano il rimaneggiamento o la deposizione in situ di breccia, mentre la microstruttura laminare potrebbe essere indicativa di calpestio (Gé et al. 1993). Tali caratteri individuano un'ulteriore superficie di occupazione antropica, forse associabile con il tetto di III-i/2, sita tra il focolare 6 e il focolare 4.

Su questo deposito di esondazione è avvenuta l'occupazione antropica espressa dal focolare 4 (qq. N-O/19>20) a quota di circa 352,4 m. Rispetto agli altri focolari dell'estensione occidentale, il focolare 4 si presenta in migliori condizioni di conservazione come testimonia la morfologia della successione sedimentaria, ben definita, delle facies di combustione (Appendice III tab. All.3) dello spessore complessivo di circa 10 cm (fig. II.11A). Il dato micromorfologico (CA1201 Mu2, q. O19) presentato nel § 6.1.3, a cui si rimanda per i dettagli, rivela che la *facies a* non rappresenta il prodotto di combustione cinereo, bensì una precipitazione di carbonato di calcio mediata biologicamente, avvenuta velocemente su un substrato sommerso da acque poco profonde, e la superficie topografica su cui è stato acceso il fuoco ricoperta da frammenti litici ed ossei di origine antropica. Il sedimento sottostante la fonte di calore è termoalterato maggiormente verso il tetto dove è composto da sabbie disorganizzate a causa del calpestio, e costituisce le facies *m-n* e *r* (CA1201 Mu3-4, CA1202 Mu2-3, CA1203 Mu2). Qui, l'assenza dei prodotti di combustione di natura vegetale, quali cenere e carboni, è conseguenza della loro asportazione a seguito di un evento di erosione idrica. La spiccata variazione cromatica del sedimento del focolare 4 sembra essere dovuta alla termoalterazione delle componenti sabbiose stesse, quali i frammenti di tufo calcareo e di rocce silicoclastiche (CA1201 Mu4, CA1202 Mu1-2, CA1203 Mu2-3). I frammenti di sedimento fine in parte arricchito in sostanza organica amorfa, indica che il calpestio ha interessato una superficie più o meno stabilizzata corrispondente ad un deposito di pianura alluvionale. La natura biogenica della precipitazione di carbonato di calcio e la presenza di un fase erosiva, limitata, che ha intaccato il focolare dimostra una conservazione meno ottimale del focolare stesso rispetto a quanto ipotizzato sul campo. Successivamente alla precipitazione di carbonato di calcio avviene un'ulteriore erosione idrica, più significativa, che ha indotto una parziale alterazione fisica del focolare stesso indicata dalle strutture deformative a fiamma.

Unità III-i/j1: il focolare 5

Il deposito che va a coprire, e parzialmente alterare, il focolare 4, ha uno spessore di circa 5 cm e si compone di sabbia fine e media laminata. In sezione sottile (CA1201 Mu1, q. O19) le laminazioni grossolane sono composte da sabbia media, quelle fini da limo e sabbia molto fine a gradazione diretta. Tra i costituenti del sedimento si riconoscono frammenti di sostanza organica bruciata, in sottili lamelle, e frammenti di cenere, concentrati verso il basso dove si nota un limite erosivo ondulato con la *facies a* del focolare 4. Questi elementi combusti derivano dalla parziale rielaborazione del materiale dilavato dal focolare 4 e non dalla *facies a* riconosciuta al momento dello scavo. La coesione di questo livello carbonatico, cementato, ha limitato l'azione erosiva del successivo evento idrico, peraltro di scarsa entità come suggerisce la granulometria fine delle sabbie deposte.

Il focolare 5, che si imposta al tetto di queste sabbie, individua una superficie a 352,5 m riconoscibile solo localmente (q. N20). Come visto precedentemente (§ 6.1.3), la struttura di combustione mostra la tipica associazione di facies di termoalterazione parzialmente deformata come indicano le strutture sedimentarie a fiamma (fig. II.11A). Tali figure si formano a seguito di una deformazione da carico su un sedimento saturo d'acqua ovvero quando un sedimento sabbioso si accumula rapidamente su un sedimento più fine (sez. II § 6.1.2). Al pari del focolare 4, il livello biancastro potrebbe indicare una stagnazione di acqua piuttosto che uno strato cinereo.

Unità III-i/j: parte centrale dello scavo

Verso la parte centrale dello scavo, lo strato III-i/j1, delimitato al basso dalla sottile laminazione nerastra che rappresenta il tetto di III-i/j2 e al tetto dalle sabbie di III-e/h, si compone di sabbia grossolana e presenta delle figure sedimentarie tipo *boudinage* (o *dish and pillars*), visibile chiaramente in L>M17. Questa figura sedimentaria, indica un processo di liquefazione (*dewatering*, sez. II § 6.1.2) che potrebbe essere stato indotto dall'accumulo successivo di sabbie e favorito dalla presenza dell'affioramento di roccia in quest'area.

In sezione sottile (CA1101a Mu1, q. L>M18) la subunità III-i/j1 si compone di sabbie molto fini- fini piuttosto disorganizzate, dove sono riconoscibili delle laminazioni di argilla calcitica discontinue lateralmente, dello spessore di pochi micrometri, accumulate per decantazione similmente a quanto osservato nell'unità III-i (v. sopra). Le sabbie includono frammenti eterometrici di calcare nummulitico, ossa, coproliti, sedimento alluvionale limo-argilloso gradato con sostanza organica ed occasionalmente piccoli frammenti di cenere fosfatizzata (CA1101a, Mu1). Inferiormente (CA1101a, Mu2) le sabbie, composte per lo più da granuli micritici e frammenti di sedimento divengono più compatte, si riconoscono delle laminazioni marcate da sottilissime croste carbonatiche o da sedimento fine a gradazione diretta che localmente, al tetto, risulta essere frammentato in situ, rafforzando l'ipotesi che la parte superiore rappresenti una superficie di occupazione.

Il dato sedimentologico dell'unità III-i/j, desunto dal focolare 4 in particolare, indica che la frequentazione antropica ha seguito almeno tre principali fasi di accumulo. La superficie antropizzata, che si sviluppa su depositi sabbiosi di esondazione, vede la ripresa delle dinamiche alluvionali in due fasi: inizialmente si verifica un dilavamento dei materiali combusti a causa dello scorrimento di acque a bassa energia, poi persiste al sito probabilmente negli avvallamenti della superficie topografica accumulando carbonato di calcio. Successivamente, ma in tempi piuttosto ravvicinati, il sito viene interessato da fenomeni alluvionali più intensi che rielaborano la superficie antropica, e in parte i materiali già rideposti precedentemente, accumulando lo strato di sabbia che intervalla le varie fasi di frequentazione. Tali fenomeni possono forse essere connessi a delle piene di intensità differente all'interno di un lasso di tempo che potrebbe essere l'anno solare a supporto dell'ipotesi di una frequentazione stagionale del sito. A seguire l'ultimo episodio di frequentazione si è verificato un evento di degrado della volta rocciosa, che però non sembra correlato con il crioclastismo come indica la presenza di *Pinus halepensis* e *Quercus* nel record biologico. Questa sequenza data da sedimentazione alluvionale – occupazione antropica – sedimentazione alluvionale – breccia è ravvisabile anche alla base del riempimento sabbioso del solco di erosione di II-u (CA1102) per cui si suppone che tale solco non abbia effettivamente intaccato l'unità archeologica ma solo le unità superiori esponendo così alterazione superficiale il deposito di III-i/j.

Interruzione della frequentazione antropica: l'unità III-e/h

L'unità III-e/h copre e taglia lo strato archeologico III-i/j; è composta da sabbie medie, localmente grossolane con laminazione piano-parallela ad incrociata, e indicano un accumulo del carico di fondo trasportato con energia moderata. L'unità III-e/h è cuneiforme e la sua superficie è inclinata da E a W giacendo tra circa 353 m (q. I>H20) e 352,5 m. Ad W dalla fila N l'unità non è più riconoscibile a causa del suo assottigliamento e dell'alterazione indotta dalla frequentazione antropica dell'unità III-d. L'unità mostra uno spessore massimo di 25 cm verso SE, contro la parete rocciosa (q. K22>23).

Micromorfologicamente l'unità III-e/g (CA-01 q. J>I21, CA-03 Mu1 q. L22>23) definita sul campo come sabbia media laminata, si compone prevalentemente di granuli calcarei fra i quali spicca una elevata percentuale di frammenti di tufo calcareo, che qui presentano una chiara morfologia dendritica associabile ad uno pseudomorfo di muschio, e frammenti subangolari di sedimento alluvionale fine ricco in micrite e di materiale organico fine. La laminazione è data dall'alternanza di lamine grossolane, con granuli nella taglia della sabbia media, localmente grossolana, e di lamine fini, mediamente composte da elementi nella taglia della sabbia molto fine a fine, solo occasionalmente media (CA-03 Mu1). Localmente si osservano, in posizione secondaria, dei residui di scheggiatura su selce (CA-01) e su calcare micritico (CA-03 Mu1), e frammenti di coproliti con struttura fibrosa (CA-01). I frammenti di selce seppure con caratteri non chiaramente associabili all'azione antropica (sez. II § 6.1.3) si trovano qui in concentrazione maggiore rispetto alle altre unità sabbiose, per cui si ritiene che la fonte del materiale sia di tipo antropico e giacesse nei paraggi a conferma

di una rielaborazione del materiale di III-i/j. La precipitazione di carbonato di calcio a seguito dell'evaporazione dell'acqua ha determinato la precipitazione di micrite che costituisce la micromassa del sedimento, localmente microsparite *bladed* (CA-03 Mu1) a formare inferiormente la crosta carbonatica dell'unità III-h (CA-03 Mu2), che, come discusso precedentemente (§ 6.2.1), rappresenta l'interruzione della sedimentazione alluvionale. Alla luce di quanto sopra si suppone che l'azione idrica rappresentata dall'unità III-e/g abbia eroso e rimaneggiato parte della sottostante unità antropica presente nella parte orientale del riparo. Il deposito sabbioso potrebbe rappresentare ancora una volta la tracimazione di piena nella forma di un deposito di rotta (*crevasse splay*).

Frequenzazione antropica: l'unità III-b/d

Su questo deposito sabbioso si imposta l'unità archeologica III-b/d che rappresenta una seconda fase di occupazione antropica del sito che si manifesta nella forma di lenti discrete di materiale ricco in resti archeologici, con limite inferiore ondulato ed erosivo. L'unione di più unità sedimentologiche in un'unica unità archeologica è il risultato di una scelta operativa dovuta alla scarsa riconoscibilità delle stesse durante lo scavo.

L'unità sedimentaria III-d è presente chiaramente nella fila O nell'estensione occidentale e nell'area centrale di scavo, dove costituisce una lente limo-sabbiosa, con uno spessore di circa 4 cm, ricca in materia organica, industria litica e resti di macrofauna. La sua base, erosiva, si trova a quote comprese tra quota 353,1 m (q. J22>23, contro parete) e 352,3 m (q. O>P18), e nella parte occidentale ha una giacitura discordante con il sottostante III-i/j, essendo inclinata da SE a W e sembra riempire delle depressioni erosive suggerendone una posizione secondaria indotta da un limitato rimaneggiamento idrico. Nella fila O>P19, presenta un avvallamento postdeposizionale a quota 352,3 m probabilmente dovuto ad una deformazione da carico. In sezione sottile (CA-02 Mu3, q. J>I21) l'unità III-d nella porzione contro roccia, si compone di una sabbia che porta deboli alterazioni da attività biologica indicata dalla porosità a canali, indicativa di un'esposizione in superficie, ma non evidenti tracce di apporto antropico. L'organizzazione caotica del sedimento è l'unico indicatore della frequentazione umana risultando verosimilmente dall'azione di calpestio.

Le unità III-c e III-b coprono l'occupazione antropica e nel loro insieme si compongono per lo più di sabbie laminate, con un'elevata variabilità granulometrica sull'area di scavo. Sulla base delle loro caratteristiche tessiturali è possibile individuarle singolarmente solo nella porzione più orientale dello scavo (q. I>H20, qq. J>I20/22). L'unità III-b ha uno spessore di circa 9 cm ed è composta da sabbie medie, localmente con laminazione inclinata, indicando un aumento dell'energia rispetto alle altre aree di scavo, come peraltro osservabile per III-c. In sezione sottile l'unità III-c (CA-02 Mu1, q. I>J21) è separata dalla sottostante unità III-d da un sottile strato a breccia, con clasti submillimetrici a millimetrici a supporto clastico (CA-02 Mu-2). Il limite inferiore di questa microunità è marcato da un rivestimento dei vuoti di costruzione continuo anche lateralmente composto da argilla brunastra impura; potrebbe indicare un ambiente freddo (sez. II § 6.2.3).

L'unità III-c si compone di particelle che spaziano dal limo grossolano alla sabbia media, localmente grossolana con un cospicuo apporto di origine locale, rappresentato da frammenti di calcare fossilifero e conglomerato calcareo, che al tetto della sezione sottile si organizzano a formare un allineamento. Il materiale non vede presenza di componenti antropogenici-biogenici né frammenti di sedimento o *clay pellets*, suggerendo un accumulo trattivo in condizioni di barra alluvionale che ha rielaborato il preesistente livello di breccia che chiudeva l'unità archeologica sottostante (unità III-d).

Le unità sabbiose III-c/b sono localmente erose come suggerisce la discordanza angolare con l'unità II-y (area contro parete) e l'aspetto cuneiforme per cui assottigliano da S a N per poi scomparire nella fila 18. Il limite inferiore, sito a quota di 352,6-352,4 m, è erosivo ed è marcato nell'estensione occidentale dello scavo da una sottile facies Gh (v. tab. II.4), indicando maggiore energia trattiva nelle acque correnti in questa parte del riparo. Qui la conservazione dell'unità III-d è dovuta alla sua cementazione che ne ha ostacolato l'asportazione.

Questo pacchetto sabbioso, rappresentante un accumulo connesso ad una corrente idrica a energie moderate di natura simile agli episodi di accumulo alluvionale sottostante, è coperto dall'unità III-a. Questo strato costituisce una crosta carbonatica su breccia fine, piuttosto discontinua lateralmente, ben espressa nell'area centrale di scavo, dalla fila 20 verso la parete. L'importante fenomeno di accumulo di carbonato di calcio indica un'interruzione dell'aggradazione fluviale (sez. II § 6.2.1), come indicato anche dall'accumulo di breccia, per un periodo più o meno lungo e data la vicinanza alla parete rocciosa potrebbe essere il risultato anche di una percolazione d'acqua all'interno del riparo stesso. I caratteri sedimentari di questa unità potrebbero indicare condizioni fredde.

Segue un episodio di moderata-bassa energia a trasporto trattivo, testimoniato dalle sabbie fini dell'unità II-y. Nell'estensione occidentale, l'unità II-y presenta alcuni allineamenti di placchette calcaree e ghiaia, e localmente laminazione parallela (q. O19), uno spessore medio di 6 cm, lievemente in aumento verso NW (q. O>P18) e in diminuzione verso l'area centrale (4 cm in q. N19>20). Nella parte orientale dello scavo (q. I>H20) si compone di sabbia maggiormente organizzata alla base con un spessore complessivo di 12 cm, indicando che questa zona era più soggetta a sedimentazione. Lo strato risulta localmente alterato da solchi erosivi pertinenti all'unità da II-u, i quali hanno intaccato le sottostanti unità da III-b/c a III-e/h, nella fila 18 nell'estensione occidentale e file 17/20 nella sezione W della zona I. L'unità II-y sembra essersi accumulata in un ambiente alluvionale di energia medio-bassa in un contesto di esondazione alluvionale con limitati apporti dalla parete rocciosa. La geometria dello strato e lo spessore sono in parte condizionati dai fenomeni erosivi successivi che sono stati maggiormente attivi nell'estensione occidentale, mentre in parte riflettono aree di maggiore accumulo, come nella parte orientale del riparo.

Suolo alluvionale: l'unità II-u

L'unità II-u chiude la sequenza di AS5. È piuttosto complessa ed è articolata in più subunità, variabili lateralmente. L'unità II-u mostra dei tratti tipicamente pedogenetici, quali l'aggregazione prismatica e l'incorporazione di sostanza organica (cf. Angelucci et al. 2013a) dal centro della zona indagata verso l'esterno (a partire dalle file 19 e 20 nell'estensione laterale, fila 16 nell'area centrale), mentre contro parete è osservabile la sequenza sedimentaria non alterata massicciamente dalla pedogenesi. La superficie superiore di II-u è inclinata da E a W ed è compresa tra quota 353,7 m (q. I>H20) e quota 352,6 m (q. M>O18). Presenta inoltre un aumento dell'inclinazione verso l'esterno del riparo nella fila 18 e 19⁸⁰, tagliando e alterando gli strati inferiori, fino ad intaccare il deposito archeologico III-i/j verso l'esterno dell'area scavata (q. O18). Lo spessore varia tra 25-28 cm, nella parte vicino alla parete rocciosa (qq. L>M22 e J22>23), e 50 cm nell'area centrale nelle file 17-16.

Sul terreno l'unità II-u, franco argillo-limoso, presenta dei tratti unici nel deposito di Cueva Antón, quali l'aggregazione prismatica con sviluppo scarso, un colore bruno scuro che si affievolisce verso il basso, la presenza di fessure a cuneo probabilmente formatesi per disseccamento (subunità II-u2). Queste figure si sviluppano su vari apporti alluvionali e gravitativi, non massicciamente alterati nella porzione contro roccia dove è riconoscibile una netta alternanza fra facies breccia (II-w, II-z) e facies sabbiose (II-u3), ma scarsamente riconoscibili nel resto dell'area indagata in cui è comunque percepibile una variabilità laterale. Nella parte occidentale dello scavo (q. O>P18-19), ad esempio, lo strato basale dell'unità II-u, limo-argilloso con giacitura planare, è eroso localmente da una superficie inclinata verso l'esterno del riparo che ha intaccato anche le sottostanti unità (da II-y a III-d) giungendo a quota 252,4 m. Su questa superficie si è accumulato un deposito limo sabbioso che potrebbe rappresentare il riempimento di un canale abbandonato. Una situazione analoga si osserva nella parte centrale (q. L>M18-17), dove il solco con base a U è a quota 352,5 m⁸¹, ed orientale dello scavo (q. I>H20, quota 353,5 m) per cui si suppone che un canale/solco effimero con andamento NW-SE abbia interessato l'area del riparo precedentemente alla stabilizzazione che ha portato alla pedogenesi, rielaborando anche il materiale dello strato archeologico III-b/d. Tale figura erosiva si accompagna ad altri solchi con andamento N-S, rilevati per lo più nella fila 18 dell'area occidentale, che hanno intaccato l'unità III-b/d e, marginalmente, III-i/j (*infra*).

La subunità II-u2, l'orizzonte di suolo maggiormente espresso, è coperta da un deposito alluvionale fine responsabile dell'interruzione della pedogenesi (II-u1), ad eccezione della parte orientale dello scavo (q. I>H20, qq. J>I19-17). Verso l'interno del riparo è composto da sabbie fini e presenta uno spessore molto limitato. Verso l'esterno del riparo questa subunità acquisisce spessore e organizzazione. Nell'estensione occidentale, ad esempio, si compone di una sequenza di sedimenti alluvionali fini, costituiti, dal basso, da limi-argille, sottili livelli di marne chiare e di sabbie ghiaiose, con un apporto gravitativo autoctono, su cui

⁸⁰ Rispettivamente nella sezione O>P dell'estensione occidentale nella sezione L>M dell'area centrale.

⁸¹ Dimensioni del solco: larghezza 55 cm, profondità visibile 34 cm.

insistono delle marne chiare. Questa sequenza, il cui tetto è localmente brunificato (q. O18), indica l'attuazione di più eventi alluvionali ad energia bassa, coerenti con episodi di esondazioni fini, seguiti da un'ulteriore fase di stabilizzazione e debole pedogenesi.

L'analisi micromorfologica del corpo di II-u riconosce nella bioturbazione il maggiore processo di pedogenesi a cui si associa l'humificazione dei frammenti organici. Lo sviluppo maggiore dell'alterazione pedogenetica nella porzione esterna del riparo sembra essere dovuto alla maggiore esposizione alla circolazione idrica, causata dalle periodiche inondazioni che giungevano con frequenza minore nella parte più interna del riparo rispetto a causa della sua sopraelevazione. La pedoturbazione è stata qui favorita dai ripetuti cicli secco-umido, espressi anche dalla presenza delle figure di disseccamento sviluppate a partire dal tetto di II-u2 e coperte da II-u1.

La subunità II-u2 si compone di limo argilloso ed argilla limosa nella parte esterna dello scavo (q. k18, CA-07), con un aumento della granulometria (q. I>H20, CA1103) e degli apporti calcarei locali verso la parete rocciosa (CA-06 Mu1). La porzione superficiale mostra evidenze di un'intensa e prolungata bioturbazione ad opera della microfauna, meno accentuata verso il basso, come indica la porosità a canali, la microstruttura vermicolare e *vughy*, i riempimenti giustapposti dei canali biologici e la deformazione delle pedofigure di idromorfia. I frammenti di sostanza organica, piuttosto diffusi sia nel materiale grossolano che nella micromassa, presentano vari gradi di humificazione, meno intensa alla base, come dimostra la struttura cellulare variamente riconoscibile con la formazione di noduli aggregati bruni e la presenza di vuoti di impronta (*moldic voids*) prodotti dalla decomposizione delle materia organica. Lo stesso processo di alterazione ha determinato la neoformazione di piccoli noduli tipici di fosfato (es. Shahack-Gross 2011). Tra le componenti grossolane si rilevano localmente (CA1103) frammenti di fosfato attribuibili a coproliti, associabili ad una frequentazione di carnivori-onnivori. Sono presenti le pedofigure di idromorfia, più sviluppate nella parte esterna del riparo (CA-07) che suggeriscono l'attuazione di più cicli di ossidazione in parte deformati dall'azione biologica. Nella parte esterna dello scavo l'unità II-u presenta, al tetto, dei rivestimenti discontinui, talvolta debolmente stratificati (CA1103), di argilla impura e argilla limosa che coprono i biopori che suggeriscono una traslocazione idrica dell'argilla, forse conseguente alle periodiche inondazioni a cui il sito è stato soggetto, come testimoniano i cicli sedimentari che hanno seguito questa fase di pedogenesi (subunità II-u1); data la presenza di breccia non si esclude l'origine connessa alla percolazione delle acque di disgelo. Nella parte inferiore della sezione sottile raccolta nella colonna di flottazione (CA1103) i frammenti organici hanno una distribuzione parallela e planare, simile a delle laminazioni minute, indicativa di un loro apporto per decantazione. Nella sezione sottile raccolta nella parte meridionale dello scavo all'interno di II-u2 è presente un allineamento di clasti di calcare nummulitico, di dimensioni fino a centimetriche con prevalente organizzazione planare, cementati da micrite (CA-06, Mu2), che indica una breve fase di degradazione del substrato roccioso non sufficiente ad interrompere però la pedogenesi, che si

manifesta anche inferiormente ad intaccare un sedimento più fine composto da argilla calcitica limosa (CA-06, Mu3). Localmente sono presenti rari granuli silicoclastici con rivestimenti di argilla bruna ereditata, che potrebbero indicare un'erosione, all'esterno del riparo, di suoli rubefatti tipo *terra rossa*.

L'organizzazione e le caratteristiche delle subunità di II-u indica che il suolo si è sviluppato su un deposito stratificato a granulometria fine, accumulatosi in più fasi. In particolare, si riconosce un episodio erosivo correlato ad una effimera ingressione fluviale, attribuibile ad un canale secondario, colmata da materiale piuttosto fine. Tale episodio, accompagnato dall'attivazione di solchi che entrano nel riparo da nord, potrebbe indicare una piena particolarmente accentuata. Le acque di ritorno potrebbero aver determinato l'erosione localizzata della superficie. Rispetto a quello che succederà successivamente la presenza di sedimenti fini, specialmente le marne, per poco visibile essa sia, riflette energie di riempimento molto minori ed un accumulo per decantazione.

La pedogenesi si sviluppa essenzialmente su un deposito fine, limo-argilloso, ricco in sostanza organica, indicativo di un deposito palustre (es. Goldberg and Macphail 2006). Viene interrotta quando il tasso di apporto alluvionale supera il tasso di pedogenesi con la formazione dell'unità alluvionale II-u1 il cui tetto è nuovamente pedogenizzato. Tali dinamiche portano alla formazione di paleosuolo cumulativo (Morrison 1978, § 7.6.3). L'interruzione della sedimentazione in contesto di acqua corrente è indicata anche dall'enorme quantità di ossa di coniglio derivanti dall'azione predatoria dei rapaci notturni che verosimilmente nidificavano lungo la fessura che corre lungo la volta del riparo (Zilhão et al. in prep.).

AS4: un paleocanale scorre nel riparo

Il complesso AS4 è stato individuato solo nella parte a ridosso della parete rocciosa nella parte centrale dello scavo nel 2006, presenta una morfologia cuneiforme come conseguenza della successiva importante erosione che individua la base del complesso AS3. È costituito dall'unità II-Ø, articolata in più sub-unità a giacitura orizzontale, sabbiose ed occasionalmente limose, laminate e massicce, ma con un aumento della granulometria verso il centro dello scavo (file 20 e 19). Lo spessore massimo dell'unità, contro la roccia, è di 55 cm. Il limite inferiore è ondulato ed erosivo, lievemente inclinato verso l'esterno e giace ad una quota di circa 353 m (da quota 353,3 m contro-parete a 353,1 m verso l'esterno) indica l'attuazione di un episodio di erosione, verosimilmente associato all'incursione contro-roccia di un paleocanale con energia moderata che scorreva in direzione W-NE. Tale ingressione ha determinato l'asportazione della parte superiore del sottostante deposito AS5 fino ad intaccare l'unità II-u. Dalla revisione delle sequenze stratigrafiche emerge che potenzialmente le sabbie di AS4 potevano essere presenti anche nella Zona I essendo visibile un'unità sabbiosa al tetto di AS5 (q. K20>19) erosa poi da AS3. La conformazione della parete rocciosa, aggettante dove presente AS4, ha permesso la conservazione localizzata del deposito AS4.

Il complesso AS4 rappresenta una seconda fase di erosione fluviale del deposito di Cueva Antón avvenuta, come già indicato in Angelucci et al. (2013a), per lo scorrimento di un paleocanale, attivato a causa di fenomeni di rotta, fino a ridosso della parete rocciosa che ha eroso la parte sommitale di AS5. Il riempimento sabbioso della figura erosiva è avvenuto gradatamente per accumulo sul fondo della corrente idrica incanalata (barra), a seguito della sua perdita di energia, a cui si è aggiunto l'apporto di periodiche esondazioni del canale migrato lateralmente nella forma di *crevasse splay*.

AS3: ingressioni di paleocanali all'interno del riparo

Il complesso AS3 è stato scavato nell'estensione occidentale, nell'area centrale e nella colonna di flottazione. È costituito da un corpo sedimentario concavo-tabulare; la superficie inferiore è erosiva, in discordanza angolare con le unità sottostanti, mentre la superficie superiore è leggermente inclinata da SE a NW, passando da 354,2 m (q. J22>23) a 353,6 m (q. M19>20). Come già evidenziato in Angelucci et al. (2013a) AS3 è una sequenza *fining-upward* che registra due principali fasi di accumulo sul fondo di un canale, a trasporto trattivo e una fase di accumulo per decantazione e trasporto trattivo a bassa intensità compatibile con la sedimentazione sulla pianura alluvionale. Sono inoltre presenti degli accumuli di breccia, più o meno rimaneggiati dai successivi eventi alluvionali, indicativi di condizioni freddo-umide.

Prima ingressione di un paleocanale: da unità II-t a II-q

Il primo ciclo di accumulo di AS3, si compone delle unità II-t, II-r, II-s, II-q; segue un'estesa superficie di erosione che taglia il sottostante AS5. Localmente⁸² potrebbe impostarsi sulla superficie generata all'inizio della fase rappresentata da AS4 dopo averne eroso il deposito. Il primo ciclo di accumulo presenta uno spessore massimo di circa 85 cm (q. L>M17) e si assottiglia lateralmente, per cui il fondo del canale doveva scorrere in corrispondenza della fila 17. Purtroppo non si conosce in dettaglio lo sviluppo del deposito verso l'esterno del riparo poiché è stato successivamente eroso dalla paleosuperficie (sez. II §. 6.3.3) che ha risparmiato uno spessore di 20 cm. Nell'estensione occidentale dello scavo l'unità II-t e II-q presentano una morfologia irregolare, una granulometria grossolana e il limite inferiore ondulato ed erosivo; la sabbia laminata include piccole lenti ghiaiose, con una larghezza compresa tra 60 cm e 1 m, con scarsi ciottoli. Il loro accumulo va associato allo scorrere di paleocanali di un corso d'acqua a configurazione multicanale. Nelle file N-O una concentrazione di pietre e blocchi calcarei ha ostacolato in parte lo scorrimento della corrente favorendo la formazione di corpi sabbiosi a valle dell'ostacolo stesso, indicando qui una direzione della paleocorrente da W a E. Nell'area centrale di scavo (qq. K-J19>20) la granulometria del sedimento basale di AS3 diminuisce: l'unità ghiaiosa II-t è assente, mentre l'unità II-q diventa sabbiosa e laminata indicando una diminuzione dell'energia del flusso idrico che, verso E-SE, ha rimaneggiato del sedimento gravitativo (facies B, tab. II.4) individuando l'unità II-q2. Nella parte orientale dell'area indagata, allo scomparire dei depositi

⁸² Ovvero nella parte contro parete della Zona I.

ghiaiosi corrisponde la comparsa di unità sabbiose e limose, le unità II-r e II-s. Tali strati presentano laminazione parallela, sia orizzontale che incrociata, che suggeriscono il loro accumulo a seguito sia della diminuzione dell'energia dell'acqua corrente incanalata sia di fenomeni di esondazione. Questo ciclo alluvionale è chiuso al tetto dall'unità II-q1, una breccia molto localizzata.

Questi caratteri suggeriscono che il fondo della corrente incanalata uscisse dal riparo prima di raggiungere la porzione più orientale dove si sono accumulati dei sedimenti di origine locale, la breccia, e in misura minore dei sedimenti da esondazione del canale stesso, suggerendo una certa sinuosità dei canali. La presenza del deposito gravitativo, crioclastico, è indicativa di condizioni fredde, accumulatosi su una pianura alluvionale.

Come indicato in cap. 5, il dato di terreno relativo a queste unità è indicativo delle dinamiche di formative ragion per cui non sono stati raccolti campioni per la micromorfologia.

Riempimento del solco erosivo in un ambiente di pianura alluvionale: unità II-p

A coprire il primo ciclo di accumulo vi è l'unità II-p, laminata, che rappresenta più accumuli di limo da esondazione e solo localmente si compone di breccia. L'analisi micromorfologica dell'unità di limo laminato II-p, nella porzione centro-occidentale dello scavo (CA-08, q. L>M19), rivela che la laminazione, di tipo *flaser*, è determinata dall'alternanza di lamine grossolane (0,3-0,5 cm, CA-08 Mu1) con elementi dal limo medio alla sabbia fine, localmente media, spesso con laminazione planare a incrociata verso l'alto, e lamine fini (spessore 0,5-1 m, CA-08 Mu2), spesso laminate planarmente, con elementi nella taglia del limo, tra cui frammenti di materia organica. Queste lamine si infittiscono alla base con un'accentuazione delle componenti più grossolane. L'associazione delle lamine, grossolana alla base con limite inferiore erosivo e fine al tetto, rappresenta un ciclo di accumulo a gradazione diretta, con trasporto trattivo alla base e accumulo per decantazione al tetto (sez. II §.6.1.2). Tali caratteri indicano una ciclicità nell'accumulo sedimentario avvenuto in condizioni di energia intermittente riferibili alle periodiche tracimazioni di piena (*overbank deposits*). Questi sedimenti hanno concorso al riempimento del canale ormai inattivo per cui il corso d'acqua in questa fase doveva scorrere relativamente lontano dal riparo.

Secondo episodio di incursione di un paleocanale successivamente abbandonato: unità II-o, II, z, II-ñ/j

Il terzo ciclo di accumulo si compone di una sequenza a gradazione diretta (unità II-o, II, z, II-ñ/j) che riempie il solco di erosione di un paleocanale a seguito del suo abbandono. Il sedimento sabbioso basale grada verso l'alto dove culmina con una brunificazione dei materiali fini superficiali di cui rappresenta l'alterazione pedogenetica (sez. II § 7.6.3). Questa sequenza è ben distinguibile nella parte orientale e mediana dell'area di scavo centrale, con uno spessore di circa 25-30 cm (q. J>I20, qq. K-J/20>19) in diminuzione verso SE (9 cm in q. J>I22) e verso S (29 cm in q. K22>23). Nell'estensione occidentale, e nella parte esterna dello scavo centrale, è presente solo II-ñ, con limite inferiore erosivo e spessore in aumento verso l'esterno da 30 a 35

cm (L>M17, M19>20, O>P19). Quest'unità, a granulometria fine e laminata, registra alcuni fenomeni ad energia maggiore, come indicato dalle lamine sabbiose.

L'unità II-ñ, come si presenta nella porzione centro-occidentale dello scavo (facies Lmy, v. tab. II.4), in sezione sottile (campione CA-05, q. L>M20) si compone di limo-sabbioso, scarsamente organizzato nel complesso a causa della bioturbazione più pronunciata al tetto: l'azione biologica della mesofauna è indicata dalla porosità a canali, dai loro riempimenti che ha determinato anche la deformazione delle figure di idromorfia. Alla base della sezione sottile le scarse alterazioni postdeposizionali hanno preservato la laminazione piano-parallela del sedimento costituita da lamine di sabbia fine e lamina di argilla limosa. La microstratificazione riconosciuta nella sezione sottile, composta da 4 microunità (v. Appendice IV), potrebbe rappresentare almeno due cicli di accumulo ad energia molto bassa, non visibili su campo nel profilo campionato. Le caratteristiche sedimentarie e la morfologia dello strato suggeriscono che l'unità II-ñ si sia accumulata a seguito di più episodi di esondazione, a carattere periodico e a bassa energia, connessi ad un canale principale che scorreva all'esterno del riparo. Un sottile strato a livello microscopico di frammenti angolosi di calcare locale, rappresenta l'unica possibile evidenza di crioclastismo di questo ciclo sedimentario, per cui si potrebbe suggerire la presenza di condizioni climatiche meno fredde. L'ambiente sedimentario di II-ñ è paragonabile a quello di II-p.

AS2 pianura alluvionale in ambiente freddo

Il complesso AS2 è un corpo sedimentario tabulare-concavo che poggia sulla superficie erosiva che in parte ha asportato il sedimento del sottostante AS3; verso l'esterno a causa della successiva erosione registrata dalla paleosuperficie (sez. §. 6.3.3). Il complesso AS2 presenta il massimo sviluppo nella parte centrale dello scavo con spessori compresi tra 78 cm (q. I>H20) e 47 cm (q. L>M23). L'organizzazione degli strati che lo compongono identifica tre cicli di accumulo di tipo alluvionale (Angelucci et al. 2013a) che testimoniano un progressivo allontanamento del paleocanale dalla parete rocciosa. Gli argini naturali accumulati durante le esondazioni dell'alveo fluviale e l'accumulo di materiale detritico proveniente dalla volta rocciosa (unità II-k) ha determinato la formazione di un'area depressa presso la parte più interna del riparo nell'area occidentale dello scavo.

Prime evidenze chiare di condizioni ambientali fredde-umide: unità da II-m a II-g

La parte basale di AS2 è costituita da un primo episodio di accumulo alluvionale, individuato dall'unità II-m, con ghiaie e ciottoli e, nella parte centrale dello scavo (q. K-J20>19), dalle sabbie della parte inferiore di II-l. Tali unità, composte da un sedimento indicativo di trasporto trattivo ad alta energia, sono associabili all'accumulo sul fondo di un paleocanale che ha eroso il materiale di AS3. L'assenza di un deposito fine di colmamento suppone che questo paleocanale dovesse avere un carattere temporaneo e divenire

velocemente disconnesso dalla rete di canali attivi per cui si propone una sua attivazione a seguito di almeno un evento di piena particolarmente importante.

L'unità II-l indica che successivamente all'abbandono del canale stesso si è creata una superficie più o meno stabile dove si sono accumulate delle brecce, indicative di un inasprimento climatico. Gli strati a breccia sono in posizione primaria presso la parete rocciosa (qq. J>I20/22, J-L22>23) e in posizione secondaria altrove (es. estensione occidentale, dove gli apporti alluvionali sono predominanti), nella taglia che va dalla sabbia alla ghiaia (dal tetto alla base) e includono frammenti di sedimento rimaneggiato, placchette e frammenti di calcare locale, ciottoli ben arrotondati. L'analisi micromorfologica dalla parte superiore di II-l affiorante nella parte orientale dello scavo (q. I>H20, CA1105), riconosce un predominante apporto alluvionale, localmente non alterato (CA1105 Mu1), a cui si aggiungono apporti locali e antropogenici in posizione secondaria. In quest'unità si registra un primo evento di smantellamento di suoli argillosi ricchi in ossidi di ferro, verosimilmente tipo *terra rossa*, come indica la presenza di granuli con rivestimenti di argilla bruna ereditata e pedorelitti più grandi composti dallo stesso materiale. L'azione idrica ha inoltre eroso la pianura alluvionale circostante il sito, non pedogenizzata, depositando all'interno della grotta dei frammenti di sedimento fine (cf. litorelitti). L'organizzazione caotica del sedimento è predominante (CA1105 Mu2) ed è dovuta sia alla bioturbazione che all'azione moderata del gelo discontinuo, quest'ultima espressa dalla microstruttura laminare (Van Vliet-Lanoë et al. 2010) e dall'accumulo di crioclasti. La disposizione subplanare dei componenti grossolani potrebbe risultare anche dall'azione di processi veicolati dalla gravità quali il soliflusso. Il dato micromorfologico dell'unità II-l è coerente con il dato antracologico, indicativo di un deterioramento climatico avvenuto in AS3 (Zilhão et al. in prep.). Si rileva inoltre una debole presenza di materiale di natura bio-antropogenica, quali ossa eterometriche, frammenti di coproliti e probabili frammenti di *débitage* (spessore di circa 0,7 mm). La loro granulometria molto maggiore rispetto a quella della sabbia argillosa che li include suggerisce lo svolgersi di attività antropica non molto distante dal luogo di rinvenimento ovvero una posizione primaria; l'occupazione umana, e il calpestio che ne deriva, può aver contribuito, insieme alla crioturbazione, alla generale deformazione, frammentazione ed omogeneizzazione, con traslocazione delle particelle, del materiale sedimentato, incluse le pedofigure, (es. Van Vliet-Lanoë 2010) ed è ben compatibile con la presenza di una superficie non soggetta ad aggradazione alluvionale, quindi più o meno stabile, al tetto di II-l. Le relazioni spaziali del sedimento osservabili in sezione sottile indicano che la crioturbazione è avvenuta successivamente al calpestio, determinando la microstruttura e la formazione delle figure tessiturali.

L'azione dei processi gelo-disgelo ha altresì determinato l'accumulo di parte della successiva unità II-k, cuneiforme, composta da breccia presso la parete rocciosa (qq. J>I21-22 e J-K22>23) che diminuisce in spessore fino a sparire verso l'esterno dello scavo (fila 19-20 verso est), dove si interdigita con delle lenti sabbiose e limose (qq. K-J20>19 e I>H20). Micromorfologicamente la breccia di II-k (CA1106 q. J22>23) consta

di frammenti, da centimetrici a plurimillimetrici, per lo più tabulari di calcare nummulitico e conglomerato a cemento sparitico, angolosi a supporto clastico al tetto (CA1106 Mu1) e di matrice alla base (CA1106 Mu2), con orientazione per lo più parallela debolmente inclinata verso ovest. Localmente la componente silicoclastica deriva dalla disgregazione del conglomerato a cemento sparitico che compone parte della roccia madre. La cementazione osservata sul campo è dovuta alla precipitazione di micrite intorno ai clasti, indicata dalla distribuzione relativa grossolana/fine chitonica, e di sparite a rivestire le placchette calcaree. Gli spazi interstiziali sono parzialmente colmati da sabbie fini e limi a gradazione diretta che formalmente rappresentano delle pedofigure tessiturali (sez. II § 6.2.1); al tetto (Mu1) questi rivestimenti sono composti anche da *clay pellets* bruni-rossastri (2%) e da piccoli frammenti di sostanza organica (<2%) e una piccola parte della frazione silicoclastica (ca. il 2%) con rivestimenti di argilla bruna, assenti nella parte bassa (Mu2). La porzione inferiore (Mu2) vede una presenza maggiore di questo materiale limo-sabbioso. Sono comuni le figure di idromorfia, quali noduli aggregati di idrossidi di ferro, e sono molto scarsi i frammenti di radice (probabilmente sub-recente). Questi caratteri suggeriscono che l'unità II-k si è formata con la sedimentazione alluvionale di energia medio-bassa, a cui si è aggiunta in un secondo momento l'accumulo gravitativo dei frammenti clastici derivanti dalla disgregazione della volta/parete rocciosa. Successivamente si imposta nuovamente uno stile sedimentario alluvionale, che ha deposto anche frammenti di un ipotetico suolo sviluppato esternamente al riparo, colmando gli spazi interstiziali della breccia. L'alternanza tra episodi di accumulo gravitativo ed episodi alluvionali di bassa energia è indicata anche a livello macroscopico con l'alternanza di unità a limi e sabbie di esondazione (II-i) a unità brecciose (II-g).

Nella parte occidentale dello scavo in questa fase si viene a creare una condizione geomorfologica disconnessa con il resto dell'area indagata. L'unità di breccia II-k, lenticolare, è presente non a ridosso della parete rocciosa bensì nella fila 20 per poi rendersi quasi indistinguibile dalla sottostante II-l (file 19-18), essendo composta da sabbia fine laminata e ghiaia, e scomparendo verso W. Questa sua organizzazione spaziale e la composizione articolata indica che in questa parte del riparo sottoroccia il materiale detritico di origine locale è stato rimaneggiato dalla successiva, o sincronica, azione dell'acqua a formare un accumulo, oppure che l'apporto detritico giunge direttamente dalla frattura che corre lungo la volta rocciosa formando un accumulo raggiungendo, dove conservato, la quota di 354,3 m (q. N>M20). Questo accumulo, ben visibile nei quadrati L-N/18-20, ha costituito poi una sorta di argine naturale, parallelo alla parete di roccia, determinando di fatto un bacino a ridosso della parete rocciosa stessa. Tale depressione è andata poi riempiendosi parzialmente con le unità limo-argillose e sabbiose II-d/II-i, interdigitate a unità di breccia (II-g, parte di II-f, e una priva di denominazione) che testimoniano una periodica esondazione con disgregazione della roccia/rimaneggiamento degli strati a breccia.

Esondazioni in pianura alluvionale: unità da II-d a II-i

Nella parte centrale ed orientale dello scavo le unità II-i e II-h rappresentano due cicli di accumulo separati indicativi di esondazione a bassa energia (Angelucci et al. 2013a). Le unità II-f, II-e e II-d, che costituiscono il tetto di AS2, verso la parte centrale ed orientale dello scavo assumono maggiore spessore con un aumento della granulometria divenendo delle sabbie talora ben organizzate con una laminazione incrociata (qq. I>H20, J>I20-22, K-J20>19), suggerendo l'ingresso dell'acqua, incanalata, da nord per dirigersi poi verso NE, situazione che potrebbe venirsi a creare durante una rottura degli argini naturali del fiume a formare un deposito tipo *crevasse-splay* con trasporto di fondo. La depressione venutasi a creare nella porzione sud-occidentale del riparo in questo ambito rappresenta un'area marginale, a monte, o laterale, del flusso idrico e si è così riempita con materiali fini.

L'accumulo di AS2 sembra essere avvenuto in condizioni più fredde rispetto alla porzione inferiore come testimonia l'entità degli strati a breccia. Il deterioramento climatico riducendo la copertura vegetale spesso innesca fenomeni di denudamento del versante a causa del diffuso ruscellamento superficiale, a Cueva Antón è indicato dai residui di suolo tipo *terra rossa* individuati in sezione sottile. In queste condizioni, l'aumento della portata solida si può riflettere in un aumento degli episodi di esondazione (es. Schulte et al. 2008) a cui si potrebbero riferire i periodici eventi di esondazioni indicativi di piene fluviali registrati nel deposito di AS2.

AS1 stabilizzazione della pianura alluvionale ed accumulo di breccia in ambiente freddo

Come indicato in Angelucci et al. (2013a) il complesso AS1 si compone di limi, indicativi di esondazione a bassa energia, e di breccia a formare due principali cicli di accumulo. AS1 costituisce un corpo sedimentario conservato nella porzione più vicina alla parete, ovvero dalla fila 19-20 alla fila 23⁸³. Nell'estensione occidentale le unità basali del complesso (unità II-b/c, II-a), qui molto sottile⁸⁴, vanno in parte a colmare la depressione contro roccia venutasi a formare durante la deposizione di AS2, mentre nelle altre aree indagate il complesso ha geometria tabulare con una superficie inferiore in paraconcordanza con AS2. Presenta uno spessore massimo contro la parete rocciosa di circa 70 cm (q. J22>23 e q. J>I22) che diminuisce verso l'esterno raggiungendo circa 20 cm nella fila 20⁸⁵.

Depositi di piena eccezionale: unità da II-a a I-i

La parte basale è costituita da limi e sabbie laminate, a gradazione diretta (unità II-b), disposti sull'intera area in cui affiora AS1, che si interdigitano a lenti di breccia (II-c) distribuite spazialmente come le unità brecciose sottostanti (es. II-k): si dispongono presso la parete rocciosa nella porzione SE, mentre a SW dello scavo si dispongono a partire dalla fila 19-20 a supporto del loro distacco a partire dalla frattura che si vede tuttora

⁸³ Le file si riferiscono rispettivamente alla parte occidentale e orientale dello scavo.

⁸⁴ Gli spessori sono di 9 cm in q.M19>20, 26 cm verso la parete rocciosa in q.N>M21, 14 cm in q. L>M21.

⁸⁵ 20 cm in q. I>H20 e 28 cm in q. J>I20.

percorrere la volta del riparo. Questo pacchetto sedimentario rappresenta l'esondazione del fiume a bassa energia e la contemporanea disgregazione della parete rocciosa.

Nella parte sud-occidentale dello scavo, all'interno della depressione, l'unità II-b in sezione sottile (CA1104 q. N21) presenta un'organizzazione interna, seppure a tratti severamente intaccata dall'attività biologica. Oltre alla presenza di intercalazioni sabbiose all'interno del limo, molto discontinue lateralmente e di spessori minori al millimetro, si osserva una stratificazione del materiale con tracce di varie fasi di idromorfia, come dimostra la cementazione e gli ossidi ed idrossidi di ferro e manganese a cui si accompagnano evidenze di attività biologica concentrate al tetto, e di erosione idrica, che suggeriscono una genesi in più momenti dell'unità. Si individua un primo ciclo, alla base, composto da materiale a gradazione diretta completamente micritizzato a seguito dell'evaporazione dell'acqua o forse saturazione d'acqua prolungata (CA1104 Mu 4), accumulato in un ambiente di piana alluvionale come suggeriscono gli scarsi *flood coatings* limo-sabbiosi. A questo primo ciclo di accumulo, ne segue un secondo (Mu3, 2, 1 dal basso), a gradazione diretta e con piccole variazioni di energia, compatibili con deboli apporti all'interno del bacino che si sta colmando. Il materiale che va a comporre l'unità II-b in sezione sottile è composto in maniera rilevante da frammenti di suolo tipo *terra rossa*⁸⁶ che verosimilmente rivestiva i versanti della paleovalle del Mula. La porzione superiore di questo ciclo presenta una bioalterazione che suggerisce una stabilizzazione della superficie interna al riparo e l'interruzione del processo di sedimentazione con l'accumulo di carbonati secondari, nella forma di noduli impregnativi e intercalazioni presso la superficie. Considerando però la posizione dell'unità II-b al di sotto del complesso DD di origine contemporanea non si può escludere che le figure di idromorfia si siano formate in tempi recenti.

L'associazione di sabbia da media a fine, anche laminata, alla base, e di limo e sabbia molto fine, localmente con laminazione orizzontale, al tetto, rilevata nell'unità II-b, al pari delle successive unità II-a e I-j, I-i, potrebbe rappresentare un deposito di *slackwater* (cf Woodward et al. 2001, Sánchez-Gómez et al. 2011), ovvero un ciclo *fining-upward* di sedimento fine accumulato dalle acque di ritorno a seguito delle piene eccezionali del fiume. La presenza della breccia di II-c indica il persistere di condizioni fredde, suggerite peraltro anche dalle pedofigure argillose riscontrate micromorfologicamente nell'unità fine II-b.

Accumulo di breccia e ultima frequentazione antropica: unità I-k a I-g

Si nota infine un cambiamento significativo dello stile di sedimentazione del deposito di Cueva Antón. Le unità I-k, I-h, I-g si compongono di breccia e rappresentano più eventi di accumulo con scarsissimi apporti alluvionali. L'unità I-k, che ha restituito resti di attività antropica fra cui il frammento di *Pecten* sp. con tracce di ocre e rappresenta la più recente frequentazione umana di Cueva Antón, si conserva solo nella parte più orientale dello scavo in quanto eroso paleosuperficie. Le brecce che formano queste unità giacciono inoltre

⁸⁶ cf. pedorelitti e granuli SIL con rivestimento argilloso ereditato.

su una superficie erosiva che, localmente (q. J22>23), è in discordanza angolare con le sottostanti unità a granulometria fine (unità II-i), mentre hanno un limite in paraconcordanza altrove, per cui si potrebbe individuare uno iato sedimentario tra le due porzioni di AS1.

Questo pacchetto sedimentario indica il persistere delle condizioni relativamente fredde durante le quali il paleofiume, che scorreva fuori dal riparo, probabilmente era caratterizzato da una bassa attività, essendo i depositi alluvionali da esondazione molto scarsi sui cui predomina l'apporto clastico locale, o da un'attività più costante ma a quote più basse, individuando un superficie di terrazzo su cui si è impostata l'attività antropica. Di fatto, le analisi botaniche indicano un aumento delle condizioni aride (Zilhão et al. in prep.) e quindi la diminuzione delle precipitazioni potrebbe aver determinato una parallela diminuzione dell'attività fluviale.

6.3.1 Il deposito superficiale (TL E DD)

La sequenza archeologica AS è coperta localmente dagli strati di transizione (*Transitional Layers*, complesso TL) ed estensivamente dal complesso definito DD (*Dam Deposit*), quest'ultimo connesso al bacino artificiale (Angelucci et al. 2013a). Questi complessi non hanno restituito resti archeologici e sono separati dal sottostante complesso AS da un'estesa superficie di erosione individuata in tutta l'area di scavo.

La paleosuperficie

La superficie erosiva che marca la base del complesso TL trova continuità con la superficie erosiva su cui poggiano i soprastanti sedimenti fini del complesso DD, individuando così un'unica superficie che si trova in discordanza angolare con il deposito sottostante (AS). L'interfaccia, di natura erosiva, immerge verso NW, ovvero è inclinata dalla parete rocciosa verso l'attuale corso del fiume, e si trova a quote comprese tra 355,5 m contro-roccia (q. J>I22) e 353 m nella porzione più settentrionale dello scavo (q. L16>15). La superficie è lievemente scalonata, con una pendenza media di poco inferiore al 30% (con angolo di circa 15°), e mostra un aumento dell'inclinazione a partire dalla fila 19 verso l'esterno impartendo delle pendenze rilevanti per la stabilità geomorfologica del versante (cf. Castiglioni 1986) in particolare laddove si rinviene la presenza degli strati TL (pendenza di ca. 92% corrispondente ad un angolo superiore ai 40°). Questa superficie rappresenta una marcata fase di erosione che, date le dinamiche di formazione del deposito connesse all'ambiente alluvionale, è da associare ad una significativa incisione del fiume Mula posteriore a 34-36 ka fa (MIS 3, AS1, tab. II.6). Lo studio dei terrazzi fluviali del basso corso del fiume individua un approfondimento del alveo fluviale di circa 12 m successivo ad un generico *glaciale Würm* (indicato >18 ka fa) quando il fiume Segura, in cui si immette il Mula, si connette definitivamente al Mar Mediterraneo e quindi il suo sistema fluviale è influenzato dalle fluttuazioni eustatiche (Silva et al. 1996). Nel Mare di Alborán, che è la porzione del Mar Mediterraneo poco più a occidente di dove sfocia il Segura, e nel Mar Mediterraneo occidentale si registra un'importante diminuzione del livello del mare di circa 120 m tra 28-25 ka cal BP (Siddal et al. 2003)

in corrispondenza dell'evento di Heinrich (HE) 3 (31-29ka cal BP, Lowe et al. 2008). Sebbene il periodo sia caratterizzato dall'aumento dell'aridità rispetto agli eventi di Heinrich precedenti (Florineth and Schlüchter 2000) i fiumi della Spagna meridionale vivono una fase di importante incisione (>15 m, Schulte et al. 2008). Questo è dovuto al fatto che nei territori che circondano il Mar Mediterraneo occidentale, come la Spagna sud-orientale, gli eventi di Heinrich si manifestano con la diminuzione delle temperature estive e l'aumento delle precipitazioni determinando estati più fresche ed inverni più umidi (Jímenez-Espejo et al. 2013). L'attività di incisione del Mula rappresentata dalla paleosuperficie potrebbe quindi risalire all'evento Heinrich HE 3, ovvero al passaggio tra MIS 3 e MIS 2, e datare successivamente a questo periodo tutto ciò che la copre, ovvero le unità di DD e TL, sebbene questa sia una attribuzione cronologica ipotetica.

L'incisione del Mula ha indotto l'approfondimento della paleovalle durante il tardo Pleistocene Superiore e probabilmente l'avvio della formazione del Estrecho del Corcovado, impartendo al deposito di Cueva Antón la morfologia a terrazzo fluviale. L'inclinazione della paleosuperficie, che si identifica quindi con una ripa di erosione fluviale, indica che l'asportazione del deposito preesistente (AS) è stata più ingente verso l'esterno del riparo a partire dalla fila 19, asportando parte della stratificazione, ma conservando gran parte della sequenza stratigrafica pleistocenica nella parte più interna della zona scavata.

Il complesso di transizione (TL)

Il complesso TL mostra uno sviluppo molto limitato nello spazio. È documentato esclusivamente nella porzione più esterna dello scavo, nelle file 17-15, con uno spessore massimo di soli 20 cm. Si compone di due unità fortemente inclinate verso l'esterno della grotta a colmare una depressione descritta dalla superficie erosiva inferiore che intacca il deposito della successione archeologica.

Le *mud-balls* che marcano la base dell'unità inferiore (TL2) suggeriscono il rimaneggiamento a breve distanza di fango da parte di correnti idriche con trasporto trattivo, la cui azione è testimoniata anche dalla presenza di laminazioni sabbiose, sebbene l'organizzazione generale del sedimento sia caotica. Queste caratteristiche indicano che la formazione di TL2 è connessa ad un parziale rimaneggiamento del deposito pleistocenico esposto dalla paleosuperficie ad opera di correnti idriche caratterizzate da flusso laminare pressoché in corrispondenza della fase di incisione fluviale. L'organizzazione caotica che caratterizza l'unità superiore (TL1) ne indica un accumulo di tipo gravitativo, processo che ha agito parzialmente anche alla formazione dell'unità inferiore; come TL2, potrebbe risultare dal naturale assestamento del versante individuato dalla paleosuperficie e dalla successiva bioturbazione. Infatti, come si è visto poco sopra, la superficie su cui poggiano queste unità è molto scabra, con pendenze che vanno ben oltre il limite di stabilità gravitativa. Tale modellamento potrebbe essere stato in parte influenzato del lago artificiale del primo periodo di funzionamento (tra 1929 e 1996), quando le acque raggiungevano quota inferiore a 356 m corrispondente alla quota del complesso TL, ma è stato condizionato soprattutto dalla naturale evoluzione geomorfologica dei versanti in tempi precedenti.

Il deposito moderno-attuale (DD)

Il complesso DD si configura come un corpo sedimentario cuneiforme con la superficie inclinata da S a N, con uno spessore massimo contro parete di 75 cm (q. N>M21) e minimo, di 12 cm, verso l'esterno (q. L15>16) e nella fila 19 (5-10 cm, q. L>M19). Al tetto presenta un livello di 3-4 cm di alterazione data dal calpestio attuale. Inferiormente DD poggia (unità I-f, I-c), e riempie (unità I-e, DD2, DD3, DD4, DD5), la paleosuperficie della fine del Pleistocene Superiore, mentre il contatto con il sottostante complesso TL è marcato da un'ulteriore superficie erosiva (base dell'unità DD6). DD si compone principalmente di materiale fine (limo-argilla) da decantazione al tetto, mentre inferiormente il deposito fine è intercalato a depositi brecciosi. Questi ultimi affiorano localmente, sia presso la parete rocciosa, come accumulo di piccoli clasti calcarei a supporto di matrice a diretto contatto con la paleosuperficie (unità I-f, I-e) sia verso l'esterno dell'area indagata (q. L16-17).

La granulometria molto fine del sedimento predominante nel complesso DD, insieme alla laminazione piano-parallela, ne indica una genesi strettamente connessa ad ambienti lacustri dove la sedimentazione avviene per decantazione (facies M, v. tab II.4). Le screziature bruno-arancioni di ossi-idrossidi di ferro e manganese, molto diffuse all'interno di DD ma anche al tetto di AS, determinate con tutta probabilità dagli stessi eventi, indicano delle condizioni di saturazione d'acqua temporanea. Tali evidenze supportano l'ipotesi di un'origine recente di DD, quando la costruzione della diga dell'*Embalse de La Cierva* ha indotto la sommersione a carattere intermittente della superficie del riparo sottoroccia con la conseguente deposizione di materiale fine sul fondo, a formare dei corpi discreti. Si ricorda che il lago ha raggiunto quota 356 m solo nel 1946, ma le quote inferiori sono state raggiunte già nei primi tempi di attività della diga, per cui si propone il 1929 come termine *minimo* post-quem per l'accumulo dei sedimenti fini.

Gli strati ricchi in pietre (DD5 in particolare, q. L16>15) e blocchi visibili nell'area centrale dello scavo potrebbero essere correlati ad una parte dei grandi massi da caduta presenti sulla superficie nella parte più orientale del riparo, a quota 358-359 m, documentati già nel 1991, termine massimo per il loro accumulo (fig. II.6); a questi si sono aggiunti numerosi blocchi distaccati in occasione del terremoto del 1999 (Zilhão et al. in prep), per cui sembra ragionevole che tali eventi di aggradazione gravitativa siano strettamente correlati a sismi avvenuti nell'area, che, come si è visto, è tuttora a rischio sismico⁸⁷. La caduta di grandi blocchi è stata associata a sismi di magnitudine *media o moderata* (Owen et al. 2008, Beldjoudi et al. 2009) in aree aride e calde (Martmon et al. 2005), inclusa la valle del Segura (Abrigo del Pozo, Sánchez-Gómez et al. 2011). Nell'area di scavo i blocchi sembrano derivare dalla grande frattura che insiste nella volta rocciosa (fig. II.1C) che potrebbe aver costituito un luogo di distacco preferenziale.

⁸⁷ Ovvero precedente quantomeno al 1929.

La geometria del complesso DD è piuttosto irregolare. L'aspetto scalonato del tetto di DD, tra quota 355 m contro la parete rocciosa (fila 21 e 20) e quota 353,4 m (fila 16), riflette l'attività di battigia del lago artificiale oltre che la presenza di un blocco da caduta che ha creato un bacino di accumulo preferenziale contro roccia.

L'assenza di evidenze nette relative alla formazione di suolo è in parte connessa all'ambiente protetto del riparo e in parte connessa ai fenomeni postdeposizionali indotti dalla presenza del bacino artificiale che hanno coinvolto il deposito AS per almeno 15-20 cm a partire dalla paleosuperficie, come testimonia la presenza di screziature e accumuli di ossi-idrossidi di ferro e manganese in questa fascia con andamento parallelo alla paleosuperficie. La saturazione d'acqua temporanea può aver provocato la dissoluzione di eventuali formazioni carbonatiche, come, ad esempio, orizzonti calcificati di epoca olocenica.

Capitolo 7

IMPLICAZIONI DELLO STUDIO GEOARCHEOLOGICO

Lo studio geoarcheologico della sequenza stratigrafica conservata a Cueva Antón ha delle implicazioni riguardanti: (a) l'evoluzione diacronica del corso fluviale, della sua configurazione e dell'ambiente sedimentario interno al riparo (b) il paleoclima e paleoambiente e quindi la cronologia della successione, (c) il contesto geomorfologico delle frequentazioni antropiche e (c) l'integrità della successione sedimentaria, che verranno riassunte qui di seguito.

7.1 La storia formativa del deposito di Cueva Antón

7.1.1 Le fasi formative del deposito

La storia formativa del sito si articola in 12 fasi formative corrispondenti ad ambienti sedimentari differenti, parzialmente corrispondente ai cicli di accumuli individuati in Angelucci et al. (2013a) ed è sintetizzata in figura II.20. In figura II.21 si è cercato di sintetizzare il dato sedimentario e cronologico sulla base delle datazioni disponibili al sito (Zilhão et al. in prep., Burow et al. 2015, Zilhão et al. 2010a).

Fase 0: il complesso FP

Il deposito più antico esposto a Cueva Antón, il complesso FP, si accumula in un ambiente palustre per decantazione con periodici debolissimi apporti detritici riferiti all'ingresso nell'acqua stagnante di correnti idriche con trasporto trattivo. La sedimentazione subacquea, che coinvolge anche residui organici, è alternata ad episodi di dessiccamento e a probabile azione vertica, processi che si sono ripetuti nel tempo fino a omogeneizzare l'originale stratificazione. Il periodo rappresentato dalla fase 0 potrebbe essere correlato con il terrazzo T+22-36 m individuato nel basso corso del Mula (Mather et al. 1995, Silva et 1996) che testimonia un episodio di massiccia sedimentazione di tipo fluvio-lacustre avvenuta durante un periodo genericamente associato all' "ultimo interglaciale pre-Würm" secondo Silva et al. (1996: 273), sebbene, sulla base della datazione della parte bassa della sequenza archeologica, inquadrata nelle fasi finali del MIS 5 (tab. II.6), non si possa escludere una datazione al Pleistocene Medio⁸⁸. L'assenza della componente clastica autoctona, cioè i frammenti calcarei angolosi di degradazione del substrato, suggerisce la stabilità della volta rocciosa, e condizioni climatiche miti compatibili con un interstadiale del MIS 5, come ad esempio il MIS 5e. Va comunque ricordato che il complesso FP è stato esposto su un'area limitata per cui sono necessari ulteriori scavi per chiarire questi aspetti. Il profilo ideale di questo terrazzo vede una diminuzione della quota da 36 m

⁸⁸ La posizione stratigrafica dei micromammiferi analizzati da Agustí et al. (1990) sembra non essere relativa al terrazzo datato (Angelucci com pers 2012).

sopra all'alveo fluviale presso Los Rodeos, dove il fiume veniva sbarrato probabilmente da una frana indotta da un evento sismico connesso al movimento della Faglia Limite, alla quota +17 m presso Mula, dove il fiume scorre a poco meno di 290 m slm (fig. II.5, tab. II.12). La presenza di un livello di base interno al corso fluviale e il carattere divergente⁸⁹ di questo terrazzo (es. Castiglioni 1986) può averne determinato l'accumulo anche in prossimità di Cueva Antón con spessori e quote relative minori. Basandosi sui dati pubblicati da Silva et al. (1996, fig. II.5) si ipotizza che presso il sito tale terrazzo possa aver raggiunto quota 355 m, riempiendo la valle piuttosto stretta in questo punto. Lo smantellamento successivo dello sbarramento che si era creato presso los Rodeos ha indotto un'incisione importante del fiume che potrebbe aver determinato l'asportazione di gran parte del deposito fluvio-lacustre accumulatosi nei pressi del sito permettendone la conservazione solo nella posizione più depressa del riparo a quote inferiori di 352,2 m.

Le dinamiche formative attive nella fase 0, quali l'accumulo e la successiva erosione, sono dipese da fattori interni al sistema fluviale che hanno agito a scala locale. Non si esclude però, come si vedrà in § 7.4.1, che l'erosione del complesso FP possa essere incentivata da eventi climatico-ambientale a scala più ampia, regionale o globale.

Fase 1: AS5 inferiore

A seguire l'incisione che pone fine alla fase 0, il fiume scorreva a quote inferiori di 351 m all'esterno del riparo; le acque degli episodi di piena a flusso laminare parzialmente canalizzato valicavano con frequenza ciclica l'argine naturale roccioso, il cui tetto supera i 352 m slm, entrando così all'interno di Cueva Antón. Le fasi di accumulo alluvionale, che, localmente, hanno rimaneggiato e rideposto della breccia, originata presumibilmente in condizioni fredde, si sono alternate alle periodiche occupazioni del sito da parte dei gruppi umani del Paleolitico Medio. Si è accumulata così la sequenza che corrisponde al subcomplesso AS5 inferiore, rappresentata dalle unità comprese tra III-n e III-b/d. La ciclicità delle esondazioni può essere collegata a variazioni di portata sia a scala stagionale che pluriennale, ma i dati cronometrici non permettono di apprezzare la periodicità di questi cicli. La presenza dell'affioramento roccioso con andamento NW-SE, immergente verso il fondo del riparo e che costituisce l'estensione interna al riparo della soglia rocciosa (fig. I.1 B), ha probabilmente favorito il primo insediamento umano creando una zona riparata nei pressi della pianura alluvionale prossimale, che comunque rimaneva piuttosto attiva e con un'energia delle piene discreta, in diminuzione verso l'alto probabilmente a seguito della migrazione laterale del corso d'acqua.

Questa fase è caratterizzata da un fiume con un'elevata portata che suggerisce l'abbondanza di precipitazioni piovose e quindi un clima temperato-umido, dato supportato dalle analisi antracologiche che riconoscono la presenza di taxa termofili e ripariali nelle unità (Zilhão et al. in prep.). I frammenti prodotti dalla disgregazione della volta rocciosa, seppure scarsi e talvolta visibili solo in sezione sottile, potrebbero suggerire episodiche

⁸⁹ I terrazzi divergenti sono caratterizzati da un trend di aumento della quota, e del dislivello, muovendosi verso valle.

condizioni più fredde, come peraltro registrato dal dato antracologico associato all'unità III-k/l con la presenza di specie criofile, quali il pino *cf. nigra/sylvestris* (Zilhão et al. in prep.). La microstratificazione dell'unità III-i/j registra lo sviluppo di uno strato carbonatico indicativo di condizioni di stasi sedimentaria alternato a condizioni maggiormente umide, come suggeriscono i depositi alluvionali. Sembra quindi che la sedimentazione sia avvenuta in un contesto climatico con una certa variabilità, ed è coerente con una datazione al MIS 5a (Zilhão et al. in prep).

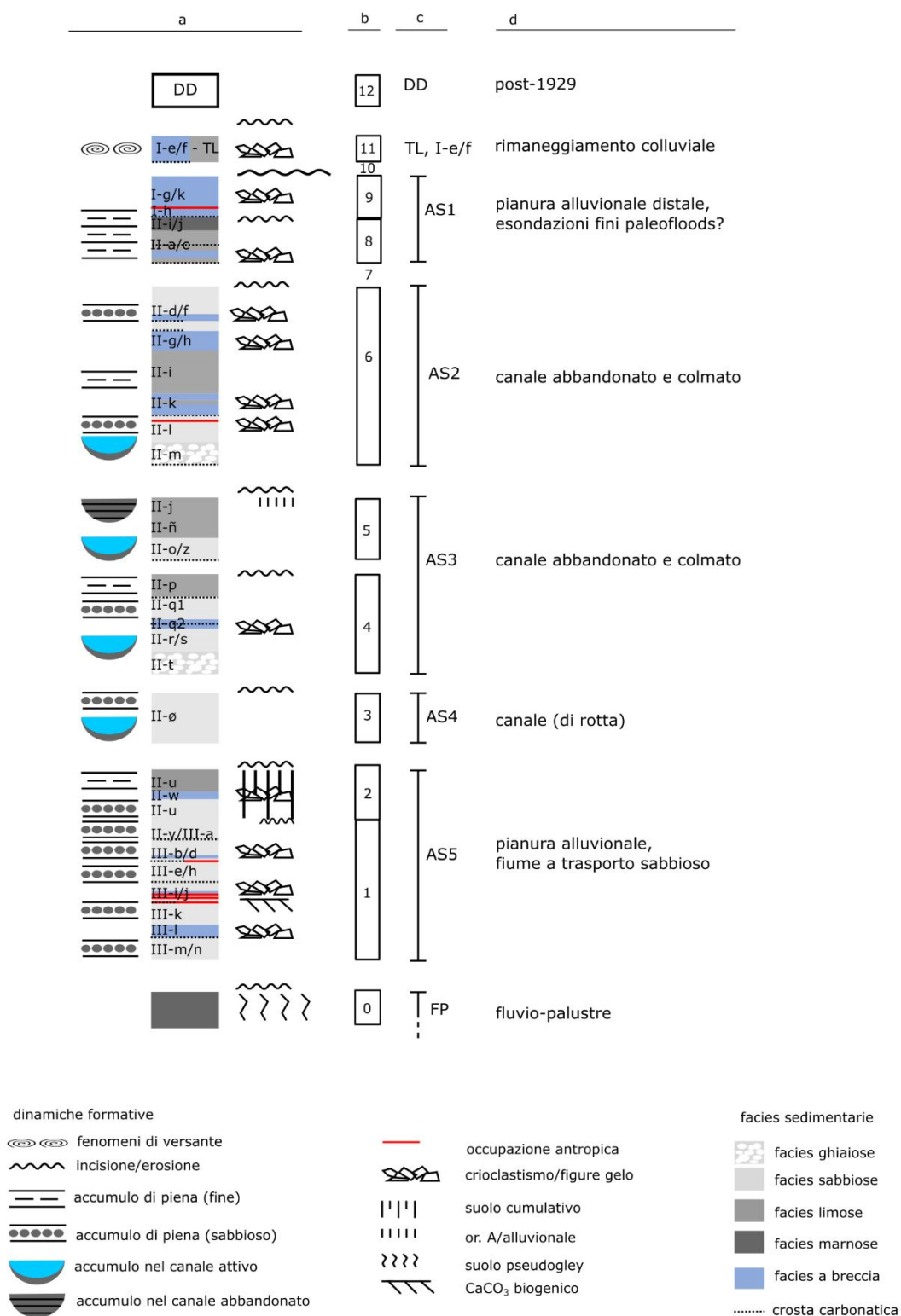
Fase 2: AS5 superiore

Si assiste poi ad una fase erosiva di piccola entità (AS5 superiore), con l'incursione nella parte esterna dell'area indagata di uno o più paleocanali che hanno inciso anche le sottostanti superfici di occupazione antropica, in particolare l'unità III-b/d. Il carattere effimero di queste correnti incanalate, associabili con fenomeni tipo *crevasse splay* in un contesto di pianura alluvionale prossimale, è marcato dal rapido colmamento dei solchi con materiali fini da decantazione a seguito del loro abbandono. La sedimentazione prosegue a causa di eventi di piena in una pianura alluvionale distale che portano l'accumulo di sedimenti fini. La diminuzione dell'attività fluviale ha permesso lo sviluppo di un profilo pedogenetico presso il sito. Il suolo ha coinvolto più episodi di sedimentazione e si configura come un suolo cumulativo, ben sviluppato nella sua porzione centrale. Tale porzione individua un periodo di maggiore stabilità geomorfologica locale, mentre la parte superiore del suolo registra un'intensificazione dei processi alluvionali a scapito della pedogenesi che si manifesta nell'aspetto pienamente cumulativo del suolo stesso, evidente nella parte NW dell'area indagata.

La variazione dei processi fluviali registrata nella fase formativa 2 sembra conseguire la migrazione laterale dei canali attivi (§ 7.3.2). La presenza di limitati accumuli crioclastici, rilevabile sia su campo che in sezione sottile e di scarse evidenze di rimaneggiamento del suolo esterno rilevate in sezione sottile, forse qui dovuto alla migrazione laterale dell'alveo fluviale, suggerisce condizioni paleoclimatiche simili a quelle della fase formativa 1 e sono coerenti all'attribuzione cronologica al MIS 5a (Zilhão et al. in prep.), per cui non sembra essersi verificato un significativo cambiamento climatico-ambientale responsabile dell'avulsione fluviale.

La bassa energia dell'agente sedimentario attivo nella fase formativa 2 non sembra possa aver indotto un movimento significativo dei reperti archeologici, molto scarsi rilevati al tetto dell'unità II-u, eccezion fatta per la fase caratterizzata dai solchi erosivi. La frequentazione antropica sembra essere avvenuta all'interno del riparo quando qui era presente una pianura alluvionale, periodicamente invasa, seppure marginalmente, dalle acque di piena che ne hanno impartito un carattere 'paludoso'.

Figura II.20. Sintesi del deposito di Cueva Antón. (a) schematizzazione del record sedimentario di Cueva Antón, (b) suddivisione delle fasi formative citate nel testo e corrispondenza con la suddivisione in complessi e subcomplessi geoarcheologici (c) e relativa interpretazione formativa (d).



Fase 3: AS4

La fase formativa 3 rappresenta un periodo di incisione a cui è seguita aggradazione (AS4). In questa fase ha luogo un'incursione di un (o del) paleocanale all'interno del riparo, forse attivato a seguito di un episodio di rotta, fino a scorrere lungo la parete rocciosa. L'ingressione del corso d'acqua ha asportato una parte non quantificabile del deposito sottostante, ed è testimoniata dall'accumulo di sedimento di barra di fondo (complesso AS4) conseguente ai fenomeni di rotta, a raggiungere una quota per lo meno di 353,7 m. Cueva Antón in questa fase era sommersa dalle acque, almeno nell'area indagata, e non poteva ospitare gruppi umani. Successivamente è possibile ipotizzare una graduale migrazione del paleocanale verso nord o semplicemente una sua disattivazione con conseguente accrezione verticale a riempire il solco erosivo. Nell'area oggetto di scavo tali depositi, rappresentanti in parte la pianura alluvionale e quindi l'eventuale contesto di frequentazione antropica, sono stati asportati durante la fase 4, la quale, data l'assenza di indicatori di stabilizzazione, sembra essere avvenuta in tempi molto ravvicinati alla fase 3. L'alto tasso di accumulo desunto dal record sedimentario è indicato anche dalla datazione OSL della sequenza AS5-AS2 (tab. II.6).

La fase formativa 3 rappresenta la continuazione del processo di migrazione laterale dell'alveo fluviale, verso la sponda destra e verso Cueva Antón, instauratosi alla fine della fase 2 e che proseguirà nella fase 4. Attualmente non è chiaro se questo trend possa essere correlato ad un cambiamento climatico/del regime fluviale.

Fase 4: AS3 inferiore

Il successivo evento erosivo (base di AS3), dovuto ad un'ulteriore incursione di un paleocanale all'interno del riparo, quasi contro la parete rocciosa, ha asportato la quasi totalità del precedente ciclo alluvionale, risparmiato solo localmente grazie alla particolare conformazione della parete rocciosa che ha svolto un effetto protettivo. Lo scorrimento idrico, ad energie moderate-alte, ha accumulato sabbie e ghiaie sul fondo del canale, ha rimaneggiato la piana alluvionale, come indica la presenza di *mud-ball* (unità II-t-p), e parte dei depositi di breccia che coprivano la superficie interna del riparo (II-q1-q2). Queste caratteristiche suggeriscono che precedentemente alla fase 4 la superficie di Cueva Antón era piuttosto stabile.

Il paleocanale viene poi abbandonato dalle acque correnti e riempito con depositi di decantazione in più fasi (II-p). La presenza di breccia in quantità piuttosto significative è coerente alle condizioni maggiormente fredde delineate dal dato antracologico, mentre il dato palinologico indica la presenza di un ambiente forestato circostante il sito (Zilhão et al. in prep.).

Fase 5: AS3 superiore

La fase formativa 5 identifica un'ulteriore riattivazione del canale (unità II-o/s/z), con energie minori, che ha causato la parziale erosione del materiale sottostante. Il carattere effimero del canale è suggerito dal riempimento post-abbandono del solco con materiali fini da decantazione (unità II-ñ/j). La brunificazione che caratterizza il tetto di questo ciclo sedimentario suggerisce una breve fase di stabilizzazione superficiale, con caratteri simili, ma meno marcati, a quanto osservato nella fase 2, ovvero al tetto di AS5, indicativa di una diminuzione dell'attività fluviale all'interno di Cueva Antón.

L'area del sito nella fase 5 rappresenta una piana inondabile percorsa periodicamente da canali a carattere effimero/secondari la cui disattivazione ha permesso lo sviluppo, seppur debole, di un orizzonte pedogenetico, indicativo di una stabilizzazione geomorfologica.

Fase 6: AS2

Il deposito che si accumula nella fase formativa 6 (AS2) è connesso ad un'ulteriore ingressione/attivazione di un canale ad energia moderata-alta. Rispetto a quanto osservato nelle fasi precedenti, la fase 6 testimonia l'inasprirsi delle condizioni paleoambientali, con figure micromorfologiche legate ad una moderata azione del gelo-disgelo sulla superficie esposta, occupata sporadicamente dai gruppi umani del Paleolitico Medio (unità II-l) e con l'accumulo importante di breccia (unità II-k) su quello che geomorfologicamente è una pianura alluvionale distale. Tali breccie in parte provengono dalla frattura beante sulla volta rocciosa e hanno delimitato un bacino sedimentario a sé stante contro la parete rocciosa. L'accumulo crioclastico si trova localmente in posizione secondaria a causa di un dilavamento idrico indotto dalle periodiche esondazioni, che riflettono una costante disponibilità di acqua e quindi precipitazioni piovose. Questa fase di deterioramento climatico è supportata dalle evidenze micromorfologiche più cospicue rispetto a quanto rilevato nelle fasi precedenti, di erosione e rideposizione per mezzo fluviale della coltre pedogenetica che rivestiva i versanti dei dintorni del sito, fenomeno rilevato anche nella successiva fase formativa (AS1). La riduzione della copertura vegetale a seguito dell'aridità/condizioni fredde ha esposto il suolo al ruscellamento superficiale e conseguentemente all'erosione. Il suolo smantellato presenta caratteri associabili ai suoli tipo *terra rossa* le cui condizioni formative necessitano di un ambiente caldo-umido (cf. Federoff and Courty 2013), formatosi verosimilmente durante il precedente interstadio caldo dell'Eemiano (MIS 5e).

Durante la fase 6 (unità II-g/h/i) il sito, che occupava una pianura alluvionale distale, è stato interessato da più eventi di esondazione (unità II-d-e-f-h-i) la cui superficie ha vissuto un breve periodo di stabilizzazione, durante il quale si è accumulato del materiale detritico (unità II-f-g).

Il dato desunto dall'analisi geoarcheologica della sequenza di AS2 indica un accumulo alluvionale in condizioni fredde ed è concorde con la diffusione della vegetazione steppica a scapito dei taxa termofili suggerita dal dato antracologico. La cronologia di questa fase è inquadrata indicativamente nel MIS 5a / MIS 4 dalla

datazione OSL (Zilhão et al. in prep.). Questa fase formativa del sito, testimoniante ripetuti episodi di freddo discontinuo ed una certa disponibilità idrica, potrebbe rappresentare una recrudescenza climatica al passaggio tra MIS 5 e MIS 4 ipotesi cronologica non confutata dai risultati della datazione OSL stessa (tab. II.6; fig. II.21), come peraltro segnalato dagli autori sopra citati, ma non completamente supportata dal dato antracologico (Zilhão et al. in prep.). Il proseguimento delle ricerche potrà chiarire questo punto, ma senza dubbio il segnale sedimentario è indicativo di condizioni più fredde.

Fase 7 (MIS 4): superficie tra AS2 e AS1

La fase formativa 7 corrisponde all'incisione verticale del fiume avvenuta precedentemente alla sedimentazione della fase 8 (AS1). Considerando il dato cronometrico pertinente alla successione archeologica (fig. II.21), lo iato sedimentario e l'incisione dell'alveo fluviale potrebbero rappresentare il MIS 4, a raccordare gli eventi deposizionali di AS5-AS2, ben inquadrati nel MIS 5, e forse all'inizio del MIS 4, con quelli di AS1 avvenuti nel MIS 3. Purtroppo la limitata estensione laterale di questo complesso (AS2) non permette di fornire ulteriori informazioni.

Fase 8 (MIS 3): AS1 inferiore

La fase formativa 8 identifica il primo ciclo sedimentario che va a chiudere la sequenza archeologica (AS1). Rappresenta delle periodiche inondazioni dell'area indagata a velocità ed energia ridotta che hanno deposto dei sedimenti limo-argillosi (unità II-a-b-c, I-j). L'alveo era ubicato a quote inferiori di 354,5 m, sebbene non sia possibile quantificare il dislivello, ed era probabilmente disconnesso dall'area interna al sito da una sponda fluviale. La superficie del sito, che si configurava come una superficie di terrazzo, era raggiunta dalle acque di piena probabilmente a seguito di piene eccezionali, come testimonia la diminuita frequenza degli apporti alluvionali e la loro granulometria molto fine. Questo tipo di sedimenti, chiamati anche *slackwater deposits* (cf. Woodward et al. 2001), è ampiamente documentato nella Penisola Iberica durante l'Olocene e il Tardoglaciale (es. Thorndycraft and Benito 2006) anche in contesto Mediterraneo (es. Benito et al. 2008, Sánchez-Gómez et al. 2011, García-García et al. 2012), e sono indicativi di condizioni fredde-umide nell'area atlantica, mentre sembrano essere connessi a precipitazioni irregolari nell'area mediterranea dove (cf. Benito et al. 2008). La fase 8 rappresenta quindi un cambiamento dello stile sedimentario rispetto alle fasi formative precedenti dovuto all'instaurarsi di una tendenza di incisione del fiume che progressivamente riduce la connessione tra la superficie interna al riparo e l'alveo fluviale. L'attuazione di piene eccezionali sembra essere connessa a condizioni fredde, come indicato dal deposito crioclastico (es. unità II-c e superiori) e dal dato antracologico (Zilhão et al. in prep.), e potrebbe indicare un regime fluviale meno costante rispetto a quanto registrato durante il MIS 5, con delle precipitazioni intense ma irregolari. Il deposito riferito a questo processo formativo ha una potenza molto limitata e potrebbe individuare almeno 3 eventi di piena (unità II-b, II-a e I-j, I-i), anche se l'unità II-b sembra registrare più episodi di accumulo.

Fase 9 (MIS 3): AS1 superiore

La fase 9 è caratterizzata dall'aggradazione indotta da un significativo apporto breccioso locale rimaneggiato parzialmente dalle acque di piena. Registra l'ultima frequentazione paleolitica del sito, avvenuta in un contesto freddo-umido inquadrabile cronometricamente a circa 38-36 mila anni fa.

La posizione geomorfologica del sito in questa fase, rilevata rispetto alla pianura inondabile, potrebbe aver innescato dei processi di rielaborazione lungo la superficie che giaceva inclinata verso l'esterno della grotta. Tali processi, veicolati da gravità, acqua e, date le condizioni climatico-ambientale, favoriti dal gelo discontinuo, potrebbero aver rimaneggiato parte delle attestazioni archeologiche

I gruppi umani hanno frequentato il riparo che si trovava geomorfologicamente in una pianura alluvionale distale con scarsa attività fluviale e dove prevalevano gli apporti detritici da caduta della volta. Nonostante la presenza di carboni dispersi nell'unità I-k non sono state sinora individuate delle strutture di combustione, probabilmente non conservate a causa della sedimentazione gravitativa e dall'inclinazione dello strato che potrebbe aver implicato un lento movimento lungo il versante. Inoltre, la granulometria grossolana dell'unità e la sua litologia carbonatica, potrebbero aver determinato una termoalterazione meno evidente di quanto osservato nelle sabbie con componente silicoclastica di AS5. Lo strato I-j sembra inoltre aver registrato un evento sismico con epicentro nelle vicinanze del sito. Non è da escludere che parte dei blocchi di I-k sia conseguenza di tale fenomeno.

Come evidenziato in Zilhão et al. (in prep.) la formazione di AS1, corrispondente alle fasi 8 e 9, si può collocare all'interno del GI (*Greenland Interstadial*) 8 sia su base cronometrica (tab. II.6) che su base antracologica e sedimentologica (fig. II.21). Il dato geoarcheologico di AS1 riconosce un cambiamento nelle dinamiche formative tra la base e il tetto del complesso, che corrisponde ad un repentino cambiamento climatico-ambientale tra la fase 8 e la successiva fase 9, marcato da una superficie di erosione e dal netto incremento delle figure indicative di gelo, che diventano predominanti verso l'alto rispetto all'apporto alluvionale. Tali caratteri permettono di rendere maggiormente solida la correlazione di AS1 al passaggio tra GI8 e la successiva fase fredda GS8 proposto da Zilhão et al. (in prep.).

Fase 10 (MIS 3/MIS 2, HE3?): paleosuperficie

Questa fase rappresenta l'interruzione di un trend positivo di aggradazione a causa dell'instaurarsi di condizioni erosive. Lo sviluppo di una netta incisione del fiume Mula, avvenuta dopo i 36 mila anni fa, potrebbe costituire la risposta alla variazione eustatica del Mar Mediterraneo, o a un cambiamento climatico/della portata fluviale, e potrebbe corrispondere a HE 3 (ca. 30 – 32 ka cal BP Hemming 2004; fig. II.21)⁹⁰. Una situazione simile si manifesta anche nel vicino bacino di Sorbas, dove il fiume Aguas vive una

⁹⁰ Va precisato che si tratta di un'ipotesi di lavoro che dovrà essere testata in futuro.

fase incisiva maggiore a partire da 26 mila anni fa in corrispondenza della variazione eustatica avvenuta tra 30 e 20 mila anni fa (MIS 2, Schulte et al. 2008). Gli autori suggeriscono che la diminuzione della portata solida fluviale associata ad un aumento del tasso di trasporto determini un incremento del potere erosivo, condizioni che generalmente sono associabili a climi più aridi.

L'approfondimento dell'alveo fluviale, a raggiungere probabilmente quote inferiori a 347 m nei pressi del sito, innesca la dinamica erosiva che proseguirà anche durante l'Olocene antico a formare l'*Estrecho del Corcovado*, per la cui formazione si propone la combinazione dell'azione idrica e dell'azione carsica data la litologia carbonatica del substrato inciso. L'incisione fluviale disconnette il riempimento di Cueva Antón dalle dinamiche alluvionali attive nel fondovalle favorendone la conservazione: la sequenza archeologica geomorfologicamente è associabile ad un terrazzo fluviale marcato dalla paleosuperficie inclinata verso l'esterno del riparo.

Fase 11 (>MIS2-Olocene): TL e DD

La fase 11 ha visto l'accumulo sulla paleosuperficie di materiale proveniente dal degrado della volta e parete rocciosa (unità I-f e I-e) in parte rielaborato dalla stabulazione animale e dall'uso della cavità in epoche recenti (Zilhão et al. in prep). Tali depositi si sono in parte conservati grazie alla posizione rilevata, contro la parete di roccia, o depressa, all'interno degli avvallamenti descritti dalla paleosuperficie. Parallelamente il modellamento e l'assestamento della scarpata fluviale, durante e dopo la sua formazione, ha causato un rimaneggiamento di questi depositi e dei depositi di epoca successiva, ovvero olocenica, inclusa la loro completa erosione, favorito successivamente dall'azione idrica dell'invaso artificiale del XXI secolo. È in questo contesto cronologico che si inserisce anche il complesso TL, di cui sfortunatamente non si hanno datazioni radiometriche. L'accumulo di carbonato di calcio rilevato al tetto della sequenza archeologica, anche a livello micromorfologico, può essere correlato alla stabilizzazione superficiale propria di questa fase e rappresentare così un orizzonte di suolo Bk.

Fase 12 (1929-presente): DD

Il successivo evento registrato nella sequenza di Cueva Antón consiste in un rimaneggiamento del materiale pleistocenico-olocenico accumulato sulla paleosuperficie, come indicato anche dalla datazione al radiocarbonio (Oxa-20115 riferibile a 1690-1925 AD, v. tab. II.6), e nel processo di sedimentazione innescato dal bacino artificiale.

7.1.2 Caratteri del deposito alluvionale e confronti

Il deposito di Cueva Antón è composto prevalentemente da depositi dell'alveo fluviale e da depositi relativi alla piana inondabile. I primi sono identificati dal deposito del canale stesso per accrezione ed abbandono e dai depositi di tracimazione, nella forma di *crevasse-splay*, mentre i secondi si compongono dei depositi di

esondazione a granulometria fine (fig. II.20). I depositi di rotta, a cui si possono riferire i depositi della fase formativa 1 e 2, si formano velocemente, e su scala geologica rappresentano un evento immediato (cf. Kraus and Aslan 1999). In questa porzione della sequenza il rapido ritiro delle acque non ha permesso uno sviluppo significativo di facies fini, rilevate a livello frammentario in sezione sottile.

La sequenza alluvionale conservata a Cueva Antón testimonia per lo più la normale attività fluviale, con periodi di piena e di magra. Le evidenze sedimentarie di questa dinamica è data dai depositi di rotta, dai solchi erosivi colmati a seguito della loro disattivazione e dai depositi a granulometria fine sulla piana inondabile che costituiscono la successione AS5-AS2. La successione di AS1 sembra invece registrare degli eventi di piena eccezionale che si sono accumulati sulla superficie di un terrazzo fluviale, mentre il complesso FP, trattato estensivamente in § 6.3.1, rappresenta un deposito di natura palustre conseguente dall'alterazione sismica del corso fluviale.

Parte della sequenza sedimentaria di Cueva Antón è per certi versi simile a quella di Jarama VI (Spagna centrale), dove le evidenze di occupazione antropica del Paleolitico Medio (JVI.3, JVI.2.2, JVI.2.1, JVI.1), localmente ricche in depositi crioclastici, sono separate da uno strato cuneiforme dallo spessore di circa 1,5 m costituito da sabbie laminate che gradano verso l'alto in limo (unità JVI2-3, Jordá-Pardo 2007), inquadrato cronologicamente alle prime fasi del MIS 3, tra circa 59 e 53 ka anni fa (OSL - Kehl et al. 2013). Nonostante la presenza di almeno quattro cicli fluviali, il deposito viene interpretato come il risultato di piene eccezionali sulla base della granulometria sabbiosa, indicante un flusso ad alta energia, e sulla base della morfologia cuneiforme dell'unità, indicativa di una diminuzione del flusso verso l'interno della grotta oltre che in base alle condizioni geomorfologiche della cavità stessa, attualmente rilevata rispetto all'alveo fluviale, sebbene questo non sia stato dimostrato durante il Pleistocene, con una soglia rocciosa (Jordá-Pardo, 2007, Kehl et al. 2013). Una dinamica simile per quanto riguarda il ruolo svolto dalla soglia rocciosa potrebbe aver agito a Cueva Antón nella formazione di AS5 (fase formativa 1), quando effettivamente la presenza della soglia rocciosa svolgeva un ruolo protettivo e potrebbe aver causato una diminuzione di energia del flusso idrico che scorreva quindi all'interno della grotta per flusso laminare impartendo una laminazione piano-parallela (§ 7.2.1). La conformazione del riparo di Cueva Antón sembra inoltre aver favorito uno scorrimento idrico da W a E, direzione seguita anche dai flussi delle successive fasi formative, che si riflette in una morfologia tabulare degli strati. A Cueva Antón, inoltre, l'analisi geoarcheologica e micromorfologica suggeriscono che le piene fluviali registrate nel complesso AS5 siano riferibili ad eventi stagionali, non straordinari, e che il riparo fosse stato in diretta associazione con la pianura alluvionale, e quindi al fiume, fino al MIS 3. In generale, il record sedimentario di Cueva Antón (AS5-AS2) registra dei fenomeni di piena connessi alla configurazione del fiume multicanale che però scorreva a quote paragonabili a quella del riparo stesso il quale veniva così interessato dai normali fenomeni di piena anziché da fenomeni eccezionali.

La sequenza AS5-AS2, articolata in più cicli sedimentari, è associabile invece allo scorrimento e disattivazione di canali all'interno del riparo nell'ambito delle 'normali' dinamiche attive all'interno dell'alveo fluviale e nella piana inondabile. Questo tipo di sequenza può registrare il cambiamento nella portata/carico solido su periodi a lungo termine con una risoluzione di 100-1000 anni (Sancho et al. 2008).

Eventi di piena *straordinaria*, che implicano una crescita dell'alveo di piena a superare la scarpata fluviale, potrebbero invece essere associati all'accumulo di AS1, durante la fase formativa 8 datata a circa 38 ka fa. Questi depositi rappresentano singoli eventi di piena che possono raggiungere una risoluzione di 10-100 anni (es. Benito et al. 2008).

La differenza nell'entità degli eventi di piena registrata ai due siti (Cueva Antón e Jarama VI), potrebbe derivare dalle diverse condizioni geomorfologico-ambientali in cui scorrevano i due fiumi. Diversamente dal Mula, lo Jarama si trova in un comparto territoriale montano, le pendici meridionali del Sistema Centrale orientale, che durante il Pleistocene Superiore è stato interessato dal glacialismo (es. Palacios et al. 2012, 2011). Il regime dello Jarama potrebbe quindi essere stato dipendente dalle dinamiche connesse allo scioglimento dei ghiacciai, oltre che dalle precipitazioni piovose⁹¹. Tali condizioni, insieme ai fenomeni periglaciali responsabili di cambiamenti geomorfologici della valle, quali il soliflusso (Jordá-Pardo 2007), potrebbero aver causato il fenomeno di *superfloods* registrato a Jarama VI. Il fiume Mula, all'incontrario, non sembra essere stato soggetto a dinamiche connesse all'ambiente glaciale e periglaciale, ma la sua evoluzione nel tempo e nello spazio sembra essere dipesa essenzialmente dalle precipitazioni piovose e, secondariamente, da eventi sismici e di versante.

Va inoltre evidenziato che la comparazione tra cronosequenze fluviali del Pleistocene Superiore della Penisola Iberica risulta ostacolata dalla scarsità di datazioni radiometriche accurate e soprattutto per la loro localizzazione in regioni strutturali e climatiche differenti. L'azione di controllo svolta dai fattori interni ai vari sistemi fluviali si traduce in un asincronismo delle maggiori fasi di aggradazione fluviale e dell'evoluzione del drenaggio (cf. Schulte et al. 2008; Wolf et al. 2013).

7.2 Conformazione del riparo sottoroccia ed influenza sulla sedimentazione

7.2.1 Il microrilievo

Allo luce dello studio qui riportato, si nota che l'architettura della sequenza di Cueva Antón e le strutture sedimentarie sono controllate, in parte, dal microrilievo della superficie topografica della grotta precedente all'accumulo della successione qui analizzata. La presenza dell'affioramento roccioso, e/o di un accumulo gravitativo, è particolarmente influente nella parte est dello scavo dove determina un innalzamento della quota di base delle unità dell'intera sequenza (es. colonna di flottazione). Tale innalzamento potrebbe essere

⁹¹ Si ricorda che la Penisola Iberica può essere suddivisa su base idrologica in due bacini, quello Atlantico e quello Mediterraneo, in cui si inseriscono rispettivamente Jarama VI e Cueva Antón, nettamente distinti per quanto riguarda distribuzione, stagionalità e durata delle precipitazioni (cf. Benito et al. 2008).

determinato dall'affioramento della roccia del substrato o dalla presenza di blocchi caduti dalla volta. Allo stato attuale della ricerca non è possibile discriminare fra le due ipotesi: la limitata esposizione dell'affioramento (< 2 m², all'interno di qq. B20-21), la sua articolazione altimetrica (quote comprese tra 354,8 e 355,6 m) e, talora, l'angolosità della roccia non sono sufficienti ad escludere l'accumulo gravitativo, peraltro ampiamente documentato nella parte orientale del sito (fig. II.1C), per cui il proseguimento delle ricerche potrebbe prevedere delle indagini geofisiche per chiarire anche questo aspetto.

La presenza della soglia rocciosa all'ingresso del riparo (fig. II.6) può aver ostacolato il normale flusso idrico durante la deposizione di FP e della parte inferiore di AS5 determinandone una dissipazione di energia e favorendo lo sviluppo di ricircolo idrico (García García et al. 2012 e bibliografia citata). Osservando dall'esterno l'ingresso del riparo si nota la presenza di una frattura nella soglia rocciosa (fig. II.1B): l'andamento NW-SE potrebbe aver condizionato la morfologia interna del riparo e l'anomala inclinazione dei complessi. Questa frattura, inoltre, trova netta corrispondenza per andamento e posizione con quella osservata sulla volta del riparo, nella sua porzione occidentale (fig. II.1C), le quali potrebbero quindi essere associate ad un unico elemento strutturale, una diaclasi, connesso al sovrascorrimento in cui si apre il riparo roccioso stesso (sez. II § 4.1). La fessurazione sembra aver condizionato la formazione del deposito nella parte occidentale dell'area scavata: ha rappresentato, infatti, una fonte preferenziale di materiale clastico, accumulatosi in superficie tramite l'azione combinata di gravità ed acqua (unità II-k) o tramite l'azione sismica (es. massi DD-TL). È inoltre probabile che lungo tale discontinuità sia percolata dell'acqua arricchita così in carbonato di calcio che ha contribuito alla cementazione del sedimento.

Lo scorrimento idrico è stato influenzato, inoltre, dalla conformazione stessa del riparo: la parete rocciosa del riparo, e la porzione rilevata ad est hanno ostacolato il naturale deflusso/flusso delle acque per cui parte l'associazione dei sedimenti fini (sabbie fini laminate e limi massivi o laminati) potrebbe rappresentare gli accumuli dalle acque di ritorno (*infra*).

7.2.2 Punto di tracimazione

Un altro fattore influente sulla geometria dei corpi sedimentari è la direzione seguita dall'ingresso dalle correnti idriche nell'area del riparo, dipendente parzialmente dal microrilievo superficiale. L'azione erosiva del flusso incanalato, come nel caso dell'incursione di un canale, è stata determinante nella formazione delle disconformità che identificano i complessi e i subcomplessi. L'alta variabilità dei sedimenti (complessi o unità), sia in termini di facies che spessori, caratteristica di per sé intrinseca dei depositi fluviali, sembra inoltre essere correlata alle variazioni di posizione nella valle che il letto del Mula ha subito nel corso del tempo e al fatto che l'acqua incanalata non è sempre entrata nel riparo dallo stesso punto.

In un'ottica diacronica l'ingresso delle acque, condizionato dalla presenza dell'affioramento del substrato, è attestato progredire da W a E, essendo testimoniato inizialmente a partire dalla fila O, od oltre, con un

progressivo avvicinamento alla fila L (fig. II.6). In corrispondenza di quest'ultima porzione sembra che il fondo del riparo potesse essere concavo durante la deposizione di AS2, a creare un avvallamento nelle file L-K, morfologia che, in parte è ricalcata dalla topografia attuale, potrebbe aver costituito l'ingresso preferenziale delle acque di esondazione o di piena almeno nelle ultime fasi di accumulo.

7.3 Il Mula nel Pleistocene Superiore: aspetti paleoidrologici

7.3.1 La portata

Il deposito pleistocenico conservato a Cueva Antón attesta una periodica e costante attività fluviale. Il fiume Mula durante il Pleistocene Superiore⁹² era caratterizzato quindi da un regime con portata maggiore e costante rispetto al regime torrentizio che caratterizza il fiume attuale⁹³. Assumendo che anche nel Pleistocene Superiore la portata del fiume fosse strettamente dipendente dalle precipitazioni piovose, queste dovevano essere quindi maggiormente distribuite lungo l'anno determinando, durante il MIS 5 (AS5-AS3), un clima più umido rispetto alla situazione attuale. Sono peraltro testimoniati episodi più aridi, con una diminuzione dell'attività fluviale e della portata quantomeno nei pressi del sito, come documentano le pedofigure e le croste carbonatiche. Attualmente non è chiaro se questi episodi siano da riferirsi alla stagionalità delle precipitazioni. Inoltre, il dato sedimentologico suggerisce condizioni idriche differenti durante il MIS 3 (AS1), con la comparsa di esondazioni fini, che nel contesto di una superficie alluvionale inattiva, ovvero di terrazzo, in cui si trova il riparo in questa fase (fase 9) potrebbero essere associate a fenomeni di piena di grande magnitudine (*slackwater deposits*, § 6.3.2), ed indicare così una portata meno costante e maggiore aridità generale come suggerito da alcuni autori (es. Benito et al. 2008). Tali deduzioni climatiche sono coerenti con le informazioni desunte dal registro palinologico e antracologico del sito (Zilhão et al. in prep.) e con il dato palinologico e pedologico ottenuto nell'adiacente bacino di Sorbas⁹⁴ (Schulte et al. 2008, Candy and Black 2009). Candy and Black (2009) suggeriscono che l'aumento/diminuzione delle precipitazioni durante gli stadi isotopici caldi (MIS 5)/freddi (MIS 4, 3, 2) possa essere riferito ad una variazione sia della precipitazione media a scala annuale sia della distribuzione delle precipitazioni durante l'anno, ovvero alla stagionalità delle piogge.

7.3.2 La configurazione del fiume e implicazioni sulla stabilizzazione geomorfologica

Considerando le quote di scorrimento fluviale passate e presenti e l'arrotondamento delle sabbie accumulate a Cueva Antón, l'alveo del Mula nella porzione centrale del suo corso durante il Pleistocene, doveva essere, almeno in parte, a fondo mobile, ovvero inciso nei sedimenti sciolti o poco coerenti che ne costituivano l'alveo e la pianura inondabile che sono stati così rimaneggiati più volte. Solo successivamente al MIS 3/2 l'alveo diviene a fondo fisso conseguentemente all'importante incisione nella roccia massiva testimoniata al

⁹² Ovvero al tempo della sedimentazione di FP e AS.

⁹³ Si ricorda che l'attuale carattere torrentizio del fiume Mula deriva, in parte, dall'intensa regimentazione artificiale (sez. II § 3.1.2).

⁹⁴ Il bacino di Sorbas si trova nella regione dell'Andalusia, nella provincia di Almeria nel SE della Spagna.

sito dalla paleosuperficie, che, insieme ai fenomeni di dissoluzione delle rocce carbonatiche del substrato, determina l'aumento della pendenza fluviale e l'incassamento dei meandri.

La scarsa presenza dei corpi ghiaiosi, con forma lenticolare, immersi in una sabbia prevalentemente laminata, e dei solchi erosivi, caratterizzati da dimensioni ridotte, suggerisce una sedimentazione nel contesto di un sistema alluvionale a canali intrecciati (*braided*) o anastomosati. Il Mula, che aveva quindi una configurazione multicanale, era caratterizzato da un prevalente trasporto sabbioso, come indicano la geometria dei corpi, la selezione granulometrica e l'arrotondamento delle sabbie. Tale configurazione fluviale è stata d'altronde osservata nel basso corso del fiume Mula a partire dal terrazzo T+22/32 m (Silva et al. 1996), a cui non è escluso che il deposito FP e AS di Cueva Antón possano appartenere. Data la limitata esposizione della successione archeologica relativamente a quello che era il fondovalle, non è possibile discriminare tra configurazione a canali intrecciati o anastomosati, sebbene la frazione organica osservata nel deposito fine, come nel suolo di II-u, possa essere in parte associata all'esistenza di isole vegetate tipiche dei fiumi anastomosati (es. Surian et al. 2009).

I corsi fluviali multicanale sono caratterizzati da un abbondante trasporto solido sul fondo che, accumulando le barre (trasversali/longitudinali) determina un'elevata mobilità dei canali, generalmente poco profondi, e dell'alveo stesso. Queste caratteristiche si traducono nel carattere effimero dei canali. I fenomeni di piena da una parte contribuiscono alla riattivazione dei canali, come evidente in AS3, e dall'altra parte determinano l'accrezione verticale della pianura alluvionale. Nel fiume Mula la sabbia veniva quindi trasportata dai vari canali in sospensione e deposta durante gli episodi di esondazione lungo i margini naturali o nei ventagli di rotta adiacenti ai canali mentre le argille e i limi venivano trasportate in sospensione più a valle o decantate durante il riempimento di canali abbandonati.

La mobilità laterale dei canali responsabili della sedimentazione e il loro carattere effimero sono indicati dalle figure di idromorfia non permanente, dalla bioturbazione e dalle tracce di occupazione antropica, oltre che dai cicli di colmamento con sedimenti fini. La migrazione laterale dei canali, evidente dalla successione stratigrafica di Cueva Antón, e il cambiamento della geometria dell'alveo fluviale sono stati agevolati dall'alveo sabbioso, poco coeso, e sono stati determinati dagli episodi di piena (es. Pedraza Gilsanz 1996). Le piene fluviali possono risultare da un'intensificazione delle precipitazioni e dall'aumento della portata anche solida (es. Pedraza Gilsanz 1996, cf. Zielhofer et al. 2009), ma alcuni autori (es. Schulte et al. 2008) osservano episodi di esondazione ed accumulo sedimentario conseguenti all'aumento della mobilità dei sedimenti causata da una maggiore aridità. La mobilità dell'alveo fluviale è inoltre controllata da fattori interni al sistema fluviale, quali i movimenti tettonici/eventi sismici, che, agendo nella riattivazione di faglie, in particolare quelle trascorrenti, può indurre lo spostamento laterale di corsi d'acqua (es. Serva et al. 1987). Il ruolo della neotettonica nella mobilità dei canali fluviali è altresì indicato dalla presenza di tufo calcareo all'interno del deposito di Cueva Antón associabile ad un suo accumulo in corrispondenza di gradini

morfologici quali cascate e piscine. Nel territorio del Mula questi gradini sono determinati dall'affioramento di litologie differenti a causa della neotettonica (es. Silva et al. 1996) per cui la presenza di queste componenti, che suggeriscono uno smantellamento di formazioni a seguito dell'incisione fluviale, di cui una parte doveva trovarsi poco a monte del sito durante la formazione di AS5, contribuisce ad inquadrare il fiume Mula in un contesto tettonicamente attivo similmente a quanto rappresentato in figura II.9. La deviazione dell'alveo fluviale, o per meglio dire dei canali fluviali, e di conseguenza del punto di tracimazione nel riparo, può dipendere, oltre che dai fattori sopra elencati, anche dalla presenza di ingombri sul fondovalle, come, ad esempio, l'accumulo di sedimenti provenienti dai versanti vallivi nella forma, ad esempio, di glacis e conoidi alluvionali, morfologie in parte cartografate a monte del sito (v. López Campuzano 1999).

Considerando questi caratteri, insieme l'evoluzione dell'ambiente sedimentario che passa da una pianura inondabile, prossimale e attiva, ad una pianura alluvionale distale, lo sviluppo dei suoli sulla pianura più che un significato climatico globale potrebbero suggerire la stabilizzazione della superficie locale, conseguente alla migrazione dei canali, ovvero una stabilità geomorfologica di un'area non oggetto ad accumuli alluvionali significativi (es. Kraus 1999, sez. II § 7.6.3). Le pedofigure di ossido-riduzione rilevate micromorfologicamente suggeriscono la persistenza di condizioni riducenti compresa tra alcune settimane fino ad alcuni mesi (cf. Lindbo et al. 2010, sez. II § 6.2.1) supportando la breve durata della fase di formazione del suolo.

In un sistema fluviale multicanale la compresenza sulla pianura alluvionale di canali attivi ed inattivi determina la formazione di aree di acqua stagnante, paludose, separate, oltre che dai canali stessi, da barre temporanee di sabbia e ghiaia più o meno vegetate (es. Smith et al. 1989). Questa conformazione del fondovalle favorisce un alto tasso di biodiversità (cf. Florsheim and Mount 2003), condizione vantaggiosa per lo sfruttamento antropico del territorio. L'assenza di livelli torbosi suggerirebbe che il ristagno idrico, almeno all'interno del riparo, avessero carattere stagionale o comunque una durata limitata nel tempo.

7.4 Indicatori paleoclimatici/paleoambientali e cronologia del sito

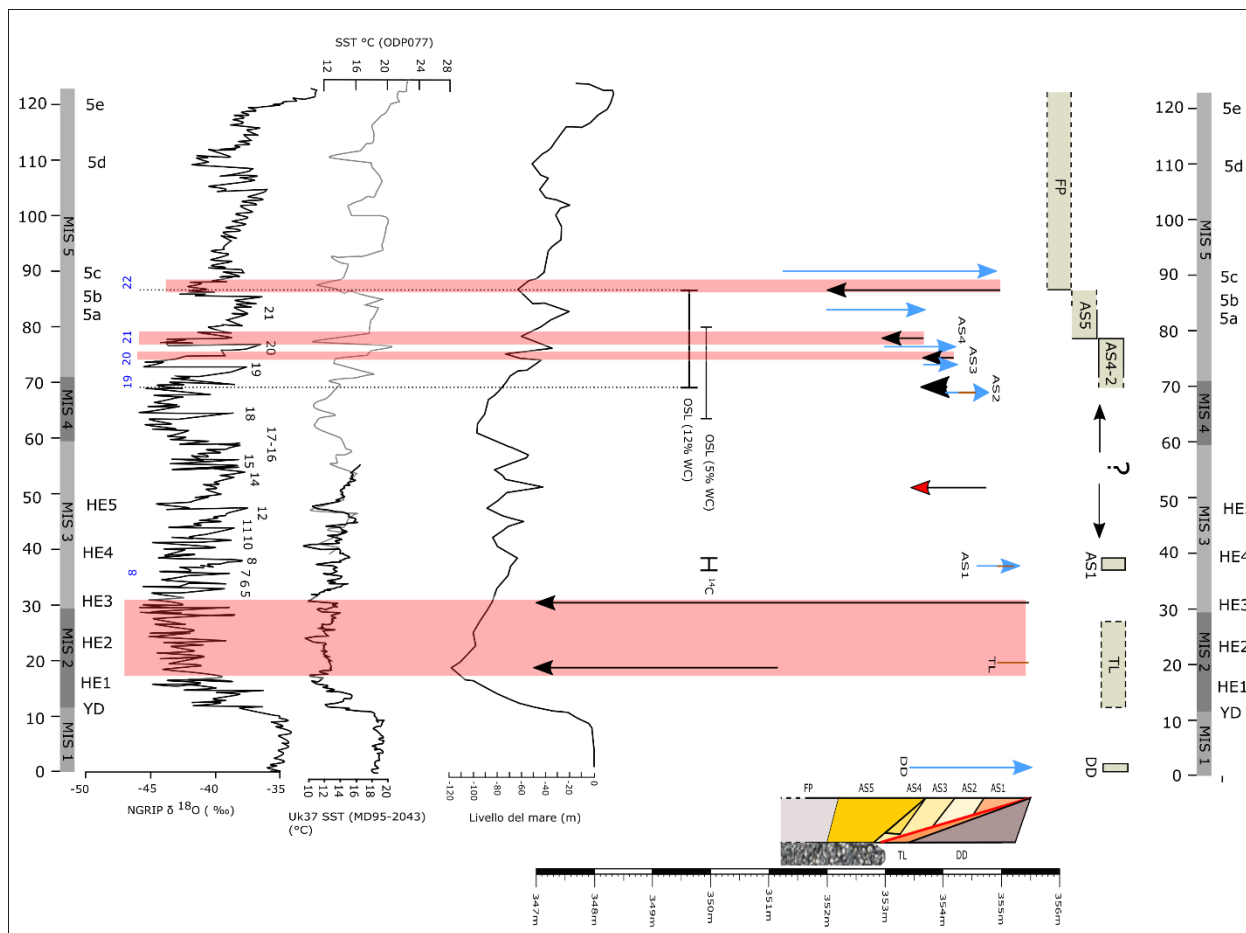
7.4.1 Evoluzione fluviale ed influenze climatiche/eustatiche

Il terrazzo fluviale conservato all'interno del riparo è di tipo *cut-and-fill* essendo composto da corpi sedimentari e da superfici di erosione. La sequenza *cut-and-fill* è tipicamente osservata nelle porzioni centrali dei corsi fluviali, posizione del fiume Mula in cui si Cueva Antón, dove la dinamica fluviale è maggiormente controllata dal fattore climatico e solo marginalmente dal fattore eustatico (es. Pedraza Gilsanz 1996). Di fatto l'alternanza di fasi *cut* e fasi *fill* è stata in parte regolata dal fattore neotettonica, come indica l'accumulo di FP e forse la sua successiva erosione, in parte è stata controllata chiaramente dalle variazioni eustatiche, come testimonia la paleosuperficie. Questa figura rappresenta la fase di erosione più significativa dell'intera sequenza del sito ed è attribuibile all'incisione fluviale in risposta alla variazione eustatica della fine del MIS 3 - MIS 2, quando la regressione marina di circa 60 m ha determinato un livello del mare a 120 m al di sotto

del livello attuale (fig. II.21). Questa variazione eustatica è stata registrata da altri sistemi fluviali del SE della Spagna con un'importante incisione (es. Schulte et al. 2008).

Nel complesso, la successione archeologica di Cueva Antón registra un trend generale di aggradazione dove le fasi di incisione sono minori, legate in parte al dinamismo del fiume a conformazione multicanale e in parte al trend climatico globale. Confrontando il dato sedimentologico del sito con i dati relativi al periodo compreso tra il MIS 5 e il MIS 1 ricavati dai dati isotopici delle carote glaciali NGRIP (Andersen et al. 2006, Rasmussen et al. 2014, Svensson et al. 2007, Wolff et al. 2010), dalle carote marine relative alle temperature superficiali del Mare di Alborán (Cacho et al. 1999, Martrat et al. 2004) e alle variazioni nel livello marino del Mar Rosso (Siddal et al. 2003), schematizzato nelle figure II.20 e II.21, si nota una certa corrispondenza tra fasi di aggradazione e interstadiali (GI) e tra fasi erosive e stadiali (GS) oltre che, parzialmente, con la variazione eustatica. Le fasi registrate dalla sequenza archeologica, come evidenziato in figura II.21, sembrano possano essere associate, almeno ipoteticamente, alle variazioni di portata connesse alle variazioni climatiche che hanno agito sulla disponibilità di precipitazioni. Di fatto, studi effettuati sul territorio andaluso (provincia Almeria, Candy and Black 2009) suggeriscono un aumento delle precipitazioni durante gli stadi isotopici caldi (MIS 5), in senso di precipitazioni medie o di diminuzione della stagionalità, e una diminuzione durante gli stadi isotopici freddi (MIS 4, 3, 2); si ravvisa inoltre una certa corrispondenza tra fasi erosive e fasi di regressione marina. Si ricorda che un sistema fluviale registra nei suoi terrazzi le variazioni del livello del mare per erosione rimontante qualora vi si trovi in connessione, ovvero dreni un bacino esoreico. Secondo Silva et al. (1996) il fiume Segura, in cui si immette il Mula, drenava un bacino endoreico fino ad un generico *Pleistocene Superiore* quando il sistema idrografico si connette con il Mar Mediterraneo: il deposito di Cueva Antón aggiunge maggiore dettaglio all'apertura del bacino idrografico del Segura collocandola all'interno del MIS 5 e possibilmente al MIS 5a. La base erosiva di AS5 che ha intaccato il deposito di FP, sebbene possa essere stata indotta dalla tettonica locale, processo responsabile dell'accumulo dello stesso complesso FP, sembra trovare buona correlazione con la fase di regressione marina precedente al GI21 che vede un approfondimento del livello del mare di circa 35 m, giungendo a circa -60 m dall'attuale livello marino, e potrebbe quindi risalire al MIS 5b: è probabile che la variazione eustatica abbia agevolato lo smantellamento dell'ostruzione del corso fluviale indotta da eventi sismici (sez. II § 6.3.1). L'incisione alla base di AS4 potrebbe essere correlata con la fase regressiva tra il GI21 e 20 con un calo del livello di circa 40 m, giungendo a circa -60 m dall'attuale livello marino; mentre la base erosiva di AS3 potrebbe corrispondere alla fase regressiva successiva al GI20, ovvero il GS20, quando si assiste ad una diminuzione del livello del mare di 40 m, raggiungendo quasi 75 m al di sotto del livello attuale. Anche il fiume Aguas, che scorre nel sud della Spagna (Almeria), ha vissuto una fase incisiva circa 75 ka (Schulte et al. 2008), paragonabile alla fase erosiva alla base di AS3. Questa correlazione è solo ipotetica in quanto il dato cronometrico disponibile non possiede una risoluzione tale da supportare nel dettaglio quest'ipotesi; inoltre la dinamica fluviale potrebbe essere dipesa anche da variazioni interne al sistema fluviale (sez. II § 7.3.2).

Figura II.21 Correlazione tra il record sedimentario di Cueva Antón organizzato in subcomplessi con, da sinistra a destra, i record paleoclimatici globali desunti dal dato isotopico delle carote glaciali della Groenlandia (NGRIP, Andersen et al. 2006, Rasmussen et al. 2014, Svensson et al. 2007, Wolff et al. 2013), le temperature della superficie marina del Mare di Alborán (Cacho et al. 1999, Martrat et al. 2004), il livello marino ricostruito nel Mar Rosso (da Siddal et al. 2003), seguendo la suddivisione cronologica di Lisieki and Raymo (2005, MIS). Le frecce in azzurro indicano le fasi di aggradazione mentre quelle in nero le fasi incisive rispetto alla quota sul livello del mare. La fase segnalata in rosso non trova evidenze chiare nel record sedimentario. Le fasce in rosso indicano le fasi incisive che sembrano corrispondere a variazioni climatiche globali ed eustatiche.



7.4.2 Evidenze di condizioni climatiche fredde e aride e di stabilizzazione superficiale

I depositi crioclastici rilevati al sito sono indicativi di un clima freddo-umido (sez. II § 6.1.1), ma si ricorda che il riparo sottoroccia può però aver determinato un microambiente maggiormente umido rispetto alle condizioni all'esterno. Gli apporti brecciosi sono presenti nella sequenza, ad eccezione di FP, peraltro esposto su una superficie piuttosto limitata, sia a livello macro- che microscopico (fig. II.20). Ad eccezione degli accumuli rilevati in AS5, di cui il dato botanico indica la formazione in condizioni climatiche piuttosto temperate, tali depositi indicano l'attuarsi di cicli gelo-disgelo. Le informazioni paleoclimatiche e paleoambientali desunte dal dato micromorfologico, sebbene provengano da un numero piuttosto limitato di campioni, sono coerenti con il dato botanico (Zilhão et al. in prep.) e con il dato geoarcheologico di campo, per cui si ritengono attendibili i risultati; ciò nonostante ulteriori campioni potrebbero fornire maggiore dettaglio.

La successione di AS5 e di AS3⁹⁵ testimonia l'instaurarsi di condizioni più fredde rispetto all'unità basale FP, come suggeriscono i limitati depositi crioclastici rilevati su campo e i poco diffusi indicatori micromorfologici di gelo discontinuo (quali placchette gelive, microstruttura laminare, rivestimenti di argilla polverosa/impura, porosità a vescicole) non riscontrati nella sottostante unità IV. I frammenti di speleotema e croste endolitiche rinvenuti in AS5 e AS3, seppure rari, potrebbero indicare una stabilità del substrato roccioso, precedente al loro distacco, che ha permesso l'accumulo di carbonato di calcio dovuto alla percolazione d'acqua ricca in CaCO₃ (es. cf. Frisia and Borsato 2010).

Gli indicatori micromorfologici del gelo discontinuo della durata limitata ad un numero di cicli riferibile ad alcuni anni, quali la microstruttura lenticolare, i rivestimenti di argilla impura e le placchette gelive (sez. II § 6.2.3.), queste ultime presenti anche come singole unità, sono ben attestati in AS2. Lo sviluppo di queste evidenze indicative di gelo discontinuo necessita una certa disponibilità idrica. Combinando il dato palinologico e antracologico, indicativi di condizioni locali e regionali tendenti all'aridità (Zilhão et al. in prep.), al dato sedimentologico si suggerisce che la disponibilità idrica al sito non rifletta condizioni climatiche regionali, ma piuttosto le condizioni del microambiente del riparo sottoroccia, dove parte dell'umidità deriva dal substrato roccioso e parte dal sedimento alluvionale. Tale interpretazione è supportata dalla parallela diffusione nello stesso subcomplesso AS2 degli indicatori micromorfologici di maggiore aridità, quali i frammenti rimaneggiati di suolo tipo *terra rossa*, presenti anche nella parte bassa di AS1 e sporadicamente nel materiale di suolo II-u (AS5). Questi marcatori potrebbero essere associati al declino climatico che caratterizza il passaggio tra il MIS 5 e il MIS 4 (fig. II.21). Come evidenziato in Zilhão et al. (in prep.) il dato botanico di AS2, piuttosto limitato nel numero di frammenti analizzati, non è compatibile con il pieno MIS 4; considerando però la maggiore risoluzione temporale del record sedimentario rispetto a quello botanico, il quale necessita più tempo affinché l'insieme vegetazionale si adatti alle condizioni climatiche (es. Benito et al. 2008, 2003), non si può scartare l'ipotesi che pacchetto sedimentario si sia accumulato all'inizio del MIS 4.

Il complesso AS1 è caratterizzato dall'interruzione della sedimentazione alluvionale a favore dell'apporto crioclastico, la cui entità è paragonabile a quanto registrato in AS2 (unità II-k) e AS3 (unità II-q) ad indicare condizioni fredde, coerentemente con quanto suggerito dal dato cronometrico e botanico.

La presenza di accumuli secondari di carbonato di calcio, quali le croste carbonatiche dell'intera sequenza e i residui carbonatici di origine biologica dell'unità III-i/j, indica l'interruzione della sedimentazione alluvionale a favore di una stabilizzazione superficiale in condizioni calde e/o secche (es. Candy and Black 2009), che sembrano essere più marcate in AS5 come suggerisce la maggiore frequenza di queste evidenze. Il limitato impatto della pedogenesi ne suggerisce una breve durata.

⁹⁵ Non sono disponibili sezioni sottili dal subcomplesso AS4.

Lo sviluppo del suolo cumulativo al tetto del complesso AS5 (unità II-u) con figure di disseccamento e l'accumulo di frammenti vegetali, indicativi di condizioni palustri, e con un'intensa attività biologica, rappresenta una stabilizzazione geomorfologica della pianura alluvionale. L'omogeneità delle pedofigure riscontrate, e quindi dei processi formativi, supportano una pedogenesi di breve durata (cf. Fedoroff et al. 2010). Alcuni studi paleopedologici in ambiente alluvionale-deltaico (cf. Fedoroff et al. 2010) associano lo sviluppo di una microstruttura vermicolare e deboli impregnazioni di ossido di Fe, caratteri osservati nell'unità II-u, ad un'esposizione di pochi anni.

7.4.3 Record sedimentario e cronologia

Il record sedimentario di Cueva Antón testimonia quindi una certa variabilità climatica che segue un trend di deterioramento climatico verso l'alto in senso freddo e meno umido. Sulla base dei marcatori di freddo associati alle evidenze di incisione si propone in questa sede che la formazione della sequenza archeologica AS5-AS2 è avvenuta tra il MIS 5b e l'inizio del MIS 4 (fig. II.20, II.21). La fase incisiva alla base di AS5 potrebbe essere correlata alla regressione marina avvenuta nel MIS 5b (v. sopra), mentre la presenza in AS5 di evidenze connesse a condizioni fredde potrebbe essere compatibile alla variabilità del MIS 5a (GI 21). L'accumulo di AS3 e AS2, testimoniate un degrado climatico-ambientale, potrebbe essere avvenuto tra il GI 19 e il GS 19, quando a livello globale si verifica un inasprimento delle condizioni. Ancora una volta questa correlazione è del tutto ipotetica, considerando che il record sedimentario potrebbe documentare delle variazioni idrologiche locali. AS1 invece, datato con il radiocarbonio, registra condizioni fredde ma con una certa disponibilità idrica nella sua parte bassa, dove il deposito si accumula per dinamiche fluviali, e un incremento netto dell'apporto autoctono nella sua parte alta, dove l'accumulo è principalmente di tipo crioclastico, indicativo di minore attività fluviale inquadrabile quindi a cavallo tra il GS 8 e il GI 8, tra 38-35 ka BP.

Lo iato sedimentario relativo a gran parte del MIS 4, documentato dalla datazione del sito, potrebbe essere stato causato da una fase erosiva che ne ha asportato il deposito. Tale processo è suggerito dalla presenza della superficie erosiva tra AS1 e AS2, in paraconcordanza, e dall'assenza di evidenze di stabilizzazione superficiale, eccezion fatta per il limitato sviluppo di bioturbazione ad opera di lagomorfi, i conigli, e l'accumulo di una crosta carbonatica alla base di II-b contro la parete rocciosa. Quest'erosione, probabilmente avvenuta in più momenti, è indicativa dell'avvio di una fase di incisione fluviale, che proseguirà nelle fasi formative successive (AS1, TL) ad individuare l'*Estrecho del Corcovado* (§ 6.3.3).

7.5 Contesto della frequentazione antropica

7.5.1 Posizione del sito e interrelazione con la frequentazione antropica

Alla luce di quanto sopra, risalta la posizione geomorfologica favorevole alla frequentazione umana di Cueva Antón. Ponendosi al contatto tra l'ambiente fluviale e di pianura alluvionale connessi allo scorrere del Mula e con l'ambiente di versante relativo ai fianchi della valle, i dintorni del riparo offrivano la possibilità ai gruppi

umani di sfruttare le ricche risorse, inclusa la biomassa, dell'asta fluviale e dei dintorni, come testimoniato dalla varietà di fauna rilevata al sito che include specie acquatiche e terrestri, e di accedere rapidamente ai *plateaux* impostati sulle paleosuperfici d'erosione antiche (cf. Zilhão et al. in prep.). La configurazione multicanale dello stesso fiume su cui si apriva il riparo individuava ambienti 'terrestri' ed altri acquatici e contribuiva alla formazione di un'area ecotonale nei pressi del sito (sez. II § 7.3.2).

La frequentazione antropica riconosciuta sinora a Cueva Antón si articola in quattro fasi principali, caratterizzate da una progressiva diminuzione dell'intensità di occupazione, dalla più antica alla più recente, come suggerisce l'insieme litico e faunistico studiato (Zilhão et al. in prep.). Le evidenze micromorfologiche, in particolare le relazioni spaziali tra le figure sedimentarie e postdeposizionali, suggeriscono che la frequentazione antropica è avvenuta durante periodi a clima mite.

Inizialmente l'occupazione, inquadrata nella fase formativa 1, è più stabile ed articolata, come dimostrano le strutture di combustione, e si situa ai margini della pianura alluvionale sabbiosa periodicamente interessata dalle piene fluviali che determinano i depositi di rotta. Questi depositi intervallano numerosi episodi di frequentazione (subunità III-i/j1,2,3 e unità III-b/d), di cui è stato ipotizzato un carattere stagionale sulla base dell'analisi della mortalità della fauna cacciata, compreso tra il tardo inverno l'estate (Zilhão et al. in prep.). Lo studio geoarcheologico conferma il carattere ciclico, probabilmente annuale, delle frequentazioni antropiche di III-i/j, come esemplifica il caso di III-i/j1 e il focolare 4. La microstratigrafia di questa struttura di combustione, al pari del sottostante focolare 6, rivela che l'occupazione antropica si è impostata al tetto di un deposito alluvionale su cui è stato acceso un focolare quando era ben drenato ed asciutto; la struttura di combustione non è stata rimaneggiata antropicamente, non è stata riutilizzata e rappresenta un unico evento di combustione. L'occupazione antropica associata al focolare 4 è stata seguita da due episodi alluvionali: il primo, di minor energia, ha determinato il dilavamento dei prodotti di combustione e la persistenza di un corpo idrico che ha accumulato uno strato millimetrico di carbonato di calcio, il secondo, con energia maggiore ha parzialmente eroso e ripreso in carico i sedimenti e i prodotti di combustione per poi depositarli a formare uno strato di sabbia pluricentimetrico, che costituirà poi la superficie per la successiva occupazione antropica. Questo ciclo di accumulo potrebbe rappresentare due episodi di piena, stagionali, ed essere associati ai due picchi di precipitazione primaverile ed autunnale attualmente presenti. Considerando lo sviluppo dello strato carbonatico e la stagionalità proposta su base archeologica si propone che la frequentazione antropica è avvenuta durante il tardo inverno a cui è seguita la prima piena, primaverile e di scarsa entità, la persistenza delle acque durante il periodo estivo con accumulo di carbonato e la seconda piena, autunnale e di maggiore entità. Sulla base delle informazioni attualmente disponibili non è possibile escludere con certezza che questi episodi di piena rappresentino dei periodi di ritorno annuali o pluriennali. L'analisi microstratigrafica ha rilevato la presenza di un'ulteriore superficie sita al di sotto del focolare 4 e il focolare 6 (CA1203 Mu4).

Lo strato archeologico III-b/d testimonia la frequentazione antropica in un contesto analogo e piuttosto ravvicinata nel tempo con la sottostante unità III-i/j, ma l'energia maggiore del flusso, testimoniata da un lieve aumento granulometrica, ha determinato una riorganizzazione del sedimento antropogenico e una sua dislocazione laterale, probabilmente a seguito di un cambiamento delle dinamiche di ingresso dell'acqua al sito, non più arginata dall'affioramento di roccia ormai sepolto. Sembra inoltre che le strutture di combustione dell'unità III-i/j siano state protette dalla successiva erosione dall'accumulo carbonatico biogenico, sebbene questo non abbia prevenuto la loro deformazione sedimentaria (vedi strutture a fiamma del focolare 5).

Successivamente, le frequentazioni si fanno più sporadiche. Alcuni resti litici sono stati rinvenuti nell'unità II-u, di cui si ipotizza una posizione secondaria (Zilhão et al. in prep.), sebbene siano limitate le evidenze sedimentarie di alta energia. L'ambiente di sedimentazione di quest'unità è una pianura alluvionale piuttosto umida, forse paludosa come indicano le figure di idromorfia e la componente organica riscontrate in sezione sottile, in cui i canali erano discretamente mobili, con alluvioni molto fini piuttosto distanziate nel tempo, come suggerisce il carattere cumulativo del suolo che le ha alterate. Tali caratteristiche della pianura alluvionale di questo periodo (fase formativa 2) sembra non aver favorito l'occupazione antropica. Non si esclude che una maggiore entità delle evidenze archeologiche riferibile a questo periodo di sedimentazione sia presente nella parte più orientale del riparo, dove l'aumento della quota della superficie dello strato potrebbe aver costituito un'area rilevata sulla pianura alluvionale e quindi maggiormente protetta, seppur scarsamente accessibile.

È attestata un'ulteriore frequentazione del riparo sottoroccia al tetto del deposito sabbioso di un canale abbandonato (unità II-l, AS2, fase formativa 6), in un ambiente riferibile ad una pianura inondabile sabbiosa forse riferibile all'alveo in secca/abbandonato. Il dato micromorfologico suggerisce una posizione pressoché primaria dei resti archeologici a cui si associa una probabile evidenza di calpestio. In un secondo momento si verifica un deterioramento climatico che si manifesta con l'accumulo di materiale crioclastico (unità II-k) e con la crioturbazione del sedimento già depresso, inclusa la superficie di occupazione (unità II-l).

L'ultima frequentazione antropica registrata a Cueva Antón sfrutta la posizione rialzata rispetto alla pianura alluvionale del terrazzo che si è venuto a creare e protetta del riparo sottoroccia. Si rileva all'interno di un accumulo detritico probabilmente accumulatosi a seguito di un inasprimento delle condizioni climatiche, forse a coprire, come già rilevato nelle occupazioni precedenti, la superficie di occupazione antropica stessa. Di fatto, l'inclinazione della superficie e la granulometria grossolana del deposito potrebbero aver favorito un movimento gravitativo e quindi una dislocazione, limitata nello spazio, anche delle evidenze archeologiche compromettendo la conservazione di eventuali strutture di combustione. Inoltre va evidenziato come la scarpata di erosione formatasi successivamente, durante la fase formativa 10, ha in effetti asportato parte del deposito e, quindi, le evidenze archeologiche connesse.

Il generale il dato geoarcheologico suggerisce un declino piuttosto netto delle condizioni climatico - ambientali in senso di freddo a partire da AS2 che però non corrisponde un significativo decremento dell'intensità di occupazione, come indicato dal record archeologico. Allo stato attuale delle ricerche non sembra che le condizioni climatiche più fredde abbiano condizionato la frequentazione del sito, e dei suoi dintorni, durante il MIS 3. Emerge piuttosto che l'azione dei gruppi umani sia stata maggiormente dipendente dalle condizioni ambientali nei pressi del sito, che in parte hanno condizionato l'accessibilità del sito, prediligendo substrati sabbiosi e ambienti ben drenati. Il carattere temporaneo delle occupazioni suggerisce un'alta mobilità dei gruppi umani che hanno frequentato Cueva Antón, probabilmente composti da pochi individui, connessa allo sfruttamento dei due comparti geomorfologici delle pianure orientali e dell'area montana occidentale. Questa modalità di sfruttamento del territorio è documentata in altri siti coevi della Penisola Iberica, come Abric del Pastor (Machado et al. 2013), Abric Romaní (Vallverdú et al. 2005), ma l'analisi della provenienza delle materie prime litiche, attualmente in corso, è fondamentale per testare quest'ipotesi.

7.6 Conservazione del record sedimentario ed archeologico

A livello generale la sequenza archeologica di Cueva Antón mostra una buona conservazione del record sedimentario grazie alla presenza di condizioni formative favorevoli. L'alto tasso di sedimentazione, la deposizione ravvicinata agli episodi di frequentazione antropica, la disconnessione del deposito dalle dinamiche attive nel fondovalle e il ruolo protettivo del riparo sottoroccia hanno favorito una limitata azione dei processi di alterazione chimica e anche fisica, da cui risulta un'eccellente conservazione del record sedimentario di Cueva Antón, in termini di composizione, tessiture e assetto stratigrafico.

Parte della successione archeologica è costituita da depositi fini da esondazione che compongono una sequenza coesiva, che ha protetto il deposito dall'erosione laterale. Tali accumuli a granulometria fine, come già osservato altrove (es. Zielhofer et al. 2008), hanno un alto potenziale conservativo. Al contrario la parte bassa di AS5 è composta da sedimenti più grossolani, sabbiosi, meno coesivi che impartiscono maggiore dinamicità alla migrazione laterale dei canali e conseguentemente maggiormente proni all'erosione. Questa porzione sedimentaria è sopravvissuta grazie alla protezione offerta dalla soglia rocciosa, che ha determinato la diminuzione dell'energia del flusso, e grazie alla attività fluviale moderata. La posizione geomorfologica del riparo ai margini dell'alveo fluviale e la sua topografia, caratterizzata da un accesso marcato dalla soglia rocciosa, ha fornito una protezione rispetto allo scorrere del Mula. Tali fattori insieme alla configurazione dello stesso come un fiume multicanale hanno favorito da un lato la frequentazione antropica e dall'altro lato la conservazione delle evidenze archeologiche. Di fatto gli episodi di maggiore incursione dell'alveo fluviale all'interno del riparo sono piuttosto limitati di frequenza e di intensità, intesa in termini di dimensione delle evidenze erosive.

Il deposito si è formato in un periodo di aggradazione del sistema fluviale e le nette incisioni successive hanno permesso la conservazione all'interno del riparo sottoroccia del deposito archeologico nella forma di terrazzo fluviale. Un caso particolare è dato dall'unità I-k che risulta in parte alterata dall'erosione della paleosuperficie. La presenza successiva delle acque artificiali, seppur inducendo una serie di alterazioni connesse alla percolazione e stagnazione d'acqua, ha svolto un ruolo di protezione e solo in misura minore di erosione.

7.6.1 Processi di alterazione fisica sindeposizionali e postdeposizionali

Il sedimento che compone la sequenza di Cueva Antón ha subito vari processi di alterazione fisica sia in tempi associabili alla sua deposizione che successivamente.

Le dinamiche alluvionali stesse, qualora dotate di energia sufficiente alla mobilitazione delle particelle sabbiose ma non alla loro rimozione dal riparo, come nel caso di eventi di piena, hanno determinato l'erosione e rideposizione del sedimento, sia di tipo alluvionale, come testimonia la presenza dei litorelitti, che archeologico, dislocandolo nello spazio nell'ordine di pochi metri sia durante l'ingresso delle acque e, durante gli episodi ad energia maggiore, durante il ritiro delle stesse. Questo è evidente nelle superfici di occupazione registrate nell'unità archeologica III-i/j, dove le figure di combustione hanno subito un dilavamento idrico con conseguente dislocazione laterale, a breve distanza (2 – 3 m), dei residui di combustione. Un ulteriore evento sedimentario ha causato la loro deformazione e parziale erosione manifestata dalle strutture a fiamma (sez. II § 6.1.2, 6.1.3, 6.3.2). Lo stesso processo alluvionale può aver determinato lo smantellamento e rideposizione dei depositi brecciosi nella parte inferiore del deposito (AS5) dove la granulometria del sedimento indica un'energia maggiore del mezzo idrico rispetto a quanto registrato in AS1 e AS2, a granulometria limosa, dove sono conservati in situ i livelli di breccia.

Tra i processi di alterazione fisica che hanno agito al sito si è visto come l'azione biologica, ad opera della mesofauna in particolare, ha indotto l'omogeneizzazione parziale delle singole unità e solo occasionalmente, nell'unità II-u2, un significativo rimescolamento del sedimento.

Lo scarso impatto della bioturbazione, anche sub-recente, ad opera di mammiferi di piccola taglia, è ravvisabile sporadicamente nella parte alta del deposito (AS2, es. colonna di flottazione q. I20) ed ha garantito un alto livello di integrità delle unità stesse. L'azione discontinua di gelo e disgelo ha determinato una rielaborazione dell'organizzazione primaria del deposito, almeno localmente, a cui si affianca il calpestio che ha determinato la scomparsa delle figure sedimentarie primarie. In particolare, si è visto come il calpestio abbia indotto una riorganizzazione del sedimento sabbioso per almeno 5 cm dalla superficie (fig. II.13A).

7.6.2 Formazione di suolo e stabilizzazione superficiale

Le fasi di pedogenesi osservate nella sequenza archeologica sono limitate al tetto del subcomplesso AS5 e di AS3. La formazione del suolo che costituisce l'unità II-u è stata determinata dalla combinazione di idromorfia, bioturbazione e alterazione della sostanza organica e ha coinvolto più strati sedimentari. Questi processi hanno agito in maniera meno estensiva anche in II-ñ, al tetto di un ciclo di accumulo in AS3. Tali corpi pedogenetici mostrano dei caratteri associabili alla stabilizzazione della pianura alluvionale in seguito all'avulsione ed allontanamento dell'alveo fluviale, situazione che ha permesso alle condizioni di pedogenesi di prevalere sulla sedimentazione per un certo periodo, dopo il quale la sedimentazione riprende a scapito della pedogenesi, come è evidente al tetto di II-u. Essendo soli due gli eventi di questo tipo documentati si può sostenere che il tasso di accumulo sia stato piuttosto elevato anche nelle porzioni che rappresentano la pianura alluvionale.

In contesto alluvionale la migrazione laterale del canale, fenomeni di rotta o di esondazione influenzano la pedogenesi controllando sia il tasso di accumulo sedimentario /erosione che l'idrologia (es. Kraus and Aslan 1999). Sembra che lo sviluppo di paleosuoli sia associato a pianure alluvionali con un accumulo di esondazione cospicuo inclusi i depositi di avulsione (Kraus and Aslan 1999). La variabilità del suolo di II-u consegue alla variabilità del sedimento pedogenizzato specialmente per quanto riguarda la granulometria e la distanza dal corso d'acqua principale e, quindi, la fluttuazione della falda freatica (Kraus and Aslan 1999). I suoli alluvionali rappresentano un equilibrio tra il tasso di sedimentazione e il tasso di pedogenesi e sono quindi controllati dai processi di deposizione. La pedogenesi della sequenza archeologica di Cueva Antón ha portato alla formazione di quelli che sono definiti paleosuoli cumulativi (Morrison 1978, Kraus 1999 e bibliografia ivi citata). Tali suoli risultano di una sedimentazione costante nel corso del tempo, ma di scarsa entità, sulla pianura inondabile in un'area distale rispetto al canale attivo, in assenza di erosione, a cui si affiancano evidenze di bioturbazione e screziature, si sviluppano nelle aree fangose tra i vari canali (Kraus and Aslan 1999). A Cueva Antón gli apporti sedimentari sono dovuti a fenomeni di esondazione. L'accumulo di esondazione agisce su tempi piuttosto lunghi rispetto, ad esempio, all'accrezione laterale, nell'ordine di 1-10 mm/anno ma dipende dalla vicinanza al canale (Kraus and Aslan 1999 e bibliografia ivi citata). In sezione sottili sono visibili le concentrazioni redox, ovvero delle figure determinate dalla riprecipitazione del ferro in ambiente ricco di ossigeno, quale a seguito di un'essiccazione del suolo stesso a seguito dell'abbassamento della falda freatica, dopo che ferro e manganese sono stati ridotti e mobilizzati a seguito di una saturazione d'acqua per più mesi nell'arco di un anno.

La posizione geomorfologica e topografica di Cueva Antón, con la sua conformazione dettata da una soglia rocciosa, ha limitato i movimenti della falda acquifera e, conseguentemente, il processo di *gleyzzazione* a cui è andato incontro il suolo di II-u dove il ruolo predominante è stato rivestito dall'ossidazione del ferro e manganese e quindi condizioni di buon drenaggio come invece si riscontrano anziché sulla piana alluvionale ma sugli argini naturali con lo sviluppo di un suolo Bw-Bg (gley) in ambiente ossidante il primo (Kraus and

Aslan 1999). Il corpo FP, di origine palustre, si è accumulato in acque stagnanti che periodicamente si asciugavano esponendo i sedimenti all'alterazione superficiale, quali precipitazione di carbonato di calcio, brecciazione per disseccamento, sviluppo/colonizzazione biologica che hanno determinato un omogenizzazione della stratificazione originaria.

Capitolo 8

CONCLUSIONI

L'analisi geoarcheologica, in particolare micromorfologica, del sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón apporta nuovi elementi per la comprensione delle dinamiche formative, delle interazioni uomo-ambiente e del grado di integrità del record sedimentologico ed archeologico, questioni fondamentali per la ricerca preistorica dell'Europa occidentale e, in particolare, della Penisola Iberica.

Le osservazioni geoarcheologiche condotte sul campo, ristrette alle campagne tra il 2011 e il 2012 a causa dell'inaccessibilità del sito, la revisione dei dati precedentemente raccolti (tra il 2006 e il 2008), e lo studio micromorfologico del deposito hanno evidenziato che la sequenza sedimentaria di Cueva Antón deriva dall'azione idrica, riferita allo scorrimento, alla tracimazione e all'abbandono di canali del fiume Mula, oltre che dall'azione del gelo discontinuo e di eventi sismici che hanno prodotto la degradazione della grotta, processo formativo che prende importanza verso l'alto. L'azione antropica, nella forma di superfici di occupazione, di focolari e di un limitato apporto detritico antropogenico, è ben riconoscibile anche in sezione sottile.

Lo studio geoarcheologico ha ribadito come il deposito di Cueva Antón costituisca un record sedimentario ad alta risoluzione. Le alterazioni postdeposizionali della sequenza sono legate principalmente alle condizioni di idromorfia temporanea tipica dell'ambiente alluvionale, con una scarsa entità delle evidenze di alterazione fisica, indotte dalla bioturbazione, dalla crioturbazione e dall'attività umana, oltre che dall'azione erosiva dello stesso fiume. L'archivio sedimentario, conservato grazie alla conformazione del riparo stesso, che ha inibito lo sviluppo pedogenetico e le incursioni laterali del fiume ha permesso di ricostruire l'attività fluviale del Mula durante il Pleistocene, in parte correlabile con eventi climatici e paleoambientali globali. Permette una rilevante risoluzione temporale su un periodo compreso tra il MIS 4 e il MIS 5, scarsamente documentato in Penisola Iberica. Documenta inoltre, sebbene con scarso dettaglio stratigrafico, il MIS 3-2, rappresentato dal deposito TL e dalla paleosuperficie. Il dato sedimentologico trova una stretta corrispondenza con il dato botanico, antracologico in particolare, l'associazione dei quali potrà definire con ulteriore precisione l'evoluzione paleoambientale. Di fatto i depositi a breccia sembrano essere dei validi indicatori di episodi di gelo.

Il dato sedimentologico ha contribuito all'inquadramento cronologico del deposito. È stato suggerito che parte le caratteristiche sedimentologiche del deposito archeologico, il subcomplesso AS2, possano inquadrare tale deposito alle prime fasi del MIS 4.

8.1 Dinamiche formative

Il deposito ben stratificato di Cueva Antón registra lo sviluppo diacronico della pianura alluvionale del fiume Mula. L'attività fluviale ha contribuito alla formazione della stratificazione di Cueva Antón nella forma di depositi fluvio-palustri, di rotta/*crevasse*, di riempimento di canale abbandonato, di esondazioni fini probabilmente a seguito di eventi di piena eccezionale; dimostra inoltre la presenza di un apporto gravitativo da degradazione naturale della grotta, indotta da gelo-disgelo e marginalmente da eventi sismici, e di un apporto antropogenico in parte dislocato spazialmente nell'ordine di pochi metri da parte dei processi alluvionali.

L'attività fluviale è stata irregolare tra il MIS 5 e il MIS 3, quantomeno nei pressi del riparo sottoroccia; tali variazioni, in parte dovute alla configurazione multicanale del fiume, sono responsabili dello sviluppo di suoli di tipo alluvionale e degli altri processi di alterazione sin- e postdeposizionale sia chimici (precipitazione di carbonato di calcio), sia fisici (erosione del materiale precedentemente accumulato). La maggior dinamicità dell'attività del Mula non può essere correlata in maniera chiara con i trend climatici globali e con le variazioni eustatiche del Mar Mediterraneo a causa del controllo tettonico che ha agito internamente al sistema fluviale e per una risoluzione della datazione non sufficiente a caratterizzare tali eventi, sebbene si possano riscontrare delle corrispondenze.

La presente ricerca illustra come il fiume Mula ai tempi della frequentazione dei gruppi del Paleolitico Medio, per lo meno durante il MIS 5-4, avesse una configurazione a multicanale e un regime costante ad indicare delle precipitazioni piovose varia distribuite sull'intero anno e non concentrate stagionalmente come accade oggi in un clima tipicamente Mediterraneo. È stato evidenziato come le precipitazioni annuali contribuissero a due principali episodi di piena fluviale con energia differente. È stato inoltre rilevato un cambiamento nelle dinamiche fluviali durante il MIS 3 quando il fiume si caratterizza per delle piene più importanti, sebbene forse meno regolari.

Emerge inoltre che il Mula scorreva nei pressi del sito fin da tempi precedenti al MIS 5a e che quindi non è stato oggetto di fenomeni di cattura fluviale durante il Pleistocene Superiore, come invece osservato in altri sistemi fluviali del SE della Spagna. Non si esclude che eventuali cambiamenti nel sistema fluviale si siano verificati in tempi precedenti alla formazione del complesso FP, il cui accumulo è correlabile ad un importante evento sismico avvenuto tra il Pleistocene Medio e Superiore a valle del sito. Durante la deposizione della successione archeologica di Cueva Antón, il Mula, sebbene con avesse ancora inciso il canyon de *El Estrecho del Corcovado*, rappresentava una via di raccordo tra le pianure (regione di Murcia centrale ed orientale) e l'area montana (regione di Murcia occidentale). Il presente studio pone in luce come il fiume Mula, e il Segura, fossero in connessione con il Mar Mediterraneo già durante il MIS 5, e probabilmente il MIS 5b, di cui ha registrato le variazioni eustatiche.

Lo studio micromorfologico dei sedimenti alluvionali di Cueva Antón determina una coerenza nel corso del tempo della provenienza, ovvero una stabilità del sistema fluviale, a cui si aggiunge localmente, come osservato su campo, una componente antropogenica e una componente di erosione dei suoli circostanti tipo *terra rossa*. Viene ribadita la conservazione sorprendente dei sedimenti clastici, solo localmente e marginalmente, oggetto di alterazione.

L'analisi delle geometrie dei corpi sedimentari suggerisce che il fattore sismico abbia contribuito alla delimitazione dei bacini sedimentari interni al sito, nell'area orientale e occidentale del riparo già durante la deposizione della successione archeologica (AS), e abbia contribuito alla deformazione postdeposizionale della porzione inferiore della sequenza archeologica stessa. Parallelamente, evidenze relative alla disgregazione della parete indotta dall'azione del gelo discontinuo sono presenti in tutto il complesso AS, ma aumentano in frequenza ed entità nella parte superiore del deposito pleistocenico (AS2 e AS1) a testimoniare un probabile cambiamento climatico in senso di freddo. Il riparo sottoroccia, associato con la vicinanza del fiume, può aver determinato un microclima umido anche in corrispondenza di un clima arido.

8.2 Interazioni uomo-ambiente

Il cambiamento dello stile sedimentario verso l'alto della sequenza pleistocenica (AS1-AS2), che si manifesta con l'alterazione della parete rocciosa per l'azione discontinua del gelo associata a depositi alluvionali riferibili a piene eccezionali, è indicativo di una recrudescenza climatica a cui si accompagna una diminuzione, ma non la scomparsa, della frequentazione antropica, che è attestata in condizioni caratterizzate dal crioclastismo (unità I-k). L'importante erosione della sequenza ben stratificata del sito non permette di accertare l'eventuale abbandono di Cueva Antón a seguito di un proseguimento di condizioni climatiche sfavorevoli: rappresenta quindi una discontinuità del record archeologico e non una discontinuità della frequentazione antropica.

La microstratigrafia dell'unità archeologica III-i/j individua un'unica fase di utilizzo dei focolari riconosciuti su campo, i quali, in parte, rappresentano superfici prodotte da una singola frequentazione. Ogni frequentazione ha seguito ed è seguita da due episodi di aggradazione alluvionale, il primo di piccola entità e il secondo più importante. L'unità archeologica è chiusa da un piccolo accumulo prodotto dalla degradazione della volta rocciosa. Tale microstratigrafia potrebbe supportare una frequentazione stagionale del sito in un periodo in cui le precipitazioni si concentravano almeno in due periodi, con intensità diversa, forse connesse alla primavera e all'autunno, per cui si propone che la frequentazione antropica fosse avvenuta a cadenza annuale, forse tra la primavera e l'autunno. Questa ipotesi, preliminare, va testata tramite lo studio in dettaglio dei resti faunistici associati all'unità III-i/j, attualmente pubblicato a livello preliminare (Zilhão et al. in prep.). L'alto potere risolutivo della microstratigrafia dei focolari ha permesso di identificare la natura biogenica dello strato ipotizzato essere di cenere ed individuare un'ulteriore superficie tra il focolare 4 e 6, ricca in prodotti di combustione rimaneggiati dal calpestio e dall'azione alluvionale.

La frequentazione antropica è attestata in una varietà di ambienti sedimentari in stretta relazione con lo scorrere del fiume, dalla pianura alluvionale prossimale ad una pianura alluvionale distale interessata nelle ultime fasi di frequentazione da crioclastismo e/o crioturbazione.

8.3 Integrità del record sedimentario ed archeologico

Il record sedimentario di Cueva Antón mostra un alto livello di conservazione, sia a livello macroscopico che microscopico, che si configura così un archivio ad alta risoluzione temporale. Le strutture sedimentarie primarie risultano alterate solo localmente dal calpestio antropico e/o animale, da fenomeni di deformazione, relativi alla liquefazione, indotti dalle dinamiche alluvionali stesse e/o da eventi sismici, dallo sviluppo molto limitato di orizzonti di suolo e dall'attività biologica. Le dinamiche fluviali sono responsabili dell'alterazione delle strutture di combustione determinando il dilavamento dei materiali combusti distribuendoli presso la superficie di occupazione; l'alterazione ha visto inoltre la compartecipazione dell'alterazione microbale dei materiali organici-limosi.

L'ottimale conservazione del record sedimentario, e archeologico deriva dalla posizione favorevole offerta dal riparo sottoroccia. La soglia rocciosa ha protetto il record sedimentario inferiore a quota 352 m, limitandone l'erosione. La posizione periferica del sito rispetto al corso d'acqua durante le occupazioni antropiche ha permesso la conservazione delle evidenze grazie al processo di aggradazione ad energia medio bassa nel contesto di una pianura alluvionale.

8.4 Proseguimento degli studi

La presente ricerca ha posto in luce alcune questioni che meriterebbero un approfondimento, per cui si ritiene che per la piena comprensione delle dinamiche formative del sito e dei rapporti tra il sito e l'ambiente circostante si renda necessario:

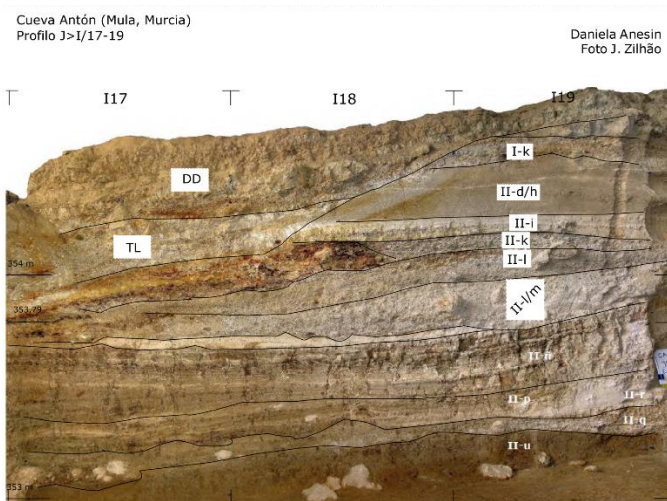
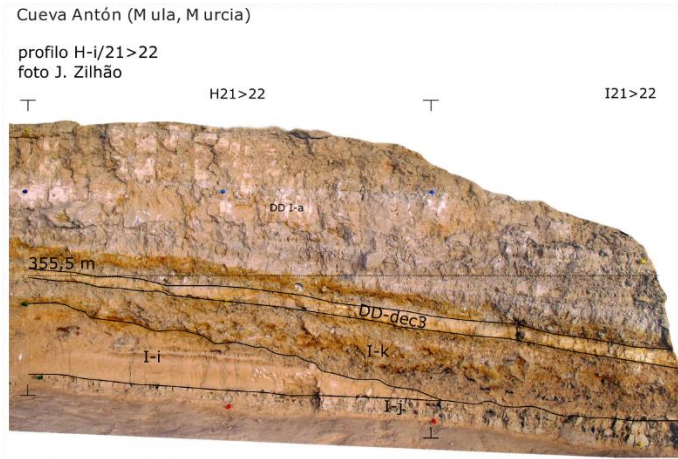
- espandere lo studio del complesso FP sia tramite un approfondimento dello scavo che in un'ottica regionale, analizzando i terrazzi dell'alto corso del Mula, in modo da chiarire la sua evoluzione nello spazio e nel tempo;
- approfondire l'analisi delle geometrie dei corpi sedimentari creando una modellizzazione tridimensionale più articolata sia in relazione all'area interna del riparo che verso l'esterno;
- eseguire delle prospezioni geofisiche sul deposito di Cueva Anton al fine di chiarire la natura dell'affioramento roccioso rilevato durante gli scavi e indagare il rilievo riscontrato nella parte orientale dello scavo; allo stesso modo si suggerisce lo studio ed esplorazione della frattura che insiste sulla volta del riparo;
- effettuare delle sperimentazioni sulla combustione controllata in laboratorio indagando la termoalterazione del tufo calcareo e delle sabbie del fiume Mula in modo da valutare con maggiore accuratezza l'impatto termico registrato archeologicamente;

- data la natura carbonatica e biogenica della *facies a* dei focolari rilevati, rappresentante un sistema chiuso e ben definito crono-stratigraficamente, si potrebbero applicare tecniche di datazione supplementari come la serie dell'uranio.

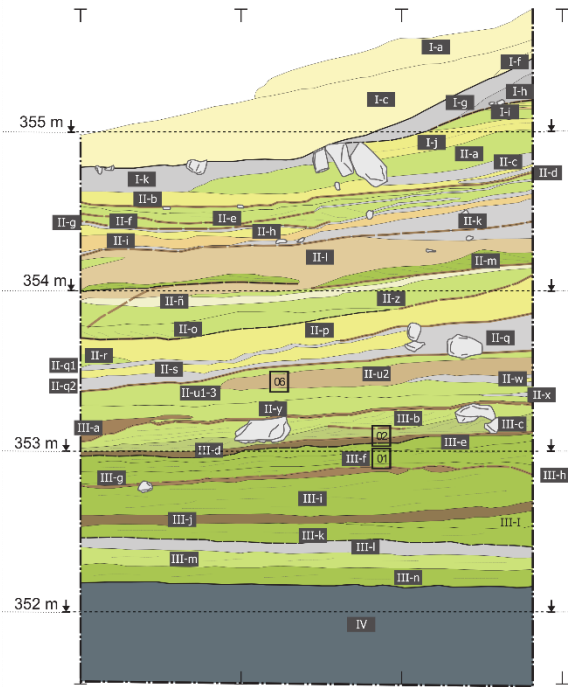
Cueva Antón
APPENDICI

APPENDICE I – SEZIONI STRATIGRAFICHE

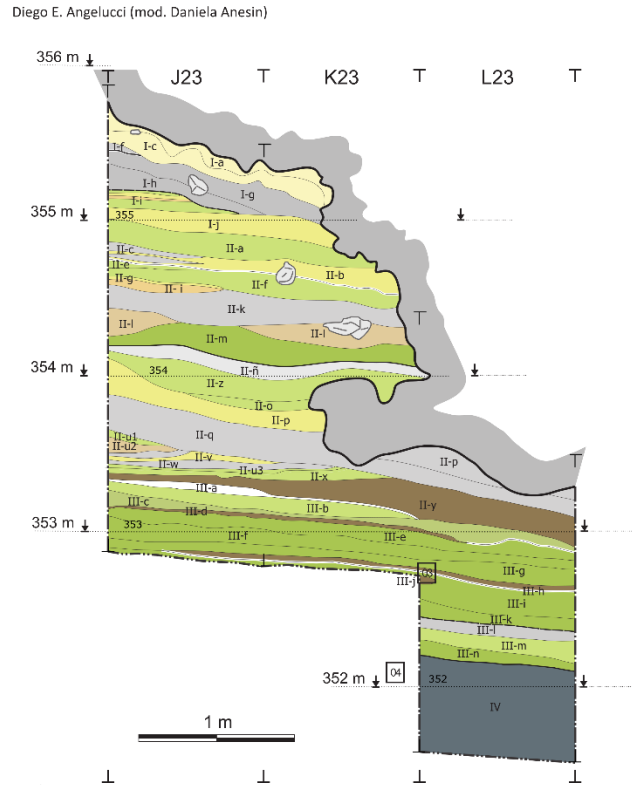
In rosa sono evidenziate le aree disturbate (tane di coniglio e disturbo presso i massi calcarei); sono inoltre indicate le aree di provenienza delle sezioni sottili.



Cueva Antón (Mula, Murcia)
1991 Trench, E wall (composite, redrawn in 2006)
profilo J>I20-22
Diego E. Angelucci (modificato Daniela Anesin 2015)



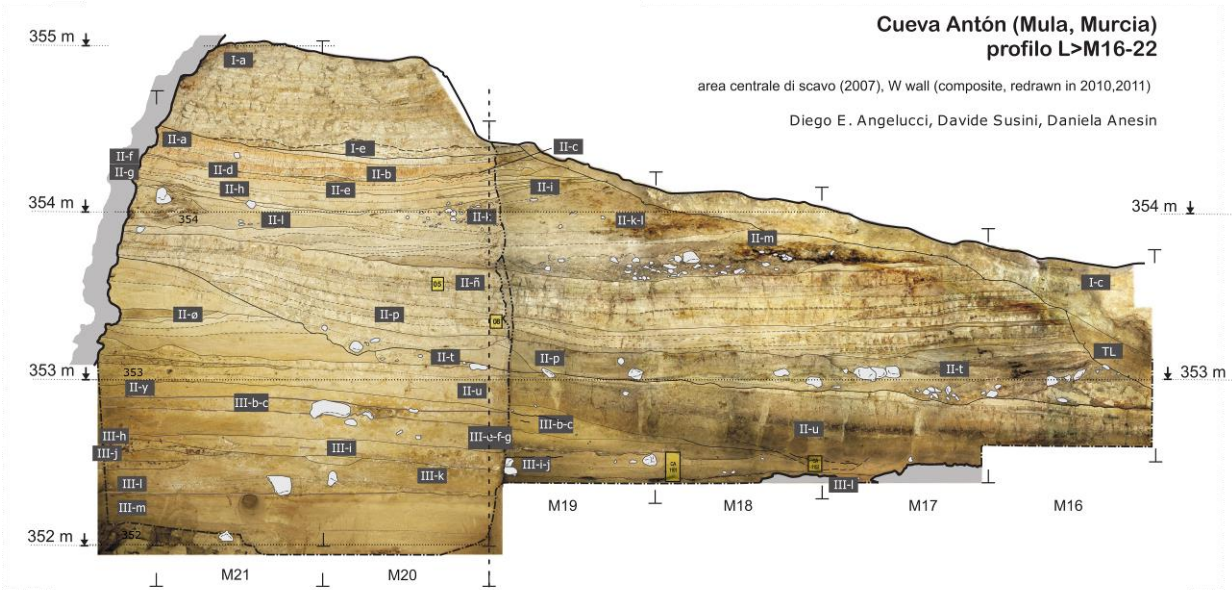
Cueva Antón (Mula, Murcia)
Profilo J-L 22>23
1991 Trench, S wall (redrawn in 2006)
Diego E. Angelucci (mod. Daniela Anesin)



Cueva Antón (Mula, Murcia)
profilo L>M16-22

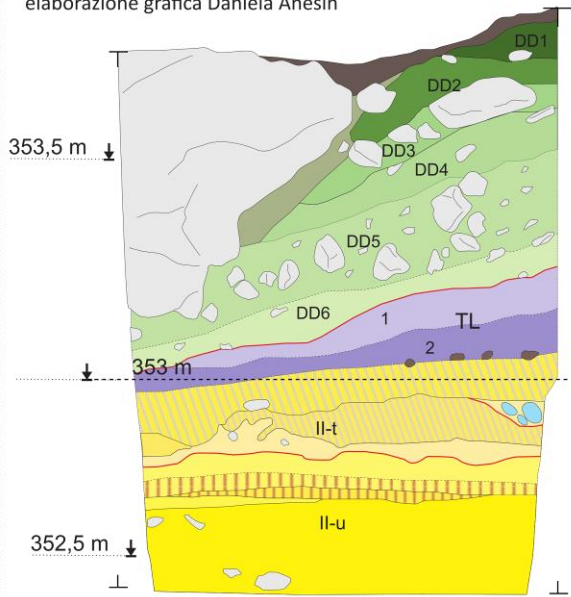
area centrale di scavo (2007), W wall (composite, redrawn in 2010,2011)

Diego E. Angelucci, Davide Susini, Daniela Anesin



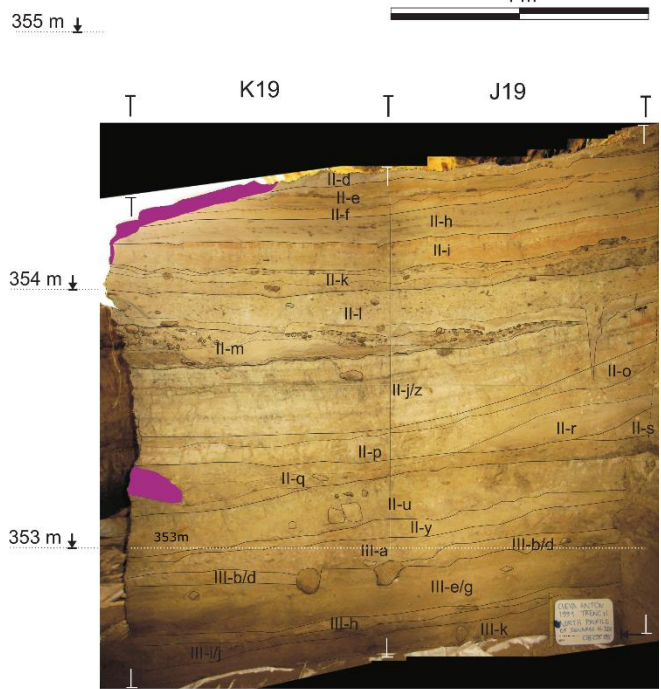
Cueva Antón (Mula, Murcia)
 Profilo L16>15
 scavo 2007

rilevo Diego E. Angelucci
 elaborazione grafica Daniela Anesin



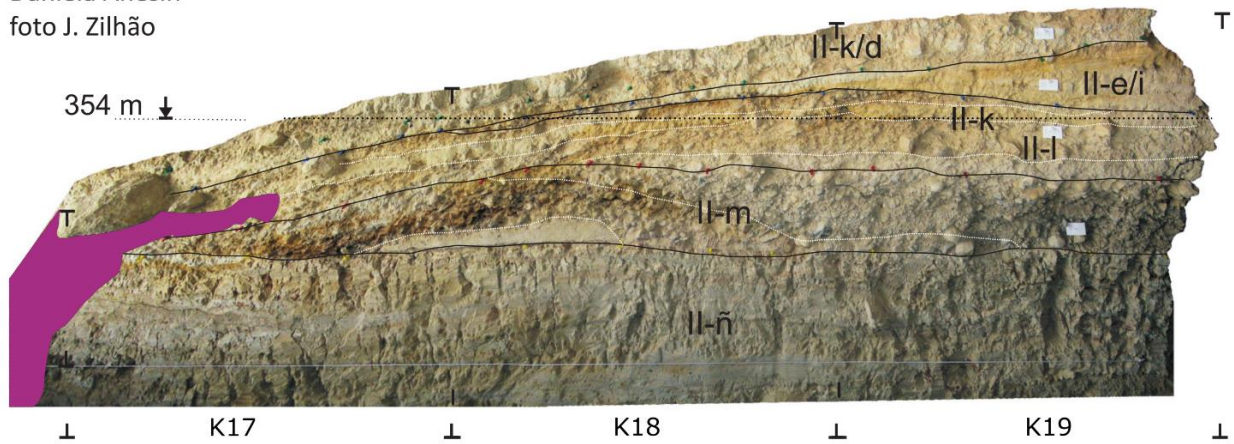
Cueva Antón (Mula, Murcia)
 Profilo KJ20>19
 trincea 1991 e scavo 2008

rilevo: Diego E. Angelucci
 Daniela Anesin (ridisegnato 2015)
 Foto J. Zilhão

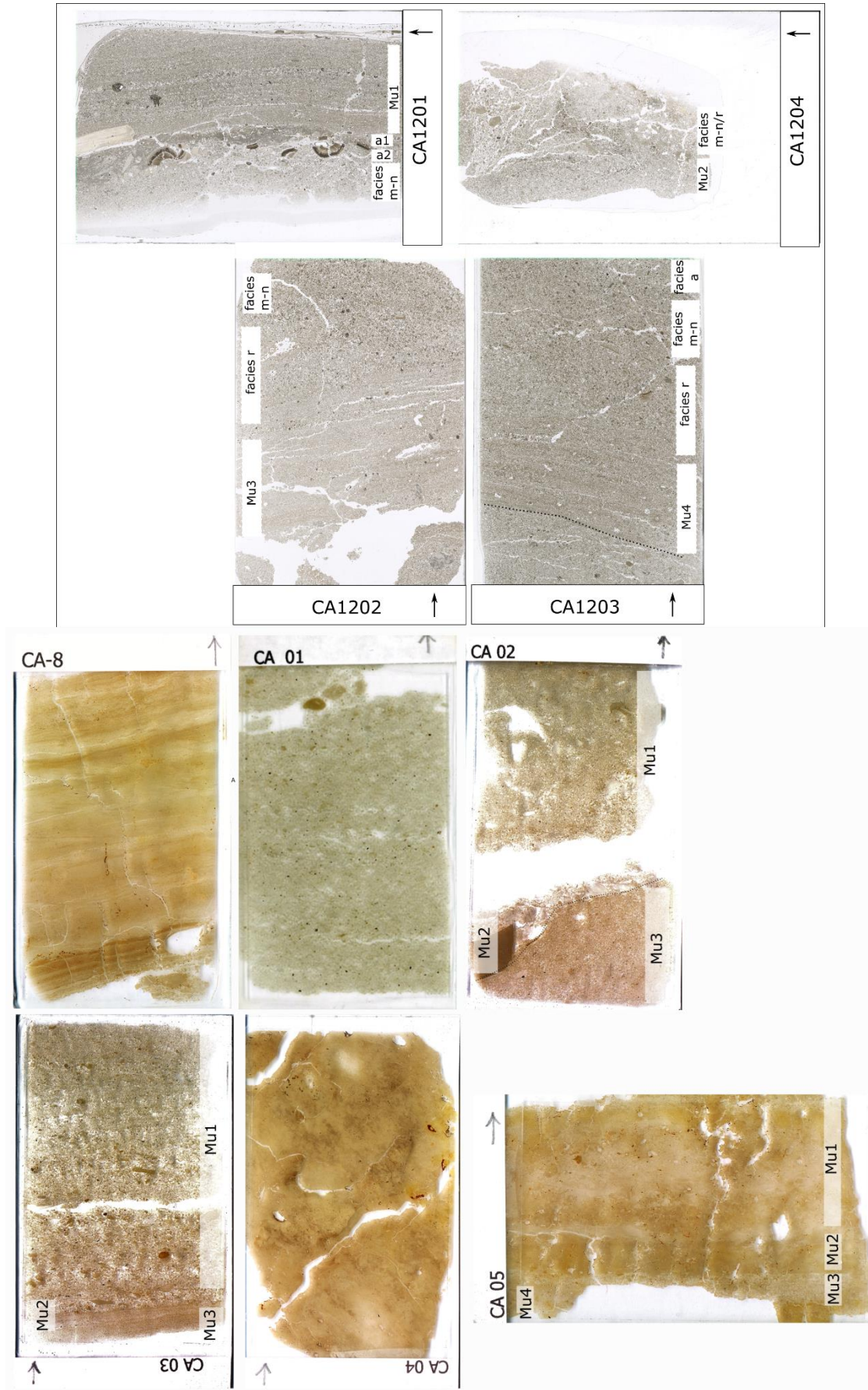


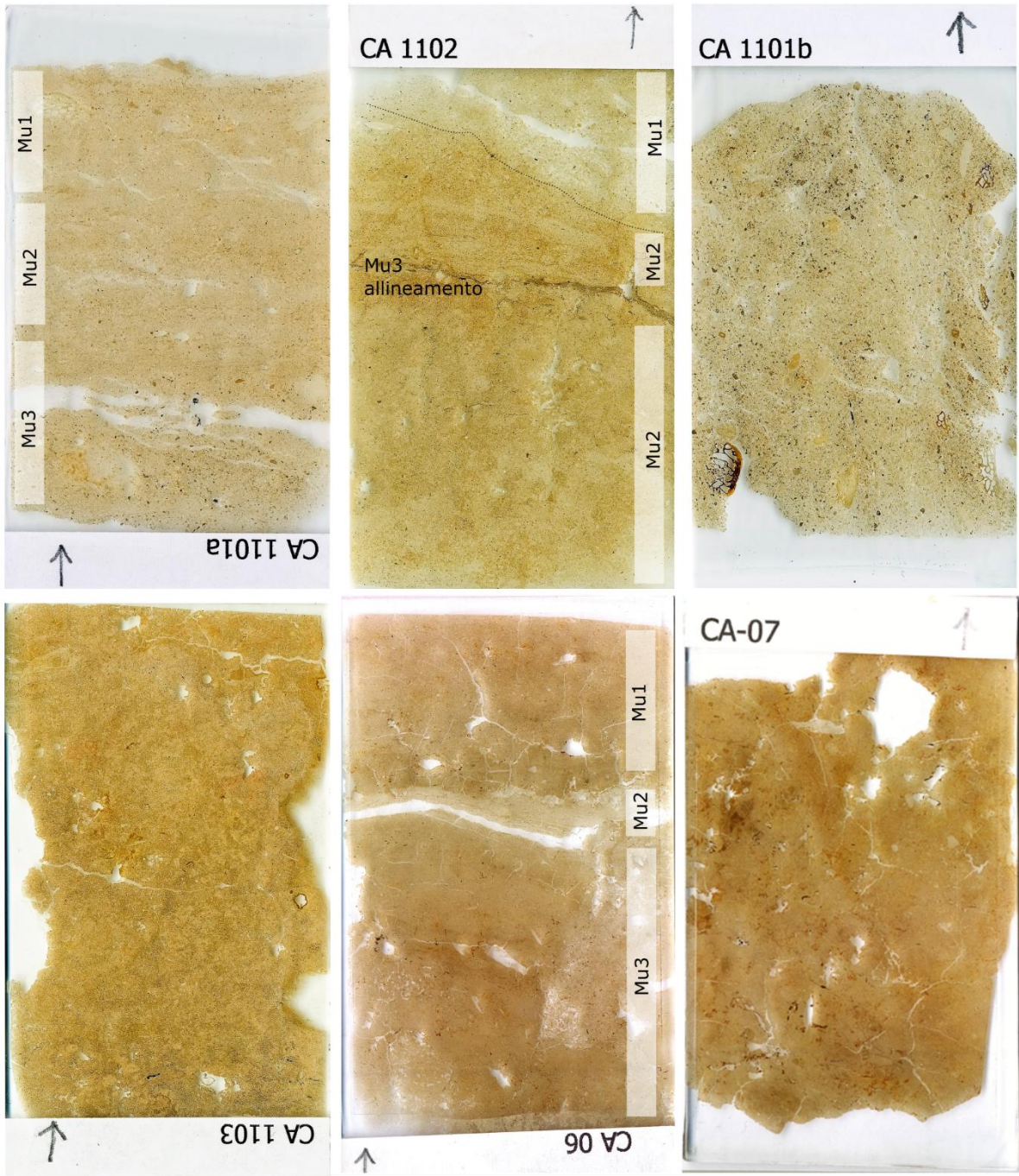
Cueva Antón (Mula, Murcia)
 Profilo L>K/17-19
 scavo 2008

Daniela Anesin
 foto J. Zilhão



APPENDICE II – SCANSIONE SEZIONI SOTTILI





APPENDICE III – Descrizione di campo

Tabella AIII.1. Descrizione di campo in termini di litofacies con interpretazione e unità corrispondenti (mod. da Angelucci et al. 2013a); p. parzialmente. Colore rilevato con sedimento umido (cx – complesso e subcomplesso geoarcheologico).

tipo	nome	interpretazione	cx	unità
breccia	Bcf	strati costituiti da placchette gelive prodotte dalla degradazione della parete/volta rocciosa a seguito dell'azione discontinua del gelo parzialmente rimaneggiate dall'azione idrica superficiale o dall'azione gravitativa stessa. Alcuni	AS1, AS2, AS5	I-e, I-f, I-g, I-k, II-c, unità non designata tra II-e e II-f, II-f (p); II-g, II-k (p), II-l (p); II-w, III-i (p), III-j (p), III-l (p)
	Bcm	frammenti derivano dall'alterazione chimica della roccia del riparo come accade tutt'oggi	AS1, AS2, AS3, AS5	I-h, II-g, II-q, III-l (p)
ghiaia fluviale	GR/G	corpo sedimentario accumulato dall'azione trattiva delle correnti sul fondo fluviale individua una barra laterale o deposito di canale	AS2, AS3	II-k (p), II-l (p), II-m (p), II-t (p)
sabbia fluviale	Sml/Sgl	Strati accumulati da correnti idriche a media energia durante l'accrescimento laterale delle barre fluviali o le inondazioni nelle fasi di piena.	AS2, AS3, AS4, AS5	II-h (p), II-m (p), II-p (p), II-r (p), II-t (p), II-ø (p), III-e, III-f, III-g, III-l (p), III-k (p), III-l (p), III-n
	Sfl/Sfm	Strati accumulati da correnti idriche a bassa energia durante l'accrescimento laterale delle barre fluviali o le inondazioni nelle fasi di piena.	AS1, AS2,AS3, AS4, AS5	I-i (p), II-a, II-d, II-e, II-f (p), II-k (p), II-l (p), II-ñ (p), II-z, II-o, II-p (p), II-r (p), II-t (p), II-ø (p), II-y, III-b, III-c, III-l (p), III-m
limo alluvionale	Lmb/Lmy	Strati sedimentati per decantazione durante esondazioni a bassa energia o durante il colmamento di canali abbandonati. Localmente l'aspetto massiccio è conferito dall'alterazione dell'organizzazione primaria a causa della bioturbazione o	AS1, AS3, AS4	unità non denominata al tetto di AS1, I-i (p), I-p (p), II-b, II-c (p), II-h (p), II-l (p), II-ñ (p), II-p (p), II-q (p), II-s, II-ø (p)
	Lly	calpestio. Il colore brunastro di <i>Lmb</i> è dato dall'arricchimento in ossi-idrossidi di ferro.		II-p (p), II-ñ (p)
limo argilloso (marna) senza pietre	Mby	sedimento accumulato in ambiente 'lacustre' con energie molto basse; presenza di figure sedimentarie di deformazione, che, assieme, alle evidenze di idromorfia, indicano condizioni di saturazione idrica temporanea	AS1, AS3	I-j, II-t (p)
	Mmy	Strati accumulati per decantazione in ambiente 'lacustre'. La presenza di figure da disseccamento e da ossidazione connesse all'esposizione superficiale temporanea sono compatibili con ambienti palustri, di pianura alluvionale o di canali abbandonati.	AS3	II-ñ (p), II-p (p),
crosta carbonatica	K		AS3, AS5	all'interno di II-l, II-n, tetto di II-o, III-a, base di II-c, III-h, al tetto di III-k, base di III-l (E and W),

Tabella AIII.2. Descrizione pedo-sedimentologica delle unità di Cueva Antón non definibili in termini di facies (mod. da Angelucci et al 2013). Cx – complesso e subcomplesso geoarcheologico.

tipo	definizione	descrizione pedo-sedimentologica	interpretazione	cx	unità
archeologico	arqueo	strati composti da sabbia, da fine a grossolana, che include frammenti calcarei eterometrici con disposizione caotica; 10YR 5/4 (bruno-giallastro), massiccio; comuni i frammenti ossei e manufatti litici. Limite inferiore netto, ondulato. III-j include lenti discontinue di Bcf.	superfici di occupazione antropica	AS5	III-c/d, III-i/j
pedogenesi debolmente sviluppata	suolo	sedimento franco limo argilloso (7.5YR 5/3) con struttura prismatica media debolmente sviluppata, porosità bassa e scarsa materia organica; laminazione piano-parallela debolmente riconoscibile, rivestimenti sottili di ossidrossidi di ferro e pochi pseudomorfi vegetali. Verso l'esterno del riparo sottoroccia si riconoscono tre sub-unità, dal tetto alla base, che vanno a coprire lo strato descritto. Tali sub-unità sono rappresentate da: (1) strato di marna grigiastra con laminazioni fini discontinue e occasionalmente Bcf alla base, (2) sottile strato scuro di argilla limosa organica con struttura prismatica, (3) sottile strato di marna grigiastra. Localmente presente come sottile livello brunificato al tetto di Mmy (7.5YR 5/4).	suolo alluvionale debolmente sviluppato	AS3, AS5	II-j (tetto di II-ñ), II-u
complessa		strato composto da più litofacies e sedimenti non classificati come litofacies con elevata variabilità laterale: si nota la presenza della componente locale verso la parete rocciosa e un incremento della componente alluvionale (sabbiosa e ghiaiosa) verso NW.	varie	AS3	II-I (p); II-t (p)
unità IV		Unità costituita da argilla limosa bruno-grigiastra scura, compatta, con una stratificazione orizzontale debolmente riconoscibile. Al tetto si osserva aggregazione, resti di radici e noduli di carbonato di calcio. Sono presenti occasionali frammenti di materia organica e di pseudomorfi di tessuto vegetale, oltre che a resti di molluschi terrestri.	deposito di origine lacustre	FP	

Tabella AIII.3. Facies di combustione. Descrizione pedo-sedimentologica delle facies di combustione.

facies	descrizione	note
<i>a</i>	sottile strato lenticolare franco limoso biancastro (spessore max. 2 cm), include comuni frammenti ossei calcinati (dimensione massima 2-3 cm), più scarsi i frammenti ossei scuri. Limite inferiore netto. Copre facies m/n.	strato continuo nel focolare 4, discontinuo causa erosione/deformazione nel focolare 5, molto limitato nell'area del focolare 6
<i>m/n</i>	strato bruno-nerastro sabbioso organico, pluricentrico (max. 8 cm al centro), concavo. Macroscopicamente non sono visibili frammenti carboniosi. Limite inferiore graduale a netto	strato ben localizzato nei focolari 4 e 5 a coprire la facies <i>r</i>
<i>r</i>	strato bruno-rossastro sabbioso, concavo (spessore 2-4 cm), laminazione piano-parallela debolmente riconoscibile. Limite inferiore graduale.	strato spazialmente molto limitato nel focolare 6, individua 3 aree

Tabella AIII.4 Strutture sedimentarie rilevate sul campo e significato della struttura sedimentaria (da Ricci Lucchi 1980). Laddove non sono specificate le unità si faccia riferimento al complesso (cx), la non determinazione deriva dall'estesa diffusione della struttura sedimentaria.

denominazione	interpretazione	unità (qq.)	cx
laminazione piano-parallela	si manifesta a seguito di un flusso a bassa o elevata velocità	facies laminate (SI e LI)	AS
gradazione diretta	dipende dalla rapida diminuzione della velocità del flusso per cui le particelle più grossolane e pesanti vengono abbandonate prima dal flusso, mentre le particelle più fini e leggere rimangono in sospensione e depositato con la decelerazione della corrente		AS
embricazione/embriciatura	il trasporto sul fondo della corrente per rotolamento organizza i clasti secondo un progressivo 'addossamento' degli uni sugli altri. Ogni singolo clasto embriciato è inclinato contro-corrente		facies Gr
<i>ripples</i> simmetrici	si manifesta con una laminazione incrociata a piccola scala; indica il movimento del moto ondoso		facies S AS2
stratificazione <i>flaser</i> (anche laminazione)	prodotta da flussi ad energia intermittente responsabile della sedimentazione di strati sabbiosi e altri più fini; questi ultimi sono secondari		AS3
stratificazione incrociata a festoni	risulta dalla migrazione di dune a barcana nella direzione perpendicolare alla superficie di esposizione. Ambiente subaereo e subacqueo		AS
stratificazione/laminazione convoluta	risulta dalla decantazione di sedimento molto rapida, contemporanea all'azione di una corrente trattiva, che produce instabilità e liquefazione e induce l'espulsione verso l'alto dei fluidi rimasti nel sedimento con la formazione di lamine convolute.		AS5, AS1
solchi di erosione	evidenze erosive connesse allo scorrimento idrico incanalato	base di II-u (M-O/18-19)	AS5
<i>flute cast</i>	solchi di erosione che si formano a seguito dello sviluppo di una turbolenza a causa dell'irregolarità del fondo e/o di ostacoli, si generano da vortici erosivi alla base di un flusso turbolento. La parte più profonda dell'incisione indica il lato sopra-corrente.	III-i/j e inferiore (M-O/18-19)	AS5
fessure da disseccamento	fratture del sedimento che si producono a seguito del prosciugamento di un substrato generalmente a granulometria fine (<i>mud-cracks</i>)	II-l taglia II-m, II-j/z e II-o; II-u (J-K/19>20)	AS3, AS5
strutture a fiamma	strutture simili a fiamma che si producono alla superficie di uno strato, a granulometria fine, che viene deformata a seguito del carico determinato da un successivo rapido accumulo di materiale più grossolano	III-i/j (L>M16)	AS5
<i>boudinage</i> figure <i>pillows</i>	struttura deformativa da carico. prodotto per <i>slumping</i> o per liquefazione delle sabbie sottostanti che subiscono del movimento verso l'alto deformando plasticamente, piegando, le sabbie soprastanti. I due strati differiscono per la densità, maggiore nelle sabbie superiori a causa di una rapida sedimentazione e di una conseguente maggiore compattazione	base di II-t/tetto II-u (L>M16 J-L22); I-j (J>H20-22)	AS3/AS 5 AS1

APPENDICE IV – Cueva Antón, descrizione micromorfologica

Tabella AIV.1. Sintesi del dato micromorfologico relativo alla microstruttura e al materiale fine. LEGENDA: cx - geoarchaeological complex, TS - thin section, desk - descrizione di campo, Mu - microunità; RIDP - distribuzione relativa grossolana/fine: C - chitonica, G - gefurica, P - porfirica, M - monica, (f) fine, (g) grossolana, (c) chiusa; g/f - rapporto grossolano/fine; (t) - al tetto; loc - localmente; Aggregati: L - lamine, PA - aggregato poliedrico angolare, PS - aggregato poliedrico subangolare, GR - grumo, Le - lamine lenticolari; Vuoti: pv - vuoto intergranulare, pl - vuoti planari, va - vacui, ve - vescicole, mv - vuoti da impronta, c - canali, cc - camere; materiale fine: AC - argilla calcitica, AB - argilla bruna M - micrite; aspetto: P - puntinato, M - maculato; B-fabric: ss - maculata a puntini, cc - cristallitica, ind - indifferenziata, st - striata, gs - granostriata, deb - debolmente sviluppata, mod - moderatamente sviluppata, ben - ben sviluppata

cx	TS, unità, desk	MU	spessore	microstruttura	aggregati	porosità		RIDP	g/f	materiale fine			
						%	tipo			colore	materiale	aspetto	b-fabric
AS1	CA1104, II-b, Lmb	1	1 mm	microaggregati intergranulari loc massiva	\	20	pv, pl	E loc P	90/10 loc 70/30	grigio giallastro	AC	P	ss
		2	1,7-1,9 cm	spugnosa	\	25	va, c e cc e ve	P	50/50	bruno giallastro	AC	P	cc-ss
		3	1-1,2 cm	poliedrica angolare - a vacui/loc vermicolare	PA (1-2 cm)	10	va e pl, c e cc	P	60/40 a 30/70	bruno giallastro	AC	P	ss
		4	1-1,5 cm (2 mm t)	a vacui, (t) poliedrica angolare	deb	15	va e pl, c e cc	P	(t) 10/90, (b) 20/80	bruno giallastro	(t) AC (b) M	(t) P	(t) ss (b) cc
	CA1106, II-k, Bcf	1	ca 2 cm	a grani singoli - pellicolare	\	50	pv, va	da M a C	95/5	grigio	M	loc P	cc
		2	0,8-1,3 cm	spugnosa loc pellicolare	\	30	va loc pv, ve	P loc C	40/60 loc 80/20	grigio	M	loc P	cc
AS2	CA1105, II-l, comp	1	2-5 mm	pellicolare - a microaggregati intergranulari	\	40	pv e pl, loc va	C loc G	95/5 loc 80/20	giallastro loc grigio	AC loc M	P	ss loc cc
		2	7 cm	lenticolare e poliedrica angolare, grumosa (t)	LE (1-5 mm) ben, PA (1- 2 cm) mod, GR (0,7-1 mm)	25	pl, c, va loc pv	P	60/40	giallo grigiastro loc grigio	AC loc M	P	ss loc cc
AS3	CA-08, II-p, Lly	1-grossolana	1-2 mm	poliedrica angolare	PA (1-2 cm) mod	5	pl, c e va, mv	(t) E e C (b) P e E	(t) 80/20 (b) 70/30	(t) grigio giallastro a grigio (b)	M	P e M	cc

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

	2-fine	fino a 1 cm	poliedrica angolare	PA (1-2 cm) mod	5	pl, c e va, mv	P	80/20 a 50/50	grigio	M loc A	M	cc deb, a ind loc ss	
CA-05, II-ñ, Lmy	1-L-S	ca. 2,5 cm	a vacui	\	15	va, c, pl, ve, mv	P	70/30 a 20/80	grigio giallastro loc. grigio	AC loc M	P	ss, cc deb loc gs loc ind	
	2-L	ca. 1 cm	poliedrica angolare	PA (0,5-1 cm) mod	10	pl, c e cc	Mf e P	5/95 e 30/70	grigio	AC	P	ind loc cc deb	
	3- S	2-6 mm	a vacui loc poliedrica angolare	PA (2 mm) deb	30	pv e va, pl e c, ve	E loc P e Mf	90/10 loc. 20/80 e 0/100	grigio giallastro	M loc AC	P e M	ss e cc deb	
	4-L con Bc (b)	5-7 mm	poliedrica angolare	PA (2 mm fino a 1 cm) mod	15	pl, c ve, va	P loc Mf	20/80 loc 5/95	giallo grigiastro	AC	P e M	ss e cc deb	
CA1103, II-u tetto	\	8,5 cm	poliedrica angolare, (t) vermicolare\spugnosa e a vacui	PA (2 cm a mm) deb	15	(t) pl e va, mv e c	P	40/60 a 70/30	grigio giallastro a bruno giallastro	AC loc M	P	ss loc cc	
CA-06, II-u2	1	2,5 cm	poliedrica angolare e vermicolare	PA (0,5-1,5 cm) mod-ben	20	pl, c e va, mv	E e P	80/20 a 30/70 (parti più fini)	grigio	AC	P	ss deb cc, loc gs	
	2 - S e Sg (t)	0,5 cm	a microaggregati intergranulari loc laminare	\	30	pv, c e pl	E loc P	80/20 loc 90/10	grigio giallastro	AC	P	ss	
	3	5,5 cm	poliedrica angolare loc grumosa/spugnosa	PA (0,5 cm) deb	35	pl, va e c, mv	P	80/20 a 10/90	giallo grigiastro	AC loc M	P	ss e gs deb loc ind	
CA-07, II-u centro	\	7,5 cm	poliedrica angolare\va canali, vermicolare (t)	PA (0,5-1,5 cm) mod	30	pl, c, va, mv	P	70/30 a 40/60	grigio loc grigio giallastro	AC	P	ss loc cc deb	
AS5 CA1102, II-u base	Rm solco	1-S	1-2,5 cm	a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	30	pv, c	Mg a Ef	90/10 a 80/20	grigio	M-AC	loc P	cc-ss
	Rm solco	2-LSI	7,5-6 cm (2 sopra e 5 sotto)	a canali\vermicolare	\	15	va, c, loc pv e mv	M a Pc (t)	100/0-80/20 (t),	grigio a grigio giallastro	M-AC	P	cc-ss
	all	3-lamin organica	0,2- 0,5 cm	a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	15	pv e va	M a Pc	80/20 a 95/05	grigio giallastro/bruno	AC	P loc M	da cc a ss-ind
CA-02, III-c/d, Sml-ark	1-S con Bc	4,5 cm	a vacui e spugnosa	\	35	va, pv, c	G e E	95/5 a 80/20	grigio	M	\	cc	
	2-Bc	1,5-0,5 cm	a grani singoli	\	45	pv, (b) va	M e G	90/10	grigio giallastro	AC	P	ss loc cc	
	3-archeo	2,5-0,5 cm	a vacui e spugnosa	\	30	va, pv	G	85/15	grigio	AC	\	cc deb-ss	
CA-01, III-e/g, Sml	\	8 cm	a ponte - a microaggregati microgranulari	\	35	pv, va, pl	G e E	95/5	grigio	M	\	cc	

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

CA-03	III-g, Sml-Sfl	1-Sm	7-7,5 cm	a grani singoli - a ponte	\	45	pv, va, c	M a C	95/5	grigio	M cf pedof	\	cc
						max					M loc		
	III-h, k III-i, Sml- Sfl+k	2-K 3-L	0,2 cm 0,7-1 cm	massiva a grani singoli - a ponte	\	2 35	pv pv, va, pl	P M e C, (t) G	30/70 95/5 (t) 80/20	grigio grigio e grigio giallastro	A M e A	\	cc loc ss P (t) cc-ss
CA1101a, III-i/j ark				poliedrica subangolare/a ponte - a microaggregati	PS (2-3 cm)	40		G e E,	95/5 loc				
	1-S eterom		2,3-2,5 cm	intergranulari	ben		pl, va pv, c	loc P	70/30	grigio	M	\	cc
	2-Sfl		3-3,5 cm	a vacui/a ponte - a microaggregati intergranulari	\	40	va pv, c	G e E loc P	90/10 a 80/20 loc 70/30	grigio	M-AC	\	cc-ss
	3-S eterom		2-2,4 cm	a vacui/a ponte - a microaggregati intergranulari	\	40	va pv, c	G e M	90/10 a 95/5	grigio	M	\	cc
CA1101b, III-i/j ark			5,5 cm	poliedrica subangolare/spugnosa	PS (0,5-3 cm) sviluppo moderato	50	pl, va, pv, c	C e E	90/10	grigio	M	\	cc
focolare 4 - III-i/j2	CA120 1, Sml- Sfl	1	2,2-2,8 cm	a ponte - a microaggregati intergranulari, (b) poliedrica angolare	PA (0,5 mm- 2 cm) deb	25	pv, pl	G e E	90/10	grigio	M e AC	loc P	cc-ss
		2 - Afa/Mf1	0,2-0,5 cm	a vacui e spugnosa	\	5\20	va e c, mv	P	40/60 loc 20/80	grigio	M	\	cc
	CA120 1, a	3 -Afa/Mf2	0,5 cm	a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	35	pv e va	M a E	90/10	grigio	M	\	cc
	CA120 1, m-n	4-Afm-n	1 cm	a grani singoli - pellicolare	\	40	pv e va	M e C	95/5	grigio	M	\	cc
	CA120 2, m-n	1- Afm-n	4-2,5 cm	a ponte - a microaggregati intergranulari	\	35	pv, va	C e E	95/5	grigio	M e AC	loc P	cc loc ss

	CA120												
	2, r	2-Afr											
	CA120												
	2, Sfl-			laminare\la ponte a		30				80/20 loc			
	Sml	3 - Sfl-Sml	5-4 cm	microaggregati intergranulari	L (0,5 cm) mod		pv, va e pl	E loc P	60/40	grigio brunastro	AC	P	ss
	CA120			a vacui e spugnosa, loc		20				40/60 loc			
	3, a	1- Afa	loc 0,5 cm	pellicolare	\		va e c, pv	P loc C	80/20	grigio	M	P	cc
	CA120			pellicolare - a microaggregati		25							
	3, m-n	2-Afm-n	2,5 cm	intergranulari	\		pv, c		95/5	grigio	M	\	cc
	CA120			pellicolare - a microaggregati		25							
	3, r	3-Afr	2 cm	intergranulari	\		pv, c	C e E	95/5	grigio	M	\	cc
	CA120			laminare\pellicolare e a	L (1-3 mm)	40							
	3, Sfl-			microaggregati intergranulari	mod		pl, pv e va	G a E	95/5 a 80/20	grigio	M	\	cc
				poliedrica subangolare e									
	CA1204	III-i/j3,		laminare loc grumosa/a ponte		25				95/5 loc	M,		
		foc 6		- a microaggregati	PS (0,5-2 cm)			E e C,	70/30 (area	grigio giallastro loc	AB e		
		m-n/r	1-Afm-n/r	intergranulari	ben		pv, va, c, pl	loc P	cementata)	bruno (t)	M (t)	P	cc-ss
		III-k/l,		a ponte - a microaggregati		35							
		Slm	1-Slm	intergranulari	\		pv, va, pl	C e E	95/5	grigio giallastro	AC	\	ss
					PA (1-3 cm)					grigio giallastro loc			ss a st (planes),
	FP				sviluppo (t)	5\10	pl e c, ve e mv,			grigio e giallo			loc (area grigia)
	CA-04, IV, FP	\	5,5 cm	poliedrica angolare	mod (b) ben		va	P	5/95 a 20/80	grigiastro	AC	P	ind

Tabella AIV.2. Sintesi del dato micromorfologico inerente i parametri sedimentari, incluse le strutture sedimentarie di laminazione. LEGENDA: cx - geoarchaeological complex, TS - thin section, desk - descrizione di campo, Mu - microunità; (t) - al tetto; loc - localmente; granul media - granulometria media, sel - selezione granulometrica, com - compattazione, gr - gradazione diretta, lim inf - limite inferiore; deb - debolmente, mod - moderato, frs - frammenti, BIO - biologici, ABC - componenti, Rm - riempimento Rv - rivestimento, so - sostanza organica.

cx	TS, unità, desk	Mu	granul	sel	co mp	laminazione	gr	lim inf
AS1	CA1104, II-b, Lmb	1	Lm-g	B	B	planare	\	erosivo
		2	Lf-m	B	B	\	\	lineare
		3	Lm-Sff	B	B	lentiforme, sviluppo mod lamine molto fini (<i>micropan</i>), fini e grossolane discontinue lateralmente	x	erosivo
		4	Lf (t) Lm-g (b)	B	B	planare, sviluppo mod (t) lamina argilla, (b) con frs 30-60 µm	x	\
AS2	CA1106, II-k, Bcf	1	Sm-Gh e Lg-Sm	B	M	cf Rm-Rv Sf-L	x	graduale
		2	Sf-Gh e Lm-Sf	B	B	cf Rm-Rv Sf-L	\	\
	CA1105, II-l, comp	1	Lg-Sff fino a Sf	B	B	\	\	graduale marcato da vuoto
		2	Sf a Sm + Gh	S	B	non conservata: frs di sed fine laminato	\	\
AS3	CA-08, II-p, Lly	1	Lm-Sf a Sm	B	M	planare e incrociata, sviluppo buono	x	ondulato, erosivo
		2	Lff-Lg	B	B	planare loc lentiforme, sviluppo buono	x	graduale
	CA-05, II-ñ, Lmy	1	Lg-Sf + >Sm	M	B	planare, deb riconoscibile	x	irregolare
		2	L	B (loc S)	B	planare, deb riconoscibile	\	lineare
		3	Lg-Sm	B	M	planare, sviluppo mod	nd	irregolare
		4	Lg-Sf + >Sg	S	B	planare, deb. riconoscibile	\	nd
	CA1103, II-u tetto	\	L-Sff + Sg	S (loc B)	M	(t) planare, deb riconoscibile	nd	nd
		1	Lf-Lg	B	B	\	\	lineare, <i>stone line</i>
	CA-06, II-u2	2	Lf-Lg + >Sm (t)	B	B	planare, sviluppo mod; lamine a supporto clastico vs a supporto di matrice	nd	lineare
		3	L	B	B	planare, sviluppo mod, conservata solo loc	x	nd
	CA-07, II-u centro	\	< Sff + >Sm	S	B	\	\	nd
AS5	CA1102, II-u base Rm solco (t) Rm solco (b) all	1	Lg-Sff(t) Sf-Sm (b)	B	B	inclinata, sviluppo buono, loc lamine ricche di so	x	inclinato, erosivo
		2	L-Sff(t) fino Sm (b)	M	B	planare sviluppo buono, lamine ricche in so	\	nd
		3	L-Sm	B	B	planare, sviluppo mod	\	ondulato
	CA-02, III-c/d, Sml-ark	1	Lg-Sm con Sg-Gh	S	B	\	\	
		2	Sg-Gh	B	M	\	\	erosivo
		3	Sff-Sm + Sg-Gh	S	B	\	\	nd
	CA-01, III-e/g, Sml	\	Sm + Sg-Gh	S	M	planare, sviluppo buono, lamine Sm vs Sf	nd	

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

CA-03	III-g, Sml-Sfl	1	Sm-Sgg/Sff-Sf	B	M	planare sviluppo buono, lamine Sm-Sgg vs Sff-Sf	x	lineare, erosivo
	III-h, k	2	Lg-Sf	B	B	\	\	diffuso
	III-i, Sml-Sfl+k	3	Lg-Sf	B	M	planare/incrociata sviluppo buono, 4 cicli, limite inf erosivo	x	nd
CA1101a, III-i/j ark		1	L-Sgg	S	M	allineamento frs ABC (t)	\	diffuso
		2	L-Sff	B	B	planare, sviluppo buono, lamine Lg-Sff vs lamine Sff-Sf	x	lineare
		3	L-Sgg	S	M	\	\	nd
CA1101b, III-i/j ark		\	Sf-Gh	S	M	\	\	nd
focolare 4 - III-i/j2	CA1201, Sml-Sfl	1	Lg-Lff max Sm, (b) Sff	B	M	planare, sviluppo buono, lamine Sff vs Sm	x	erosivo
	CA1201	a1	L-Gh	S	B	strutture planari di origine BIO	\	lineare
		a2	Lm-Sm + Gh	S	S	\	\	graduale
	CA1201	m-n	Sff-Sf	M	S	\	\	nd
	CA1202	m-n	Lg-Sm + Sg	S	M	\	\	diffuso
	CA1202	r	Lg-Sm + Sg	M	M	inclinata, sviluppo mod Sf-Sm	x	netto lineare
	CA1202, Sfl-Sml	3	Sf-Sm	B	M	inclinata, sviluppo buono	x	nd
	CA1203	a	Lg-Sf + Lg	M	M	planare, deb riconoscibile di origine BIO	\	netto
	CA1203	m-n	Lg-Sf+Sm	M	S	\	\	graduale
	CA1203	r	Sf +Sgg	M	S	\	\	netto
CA1203, Sfl-Sml	4	Lg-Sff /Lg-Sf	B	B	planare, sviluppo buono	x	nd	
CA1204	III-i/j3, foc 6	m-n/r	Lg + Sg-Gh	S	S	figure di liquefazione	\	graduale
CA1204	III-k/l, Slim	2	Lgg-Sm + Sg	M	M	planare, sviluppo mod loc embricazione	x	nd
FP	CA-04, IV, FP	\	L loc Sf	M	B	loc planare, deb riconoscibile	\	nd

Tabella AIV.3. Sintesi del dato micromorfologico relativo ai componenti grossolani. La suddivisione in classi fa riferimento al testo. LEGENDA: cx - geoarchaeological complex, TS - thin section, desk - descrizione di campo, Mu - microunità; (t) - al tetto, (b) - base, loc - localmente, nd - non determinabile; Rv - rivestimento so - sostanza organica, sc - struttura cellulare riconoscibile, conc - conchiglie, cp - clay pellets; dimensioni: A - argilla, L - limo, S - sabbia, Gh - ghiaia, ff - molto fine, f - fine, m - medio, g - grossolano, gg - molto grossolano.

cx	TS, unità, desk	Mu	CLC				SIL				ABC				ALTRO			
			%	LOC	TUF	OTH 1	altro	%	note	Rv argilla bruna	%	s.o	conc	ossa	altro	cp %	bruni litorelliti	
AS1	CA1104, II-b, Lmb	1	80	ca 5% Sff-Sf	\	\	\	20	\	\	\	\	\	\	\	\	\	
		2	75	<2% Sm-Sg	nd	\	\	20	\	5% su Lm	<5	Lm-Lg	\	\	\	5\10	Lf-Lm	\
		3	70	\	nd	\	\	20	\	<5% su Lm	<5	Lm-Lg	x	\	\	5\10	(t) Lm	\
		4	75	\	nd	\	\	20	no fr di roccia	<2% su Lf-m	<2	Lg, sc	x	\	\	5	Lg	\
AS2	CA1106, II-k, Bcf	1	90	fino al 100% Sm-Gh	\	\	\	0\2 0	Lm-Sm	ca 5% su Lg	<2	Lm-Lg	\	\	resti vegetali ossidati	2	Lm	\
		2	75	fino al 100% Sm-Gh	\	\	\	0\2 0	Lm-Sm, fr di vetro vulcanico Sf	\	\	\	\	\	frs di radici ossidate	\	\	\
AS2	CA1105, II-l, comp	1	65	<5% > Sm	10% Sf-Sm	<2% Sf-Sm	\	15	\	ca. 50% su Lff-Lm	\	\	\	\	\	20	Lm-Sf	frs facies fine Sm
		2	65	10% Sm-Gh	15\20% Sf-Sg	<2% Sf	loc frs di sparite con tracce di dissoluzione	15	frs roccia Sf-Sm	5% Lff-Lf	<5	Sff, sc	x	Sff-Sg anche rotte in situ	frs selce Sg, frs coprolite fibroso Sg	10\20	ca. 5% Lm-Sff	frs di facies fine Sf-Sm
AS3	CA-08, II-p, Lly	1	75	<5% Sm	loc 5% fino a Sm	<2% Sm	\	20	frs roccia fino Sm	\	<5	L	x	Sff SA	\	loc. 10	\	loc granuli di argilla calcitica costituiscono RIDP enaulica uguale
		2	75	\	nd	\	nd	20	\	\	5	L	\	\	\	\	\	\
	CA-05, II-ñ, Lmy	1	75	<5% > Sm	<5% Sm	<2% Sf	\	20	\	\	<5	L	\	\	\	5	\	frs facies fine >Sm
		2	80	<5% Sg- Gh	\	\	fr carbonatico laminato Sg SR	20	\	\	<5	Lf	\	\	\	\	\	\
		3	60	ca 5% Sm-Sg	ca 5% Sm-Sg	\	\	15	\	\	<5	L	\	\	\	\	\	frs argillosi Sg, frs sedimento micritico con quarzo limoso Sgg

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

	4	80	25% Sg	ca 15% fino Sg	\	fr di speleotema Gh	20	frs selce >Sg	\	<5	L, sc	x	\	\	5	\	frs argillosi Sm	
CA1103, II-u tetto	\	70	<5% >Sm	<5% fino Sg	\	\	15	\	<2% su Lm	15	L-Sff, loc sc	x, frs guscio di uovo	x	\	frs di P denso fino Sg, frs coprolite giallo fino Sm	<5	Lg-Sff	\
CA-06, II-u2	1	80	\	\	\	\	15	\	<2% su Sff	5\10	L-Sff, loc sc	\	x	\	\	\	\	
	2	80	(t) 60% Sm-Gh	\	\	\	20	5% rv argilla chiara	\	<5	L-Sff, loc sc	\	\	\	\	\	\	
	3	80	<5% fino a Sg	ca 5% Sg-Sgg	\	\	15	\	\	<5	L-Sff, loc sc	\	x	Sff noduli P	<5	Lg	\	
CA-07, II-u centro	\	60	5% Sg- Sgg	<5% Sm SR	\	\	15	\	\	10	L-Sff, loc sc	\	x	Sff noduli P	15 loc. 50	\	frs facies fine >Sm	
AS5 CA1102, II-u base	Rm (t)	1	80	<2% Gh	40% fino Sm	<2% Sff	\	20	frs quarzite, selce	\	<5	(t) laminata	\	\	frs Sff cenere alterata	<5	\	(t) frs di sedimento fine Sm, pedorelitti marroni Lm-Sff(45-80mc)
	Rm (b)	2	75	<5% > Sg (t)	<5% Sm-Sg	<2% Sff	\	15	\	\	5	Sf-Sm frs carbone, laminazione di so L-Sff	x	x	L-Sff noduli bruno-giallastri di P, frs Sff cenere	<5	\	pedorelitti marroni Sm
	all	3	25	<5% Sm	\	loc 40% L	\	5\1 0	\	\	60\8 0	Lg-Sf, anche carboni	\	x	frs Sff-Sf cenere loc. fosfatizzata, anche in lamine	\	\	\
CA-02, III- c/d, Sml-ark	1	80	30\35% Sg-Sgg	ca 40% fino Sg	<5% Sf	\	20	fino a Sm	\	\	\	\	\	selce forse antro? Sm	\	\	\	
	2	90	80% Sg- Gh	5% fino Sg	\	\	10	Lg-Sm	\	<5	\	\	Sm color nocciola	\	\	\	\	
	3	80	15% >Sm	45% fino Sg	<5% Sf-Sm	\	20	\	\	<5	\	\	Sf	\	<5	\	frs S di sedimento fine con so	
CA-01, III- e/g, Sml	\	80	5% fr >Sg	40% Sm- Sgg	<5% Sf	\	10\ 15	\	\	<5	Sff carbone	x	\	coprolite 1 mm, elementi litici Sm	5\10	\	frs S di sedimento fine con so	
CA-03 III-g, Sml-Sfl	1	75	<5% fino Sgg	ca 40% fino Sgg	loc 15%	frs speleotema Sg	20	\	\	<5	\	\	\	frs scheggiatura su calcare	5	\	frs S di sedimento fine con so	

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

III-h, k	2		vedi testo	v testo	v testo	v testo	\	vedi testo	\	\	\	\	\	\	\	\	\
III-i, Sml-Sfl+k	3	80	ca 5% >Sg	ca 40% Sm	<2% Sf	\	20	\	\	<5	Lm-Sf	\	\	\	\	\	\
CA1101a, III-i/j ark	1	65	ca 5% >Sg	20% fino Sg	<5% Sm	\	15	\	\	15	anche carbone fino a Sf	x	\	frs Sff cenere, P denso Sm, frs selce Sm	10 a 40 (t)	\	frs S di sedimento fine con so
	2	65	ca 5% fino Sg	15% fino Sg	5% Sm	\	20	\	\	5	Lm-Sf	\	\	frs Sff cenere, P denso Sm	10	Sff-Sf	frs di sedimento micritico fine
	3	70	ca 10% >Sg	20% fino Sg	10/20 % Sf-Sm	\	15	\	\	15	Lm-Sf	x	ossa da bruno a color nocciola	Sm-Sg frs densi di P, frs di cenere Lg-Sf, selce microcristallina Sm-Sg	<5	\	frs facies fine Sg
CA1101b, III-i/j ark	\	60	10% >Sg	15% fino Sg	20% Sff-Sm	\	15	\	\	20	Lm-Sf	\	eterometriche e policromatiche	cenere, litica?	5	Lg	frs S facies fine con so
CA1201, Sml-Sfl	1	75	<5% >Sg	ca 20% fino a Sm	<5% Sf	\	20	calcedonio, selce microcristallina e radiolari	\	5 (b)	Lg	\	un fr Gh litica, frs cinerei Lg	<5	\	frs Sf pedorelitti marroni	
foculare 4 - III-i/j2	a1	20	\	\	ca 5% Sf	laminazione biogenica v testo	5	\	\	15	\	\	Sf-Gh bianco a bruno	\	5	\	frs Sff di argilla rossastra (termoalterato)
	a2	60	\	nd	60% Sf-Sm	laminazione biogenica v testo	15	25% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	\	75	\	\	Sf-Gh bianco a bruno	selce e quarzite Sf-Sm, pseudomorfi vegetali di calcite	10	\	\
	m-n	60	\	nd	60% Sff-Sf	\	15	25% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	\	10	\	\	Sf bianco	\	<5	\	\
CA1202, m-n	m-n	80	<5% Sg	nd	50% Sf-Sm (t)	\	15\20	20% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	\	\	\	\	quarzite e selce fino Sm	\	\	\	
CA1202, r	r		v sopra														

Sez. II Cueva Antón. Appendice IV Descrizione micromorfologica

	CA1202, Sfl-Sml	3	75	<5% >Sg dissoluzioni	20% fino Sm	\	\	20	\	\	5	L in laminazioni o aggregati	\	\	lamine discontinue, ma alla stessa quota di s.o. che copre della cenere di legna	<5 loc 20	\	
	CA1203, a	a	85	\	\	35% Sff-Sf	oogoni?	10	\	\	<5	\	\	Sf bianco	loc pseudomorfi vegetali calcitici	\	\	\
	CA1203, m-n	m-n	75	\	nd	70% Sff-Sf	20% frs di facies a1	15	10% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	\	5	Sf-Sm carbone	x	Sf giallo chiaro	granuli di cenere vegetale	5	\	frs facies fini Sm
	CA1203, r	r	75	<5% fr Sg	20% Sm-Sg	80% Sff-Sf	sparite impregnata in ossidi di Fe	20	<5% selce con rivestimento di micrite	\	5	L in laminazioni	\	\	frs e lamine discontinue di cenere e so, frs selce microcristallina Sm	\	\	\
	CA1203, Sfl-Sml	4	75	(b) 10% >Sm	nd	10% Sff-Sf	10-15% frs di facies a1	20	\	\	<5	L anche in laminazioni	\	frs >Sm giallo pallido e bruno	frs cenere vegetale	<5	\	frs pedorelitti marroni Sm, frs facies fini Sm
	CA1204 III-ij3, foc 6 m-n/r	m-n/r	55	5% Sg-Sgg	nd	10% Sff-Sm	\	15	5% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	\	20	L anche in laminazioni (t)	\	Sff-Sf da giallo a bruno	selce microcristallina Sg, frs di coprolite fibroso Sm	10	\	frs facies fine >Sg
	CA1204 III-k/l, Slm	2	75	5% >Sm	25% fino Sm	\	fr carbonatico laminato	20	ca 5% rocce metamorfiche con alterazione puntinata	<2% su Lm	<5	\	x	frs selce microcristallina Sm	frs Sff-Sf facies argillosa, facies fine Sf-Sm (b)	5	Sff	
FP	CA-04, IV, FP	\	65	<2% Sf (sparite)	nd	\	\	15	<2% feldspati con alterazione pellicolare in sericite	\	20	Lf a Sf, loc sc	x anche integre	\	fr di argilla nocciola L-Sff, loc domini allungati o deformati	<5%	\	

Tab. microPedofigure. Sintesi del dato micromorfologico relativo alle pedofigure. LEGENDA: cx – complesso geoarcheologico, TS – sezione sottile, desk - descrizione di campo, Mu - microunità; (t) - al tetto; loc - localmente; microm - micromassa, microst - microstruttura; N - noduli impregnativi, Rv - rivestimenti, Qrv - quasi-rivestimenti, Rp - riempimenti; fr- frammentati, lam - laminati; frequenza: • molto scarso (<5%), •• scarso (5-15%), ••• comune (15-30%), •••• frequente (30-50%), ••••• dominante (50-70%), •••••• molto dominante (>70%).

cx	TS, unità, desk	Mu	CaCo3			ossidi-idrossidi Fe			ossidi Fe-Mn		argilla		Sf-L	BIO				
			micrite	Rv microspartite	IpoRv micrite	N tipici/aggreati	Rm e Rv	IpoRv arancio su vuoti/peds	N tipici/aggreati	N dendritici	Rv, limpida	polverosa	impura	Rv	Rm densi completi	Rm sciolti dis- /continui	Rv organici	
AS1	CA1104, II-b, Lmb	1	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\		
		2	•••• N, Rv	\	•••	•	\	\	•• loc	\	\	• Rm	\	\	\	\	••	
		3	•• Rv	\	•••	•	\	\	•	\	\	\	•• Rv	\	micro str	micros tr	••	
		4	\	\	\	\	\	\	•	\	\	\	•• Rv	\	\	\	••	
AS2	CA1106, II-k, Bcf	1	cf microm, •• capping CLC- LOC	••• (t)	\	••• a ••••	\	\	\	\	\	\	•••	\	\	\		
		2	cf microm	•	\	••••	\	\	\	\	••• Rv loc Rm	\	••	\	\	\		
	CA1105, II-l, comp	1	cf microm	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\		
		2	••• Qrv •• Rv	\	•	•	\	• (b)	• loc	\	\	•• Rv	\	\	•	\		
AS3	CA-08, II-p, Lly	1	cf microm	\	\	•••, •••• (b)	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\		
		2	\	\	\	••• (t) ••••• (b)	•• a •••	\	\	\	\	\	\	\	• (b)	\		
	CA-05, II-ñ, Lmy	1	•• N	\	•	••• a ••••	•••	\	•••	\	\	\	\	\	•••	••	•	
		2	•• RV, loc •• N	\	••	••	•••	\	\	••	\	\	\	\	•••	•	\	
	3	cf microm	\	\	••••	•••	\	\	\	\	\	\	\	\	•	\		
	4	•• N	\	\	••••	•	\	••	\	\	\	\	\	\	•	\		
AS5	CA1103, II-u tetto	\	••• Rv	\	\	•	\	\	••	• (t)	\	\	\	• Rv anche fr, loc lam	\	••• (t)	••• (t)	••
	CA-06, II-u2	1	\	\	\	••	••	\	\	\	\	\	• Rv	• Rp	••••	••	\	

	2	\	\	\	•	•	\	\	\	\	\	\	\	\	••	\
	3	\	\	•	•••, •• (t)	••	\	•loc	loc ••	\	\	loc • Rv	\	loc •••	loc ••••	••
CA-07, II-u centro	\	• Rp	\	\	••• a ••••	•••	•	\	\	\	\	• Rv	\	••••	\	\
CA1102, II-	Rm solco t	1	cf microm	\	•••	••	\	\	\	\	\	\	\	••	\	\
	Rm solco b	2	\	\	••••	••	••	••	\	\	\	• Rv	\	••••	•	\
	linea scura	3	\	\	\	•••	••	•	\	\	\	\	\	\	\	•
	1	cf microm	\	\	•••	\	\	\	\	\	• Rv, loc • micropan	\	\	\	\	\
CA-02, III-c/d, Sml-ark	2	•• Rv	\	\	\	••• di rivestimenti di argilla	\	\	\	\	loc • micropan	••• Rv	\	\	\	\
	3	• Rv, cf microm	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
CA-01, III-e/g, Sml	\	cf microm	\	\	•	•	\	\	\	\	\	\	\	\	••	\
CA-03	III-g, Sml-Sfl	1	••• Rv, loc pendent di micrite	loc • Rv pendent bladed	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	III-h, k	2	cf microm	\	\	••, ••• (t)	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	III-i, Sml-Sfl+k	3	• capping	\	\	••, ••• (t)	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	1	\	\	\	•	•	\	\	\	\	•• micropan	\	••	•• loc frs	\	\
CA1101a, III-i/j ark	2	\	\	\	••	\	\	\	\	\	•• micropan	• Rv loc fr	\	\	\	\
	3	\	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
CA1101b, III-i/j ark	\	cf microm	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	•	\
focolare 4 - III-i/j2	CA1201, Sml-Sfl	1	\	\	\	••	\	\	\	\	•• micropan	\	\	\	\	\
	CA1201, a	a1	• Rm ossa	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	••	\
		a2	• Rv	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	loc ••	\
	CA1201, m-n	m-n	\	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	loc ••	\
CA1202, m-n	m-n	•• (t), •••(b) Rv	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	•	\

	CA1202, r	r	\	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	•	\
	CA1202, Sfl-Sml	3	\	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	CA1203, a	a	\	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	CA1203, m-n	m-n	\	\	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	CA1203, r	r	•• Rv	\	\	•••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	CA1203, Sfl-Sml	4	••• loc Rv/Rm	\	\	•	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
	CA1204	III-i/j3, foc 6	m-n/r	\	•••• loc	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
		III-k/l, SIm	2	•••• Rv	•• Rv	\	••	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\	\
FP	CA-04, IV, FP	\	••• N, Rv	\		••	••	•• su moldic voids	•	\	••	\	\	\	\	\	\	••	•
								•• N											

SEZIONE III

Il sito del Paleolitico Inferiore di Cueva Negra

Capitolo 1

INTRODUZIONE: GEOARCHEOLOGIA DI CUEVA NEGRA

Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar⁹⁶ (Caravaca de la Cruz, Murcia) è un sito archeologico chiave per l'archeologia del Paleolitico Inferiore del sud-est della Spagna e d'Europa. Il riempimento del riparo sottoroccia, inquadrato su base magneto- e biostratigrafica nel Pleistocene Inferiore tra 780 ka e 990 ka (Walker et al. 2016, Scott and Gibert 2009), nel corso dei 25 anni di scavo ha restituito un ricco record paleontologico, palinologico e litico tra cui spicca la presenza di un bifacciale su calcare e di vari denti di ominino (Walker et al. 2013, 2016). Dalla base della sequenza, a quasi 5 m di profondità, provengono inoltre resti combusti di macrofauna, microfauna e litica da cui si è dedotto l'uso deliberato del fuoco da parte degli ominini di Cueva Negra (Walker et al. in stampa, 2016, 2013).

Tali evidenze rendono Cueva Negra un sito rilevante per la comprensione delle dinamiche di popolamento del territorio europeo, delle capacità cognitive dei gruppi ominini e dell'uso intenzionale del fuoco, questioni protagoniste del dibattito che anima attualmente la ricerca archeologica (sez. III, cap. 2).

Nonostante il valore del record archeologico di Cueva Negra per l'archeologia del Paleolitico Inferiore, la stratificazione del sito non era mai stata indagata in un'ottica stratigrafica né geoarcheologica. Le unità definite durante le operazioni di scavo, esposte in Walker et al. (2006, 1999), rappresentano principalmente delle unità operative, ovvero dei tagli artificiali, mentre le dinamiche formative del deposito, brevemente affrontate in Walker et al. (2006) e Scott and Gibert (2009), sono state associate all'azione eolica e pedogenetica, ma non sono state oggetto di uno studio organico e strutturato.

Dalla necessità di trovare corrispondenza tra le caratteristiche fisiche della stratificazione e di chiarire l'effettiva origine del deposito si origina il presente lavoro di ricerca, i cui scopi primari sono rappresentati da due principali blocchi tematici. Primo, stabilire una stratigrafia del deposito e valutare l'effettiva corrispondenza tra litostratigrafia e unità di scavo. Secondo, determinare i processi formativi ovvero i processi di sedimentazione e di alterazione postdeposizionale e la loro evoluzione nel tempo, al fine di valutare l'integrità delle associazioni archeologiche, riconoscere eventuali iati sedimentari (erosione o alterazione postdeposizionale quale la pedogenesi) e cambiamenti nello stile sedimentario e/o nella provenienza del sedimento in modo da testare l'effettiva uniformità del deposito desunta dall'analisi dell'industria litica (Walker et al. 2016). In questa sede ci si concentrerà sull'analisi della sequenza stratigrafica da cui provengono i resti combusti (Walker et al. in stampa), composta dai cosiddetti *coloured levels* (Angelucci et al. 2013b) poiché lo studio del resto del deposito, effettuato nell'ambito della presente

⁹⁶ D'ora in poi il sito verrà menzionato semplicemente come Cueva Negra.

ricerca dottorale, è già stato pubblicato precedentemente (Angelucci et al. 2013b). Lo scopo della caratterizzazione di tale sequenza, che non trova paralleli nel resto del deposito, è di ricostruire la genesi del sedimento e chiarirne la connessione con il processo di termoalterazione; a tal fine il lavoro descrittivo sul terreno, svolto in collaborazione tra Diego E. Angelucci e la scrivente, si è avvalso di analisi microscopiche, ovvero della micromorfologia archeologica, ed ultramicroscopiche, queste ultime applicate direttamente al sedimento presente nelle sezioni sottili derivanti dai campioni micromorfologici raccolti *in situ*, metodi e tecniche rivelatesi utili nel riconoscimento di evidenze di combustione (v. sez. I, capp. 1 e 2).

Capitolo 2

ATTESTAZIONI DELL'USO DEL FUOCO NEL PALEOLITICO INFERIORE

L'uso del fuoco e il suo controllo costituisce uno dei temi centrali dell'archeologia del Paleolitico e dell'evoluzione umana (es. Gowlett and Wrangham 2013, Robroeks and Villa 2011a-b, Sandgathe et al. 2011, Wrangham 2009, Gowlett 2006, James 1989). La reazione di combustione induce lo sviluppo di fiamme e genera energia termica, fornendo calore e luce⁹⁷, Questi fattori permettono di controllare l'ambiente circostante e di modificare le materie prime, incluso il cibo (es. Brown et al. 2009, Wrangham 2009), azioni determinanti per la sussistenza degli ominini ed indicative di elevate capacità cognitive; il fuoco inoltre costituisce un elemento di organizzazione sociale (es. Stiner et al. 2011).

2.1 Cronologia ed evidenze dell'uso del fuoco

Attualmente il dibattito riguardo la cronologia in cui l'uomo ha padroneggiato il fuoco è animato da più punti di vista basati sulla biologia del genere Homo e sul record archeologico.

Secondo la *cooking hypothesis* (Wrangham 2009) la dieta basata sul consumo di carne cotta ha concorso all'evoluzione biologica del genere Homo, favorendo l'aumento volumetrico della massa cerebrale riscontrato in *Homo erectus* e lo sviluppo delle capacità cognitive (es. Organ et al. 2011). Secondo i sostenitori di questa ipotesi *Homo erectus* rappresenta quindi la prima specie umana capace di usare il fuoco circa 2 Ma (es. Gowlett and Wrangham 2013, Wrangham 2009). Il genere Homo è attestato nel Caucaso a circa 1,8-1,7 Ma (Dmanisi, Ferring et al. 2011) e nella Cina Settentrionale 1,66 Ma (bacino di Nihewan, Zhu et al. 2004). In Europa occidentale i primi ominini sono datati a circa 1,6-0,8 Ma (es. Arzarello et al. 2012, Toro Moyano et al. 2013, Parfitt et al. 2010, Carbonell et al. 2008, ma vedi anche Muttoni et al. 2011, 2013, 2011, per una sintesi si veda Muttoni et al. 2015). Questa ipotesi è parallela all'idea che la diffusione del genere Homo al di fuori dell'Africa, a latitudini settentrionali inclusa l'Europa, sia intrinsecamente associata alla capacità di controllare (ovvero accendere e mantenere acceso) il fuoco (es. Gowlett 2006, Goren-Inbar et al. 2004).

La *cooking hypothesis* e l'ipotesi che il fuoco costituisca uno strumento tecnologico per diffusione in ambiente non temperato però non trova supporto nel record archeologico.

Nel registro archeologico l'uso del fuoco è indicato dalla presenza di ossa combuste, di litica con tracce di termoalterazione⁹⁸, di sedimento arrossato cioè rubefatto dal calore, oltre che dai prodotti di combustione (cenere e carbone) concentrati in focolari/aree fuoco o semplicemente dispersi nel sedimento (Roebroeks

⁹⁷ Tra i prodotti di combustione si annoverano anche gas e vapori, fumi e fuliggine.

⁹⁸ L'impatto termico sugli elementi litici si manifesta con una fratturazione tipica che produce *pot-lids* o coppelle di alterazione termica (cf. Domanski et al. 2009).

and Villa 2011a, James 1989). Le ossa vengono tradizionalmente definite bruciate su base cromatica, ma spesso i colori bruni derivano da impregnazioni di ossidi di ferro e/o manganese. Recentemente, l'applicazione di analisi all'infrarosso (es. Berna et al. 2012) ha permesso di identificare la bioapatite, componente minerale delle ossa, alterata da calore. Altre tecniche, quali la termoluminescenza e le analisi magnetiche definiscono la temperatura di combustione sia dei manufatti litici che del sedimento termoalterato e supportano il riconoscimento degli oggetti bruciati, interpretazione al centro del dibattito sul fuoco nel Paleolitico Inferiore (es. James 1989). Il riconoscimento di singoli *marker* è indicativo di combustione naturale (James 1989), mentre l'associazione di più indicatori, specialmente in contesto di grotta, è associabile alla combustione antropogenica (es. Roebroeks and Villa 2011a).

Dai siti archeologici riferibili alla diffusione extra-africana del genere *Homo* non sono emerse evidenze di fuoco sicure. In Europa in particolare, le evidenze di fuoco del Pleistocene Inferiore e il primo Pleistocene Medio sono flebili, mentre acquisiscono maggiore solidità a partire da circa 300-400 ka (Roebroeks and Villa 2011)⁹⁹, sebbene recentemente le evidenze di Schöningen (Germania,) tradizionalmente ritenute di origine antropica, siano state associate ad processi naturali (Stahlschmidt 2015). Il dato archeologico suggerisce che l'uso del fuoco è stato necessario alla diffusione del genere *Homo* al di fuori dell'Africa (Roebroeks and Villa 2011a, Sandgathe et al. 2011).

Una situazione analoga è stata riscontrata nel Vicino Oriente. Il sito Acheuleano di Gesher Benot Ya'aqov (Israele, datato a circa 780 ka) ha restituito evidenze di uso del fuoco in contesto all'aperto, sebbene oggetto di critiche (es. Stahlschmidt et al. 2015), testimoniato da microdébitage combusto e residui vegetali carbonizzati (Twomey 2013, Alperson-Afil and Goren-Inbar 2010, Goren-Inbar et al. 2004). Tra 400-200 ka i siti di Qesem Cave (Israele) e Tabun Cave (Israele) hanno restituito evidenze di combustione reiterata nel tempo, indicativa di un uso abituale e sistematico del fuoco e individuata su base mineralogica e micromorfologica, nella forma di strutture di combustione riutilizzate (Shahack-Gross et al. 2014), strati di cenere (Karkanas et al. 2007), manufatti litici termoalterati (Shimelmitz et al. 2014).

Per quanto riguarda l'Africa le attestazioni di fuoco del Pleistocene Inferiore, datate tra 1,7-1 Ma sono scarse, ma in alcuni casi significative (per una sintesi si veda Gowlett and Wrangham 2013). In Africa orientale, le evidenze di Chesowanja sono costituite da frammenti sedimento rubefatto e combusto, accertato con la suscettibilità magnetica, in prossimità di industria litica Olduvaiana (es. Gowlett et al. 1981), mentre quelle di Koobi Fora (Kenya) sono date da sedimento combusto come stabilito dalla valutazione della termoluminescenza (es. Rowlett 2000). Essendo siti all'aperto in contesti vulcanici attivi, la loro origine non può essere associata chiaramente all'azione umana (es. James 1989).

⁹⁹ Le attestazioni di fuoco assumono maggiore frequenza ed articolazione durante il Paleolitico Medio (es. Aldeias et al. 2012, Courty et al. 2012, Mentzer 2012, Sandgathe et al. 2011, Berna and Goldberg 2008).

In Sudafrica, sono stati rilevati dei frammenti ossei combusti, riconosciuti su base istologica e chimica, in posizione secondaria presso il sito di Swartkrans (es. Brain and Sillen 1988), mentre recentemente è stata pubblicata la più antica attestazione dell'uso intenzionale del fuoco in situ a Wonderwerk Cave (Berna et al. 2012). La sequenza archeologica, datata ad 1 Ma, ha restituito frammenti ossei combusti, definiti sulla base della loro mineralogia, rinvenuti all'interno di uno strato con frammenti litici con *pot-lids*, frammenti vegetali calcificati associati a cenere (riconosciuti sia a livello macroscopico che microscopico), ritenuti rappresentare una combustione in situ (Berna et al. 2012, ma vedi Goldberg et al. 2015).

Dal record archeologico emerge un uso opportunistico ed occasionale del fuoco durante il Pleistocene Inferiore/Medio iniziale e un uso controllato, abituale e sistematico a partire dal Pleistocene Medio finale (Roebroeks and Villa 2011a-b) o dal Pleistocene Superiore (Sandgathe et al. 2011).

2.2 Micromorfologia per lo studio delle evidenze di termoalterazione

Il riconoscimento delle evidenze di termoalterazione antropica è difficoltosa poiché non è semplice definirne l'origine inequivocabilmente associata alla combustione, la posizione primaria e l'origine antropogenica, se non con l'ausilio di tecniche ad alta risoluzione (cf. Berna et al. 2012; per una sintesi si veda Gowlett and Wrangham 2013, Roebroeks and Villa 2011a).

La combustione è una reazione chimica diffusa nel mondo naturale, si pensi ad esempio agli incendi dovuti ad eruzioni vulcaniche, a temporali e al fenomeno dell'autocombustione¹⁰⁰ (es. Gowlett and Wrangham 2013, Onac et al. 2006). Gli esiti della combustione naturale e indotta antropicamente sono simili, sia in termini di prodotti di combustione che di temperature raggiunte¹⁰¹. Gli incendi naturali possono essere ritenuti comuni in un contesto all'aperto, ma non all'interno di grotte e ripari sottoroccia, dove le evidenze di combustione possono essere spesso connesse, seppur indirettamente, all'uso antropico del fuoco (Roebroeks and Villa 2011a). Il controllo del fuoco implica l'uso cosciente del combustibile in modo da alimentare-interrompere la combustione stessa e il trasporto della fiamma da un fuoco naturale o la produzione della fiamma stessa; le alte temperature raggiunte e l'uso di determinati combustibili possono essere suggestivi di uso antropico, ma non costituiscono evidenze certe (Stahlschmidt et al. 2015). L'azione antropica può essere dedotta anche dalla presenza di tracce d'uso/lavorazione sugli elementi combusti (ossa e litica; contra v. Stahlschmidt et al. 2015) e dalla manifestazione ripetuta all'interno della sequenza (es.

¹⁰⁰ Si ricorda che il termine autocombustione si riferisce alla combustione spontanea di una sostanza combustibile a seguito della reazione di ossidazione e all'aumento di temperatura provocate da fenomeni di fermentazione ed ossidazione, principalmente della sostanza organica; tale reazione non necessita quindi una fonte di ignizione esterna (fiamma o scintilla). Un esempio, sebbene piuttosto raro, è rappresentato dalla combustione naturale in grotta di accumuli di guano (es. Gowlett and Wrangham 2013, Onac et al. 2006).

¹⁰¹ La combustione di legna in ambiente aperto generalmente raggiunge temperature comprese tra 500-800 °C, mentre la fiamma stessa raggiunge temperature di circa 1100 °C.

Gowlett and Wrangham 2013), oltre che dalla concentrazione dei manufatti combusti, in particolare a formare focolari (Roebroeks and Villa 2011a-b).

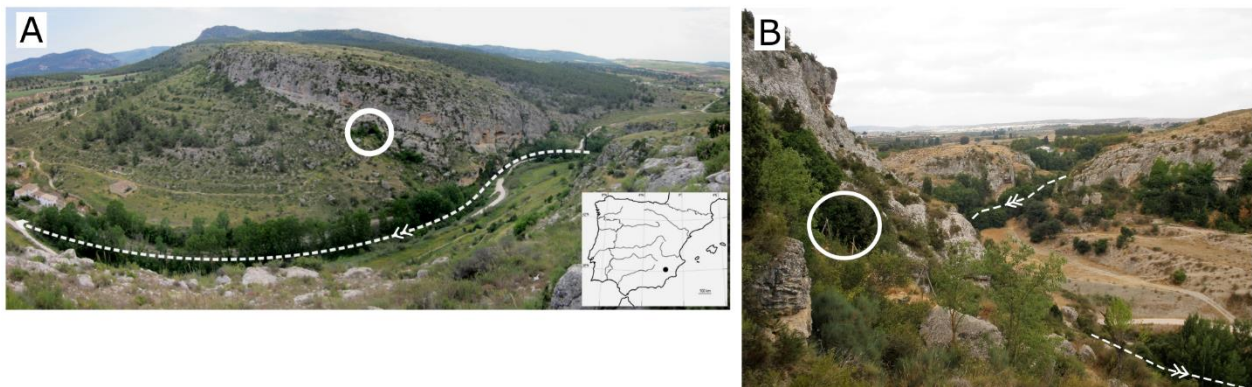
Come evidenziato da Sandgathe et al. (2011) per l'interpretazione del record archeologico della preistoria più antica va considerato il ruolo della diagenesi nell'alterazione dell'evidenza primaria e dei processi formativi del sito stesso. La comprensione dettagliata dei processi di formazione del record archeologico dai cui provengono i resti combusti, costituisce una delle basi per la corretta interpretazione degli indicatori di fuoco (Sandgathe et al 2011, Goldberg and Berna 2010, Karkanas et al. 2001, Courty et al. 1989). L'analisi micromorfologica e microstratigrafica, tecnica che permette di riconoscere il grado di integrità del record sedimentario, non sempre accompagna lo studio delle presunte evidenze di termoalterazione, ma l'approccio microcontestuale si è rivelato essere di estrema utilità per chiarire la natura delle evidenze considerate di termoalterazione (es. Goldberg 2015, Stahlschmidt et al. 2015, Shahack-Gross et al. 2014, Aldeias et al. 2012, Goldberg et al. 2012, Mentzer 2012, Karkanas et al. 2007, Goldberg 2001). Per esempio, lo studio micromorfologico ha permesso di chiarire la genesi del contesto sedimentario di Zhoukoudian (Cina, datazione 0,5-0,4 Ma) associato tradizionalmente a residui di combustione (strato 10), mettendone in luce la natura alluvionale ed eolica del sedimento e l'assenza di segni di termoalterazione in situ (Goldberg 2001).

Capitolo 3

INQUADRAMENTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO

La cavità di Cueva Negra si apre nel versante meridionale di una piccola forra, a 40 m di dislivello dall'attuale corso del fiume Quípar, presso il paese di Encarnación, una decina di chilometri a sud-ovest di Caravaca de la Cruz (fig. I.3, fig. III.1). La località è chiamata appunto *Estrecho del Río Quípar* o *de La Encarnación*; è anche indicata con il toponimo *Estrecho de las Cuevas de la Encarnación* in relazione alle numerose cavità che si aprono sia sul versante destro della valle, come Cueva Negra stessa e Cueva del Rey Moro, la quale conserva resti di fortificazioni risalenti probabilmente alla metà del Duecento¹⁰², sia sul versante sinistro (v. Pozo Martínez et al. 2006).

Figura III.1 Presentazione Il sito e il suo contesto geomorfologico. (A) vista da nord del sito: si noti il fiume Quípar che scorre nel fondovalle (linea tratteggiata) dopo aver solcato l'Estrecho del Río Quípar (a destra) e la posizione rialzata di Cueva Negra indicato dal cerchio bianco (da Angelucci et al. 2013b); (B) vista da est dell'Estrecho del Río Quípar, il cerchio bianco indica la posizione del sito, sulla destra idrografica del fiume.



3.1 Il fiume Quípar e l'evoluzione quaternaria dei dintorni del sito

L'*Estrecho del Río Quípar* raccorda la parte alta con quella centrale del corso fluviale del Quípar. Il sito si trova quindi ai margini dell'alto corso del fiume, il quale si origina circa 30 km a monte, presso La Junquera (~ 950 m), dalla confluenza di corsi d'acqua temporanei (*ramblas e arroyos*) che scendono dal versante meridionale delle Sierras de Moratalla e de Mojantes (Romero Díaz et al. 2003) e sfocia, dopo aver percorso circa 65 km, nel fiume Segura presso Calasparra (262 m, tab. III.1). Il fiume Quípar scorre da W a E e drena un'area della Regione Murcia piuttosto accidentata e montuosa¹⁰³ (fig. I.4, v. sez. I, cap. 3) che, presso la

¹⁰² Alla base della cavità il prof. Diego E. Angelucci e la scrivente hanno rilevato localmente dei sedimenti di natura alluvionale (ghiaia a supporto clastico e sabbie).

¹⁰³ I dati altimetrici sono stati ripresi dal sito www.carm.es.

testata della valle, include alcuni fra i maggiori rilievi a scala regionale con altitudini mediamente comprese tra 1500 e 2000 m (tab. III.2): di fatto, il 50% della superficie del bacino idrografico si trova ad una altitudine superiore agli 800 m, e l'alto corso del fiume ha una pendenza media di 16‰, e di 13‰ nell'area del sito (tab. III.1; Romero Díaz et al. 2003)¹⁰⁴.

Tabella III.1. Dati del fiume Quípar. Fonte Romero Díaz et al 2003, www.ch.segura.com

<i>rilievi testata valle</i>	Sierra de Moratalla (Revolcadores 2027 m), Sierra de Mojantes (1605 m)
<i>nascita (quota slm)</i>	ca. 950
<i>immissione Segura (quota slm)</i>	262
<i>lunghezza (Km)</i>	65/57 ¹⁰⁵
<i>superficie bacino imbrifero km²</i>	826
<i>morfologia bacino imbrifero</i>	dendritica
<i>pendenza media (‰)</i>	11,7
<i>pendenza nei pressi di Cueva Negra (‰)</i>	13
<i>territorio amministrativo</i>	Caravaca de la Cruz, Moratalla, Cehegin, Calasparra e Cieza
<i>posizione sito</i>	alto corso del fiume
<i>regimentazione artificiale</i>	Embalse de Alfonso XIII (basso corso) e argini e briglie (<i>diques</i>)
<i>portata media</i>	43 l/s
<i>affluenti</i>	Rambla de Inazares, Barranco de la Junquera (drenano Sierra de Villafuerte e settentrionali della Sierra de la Zarza) Barranco de Munueras, Avenida de Burete, Barranco del Alomadilla (drenano Sierras de Burete)

L'alto corso del Quípar, compreso tra i 900 e gli 800 m, è caratterizzato da un regime idrico intermittente ed è anche denominato *Rambla de Tarragoya*, mentre il fiume propriamente detto si forma presso di Almudena, poco a monte rispetto al sito di Cueva Negra (fig. III.2). Il regime del Quípar è di tipo pluviale, in quanto è strettamente dipendente dalle precipitazioni piovose, mentre gli apporti idrici sotterranei, di cui non è disponibile uno studio accurato, sono limitati (IGME 1972c-d)¹⁰⁶; la portata media è di 43 l/s (Martínez-Lloris et al. 2001). Attualmente il fiume è caratterizzato da un alto tasso erosivo, e quindi da un'elevata portata solida (367 t/km²/anno, Sanz Montero et al. 1998), la quale ha determinato il colmamento di numerose infrastrutture idriche costruite per la regimentazione del corso fluviale, quali *diques* e il bacino artificiale di Alfonso XIII (Martínez-Lloris et al. 2001)¹⁰⁷. Il regime delle precipitazioni attuali, infatti, gioca un ruolo fondamentale nell'evoluzione del territorio agevolando lo sviluppo di fenomeni carsici (*lapiaz*) e di un paesaggio *a bad-lands*. Tali processi erosivi sono inoltre favoriti dalla litologia del substrato, dalla scarsa vegetazione e dall'azione antropica (Martínez-Lloris et al. 2001). La rete idrografica ha una morfologia

¹⁰⁴ Martínez-Lloris et al. (2001) riportano dati lievemente differenti, indicando che il bacino idrografico del fiume è compreso tra 400 e 1200 m.

¹⁰⁵ Le lunghezze qui riportate si riferiscono rispettivamente al fiume nella sua interezza, inclusa la sua porzione superiore a carattere intermittente, e alla porzione del fiume a regime costante.

¹⁰⁶ Si ricorda che presso il sito sono presenti due sorgenti (*manantiales*) nelle località Jaraiz e Lavadores.

¹⁰⁷ L'*embalse* è stato inaugurato nel 1916 con una capacità di 42 Hm³ che è rapidamente diminuita a 14,2 Hm³ (1976) a causa dell'apporto solido fluviale (Romero Díaz et al. 1992).

dendritica, tipica di substrati teneri, rappresentati principalmente dai materiali post-orogenici su cui scorrono i corsi d'acqua (v. sez. III § 3.2). Nella porzione a monte del sito il sistema fluviale si compone, oltre al Quípar stesso, anche dei suoi affluenti a carattere temporaneo, che sono concentrati sul versante sinistro della testata della valle e drenano le pendici meridionali della Sierra de Villafuente e settentrionali della Sierra de la Zarza, mentre gli affluenti destri, piuttosto dispersi e corti, scendono principalmente dai versanti settentrionali delle Sierras de Burete, Lavia, Ponce, Cambrón (fig. III.2).

Tabella III.2 Rilievi bacino idrografico del fiume Quípar. (da atlasdemurcia.com)

	alto corso	corso centrale	basso corso
nord	Cuerda de la Gitana (1972 m), Revolcadores (2027 m), Sierra de Villafuente e El Sabinar (Los Odres 1887 m, El Calar Blanco 1678 m), Sierra de Mojantes (1605 m)	Sierras de la Muela (Moratalla, 1410 m), Sierra del Cerezo (1141 m), Gavilán (1477 m), Los Alamos (1479 m)	
sud	Sierra de la Zarza (1479 m), Sierra Aspera (1200 m)	Sierra de Burete (1195 m), Sierra de Quípar (955 m)	
est			Sierra del Molino (829 m)

Il bacino idrografico dell'alto Quípar drena la parte meridionale del bacino morfostrutturale di Caravaca, la *cuenca de Caravaca*, sviluppatosi durante il Neogene nella zona Esterna della Cordigliera Betica, in particolare nella zona Subbetica, durante l'orogenesi alpina (fig. I.3, v. sezione I § 3.2). Le vicende tettoniche avvenute tra il Pliocene e il Quaternario nel bacino di Caravaca, connesse all'attività dell'accidente tettonico di Cadice-Alicante (direzione NE-EW) e delle faglie con andamento NE-EW ed NW-SE, hanno determinato da una parte il controllo dell'andamento del corso fluviale e la sua evoluzione nel tempo e dall'altra parte l'innalzamento di rilievi strutturali¹⁰⁸ modellando così il rilievo regionale (González Hernández et al. 1997). Al modellamento del territorio durante il Plio-Pleistocene hanno concorso, inoltre, lo scorrimento idrico superficiale, sia nella forma libera che incanalata nell'alveo del paleofiume, responsabile dell'accumulo di glaciai, terrazzi e conoidi alluvionali, e il processo carsico che ha determinato forme superficiali ed ipogee (González Hernández et al. 1997).

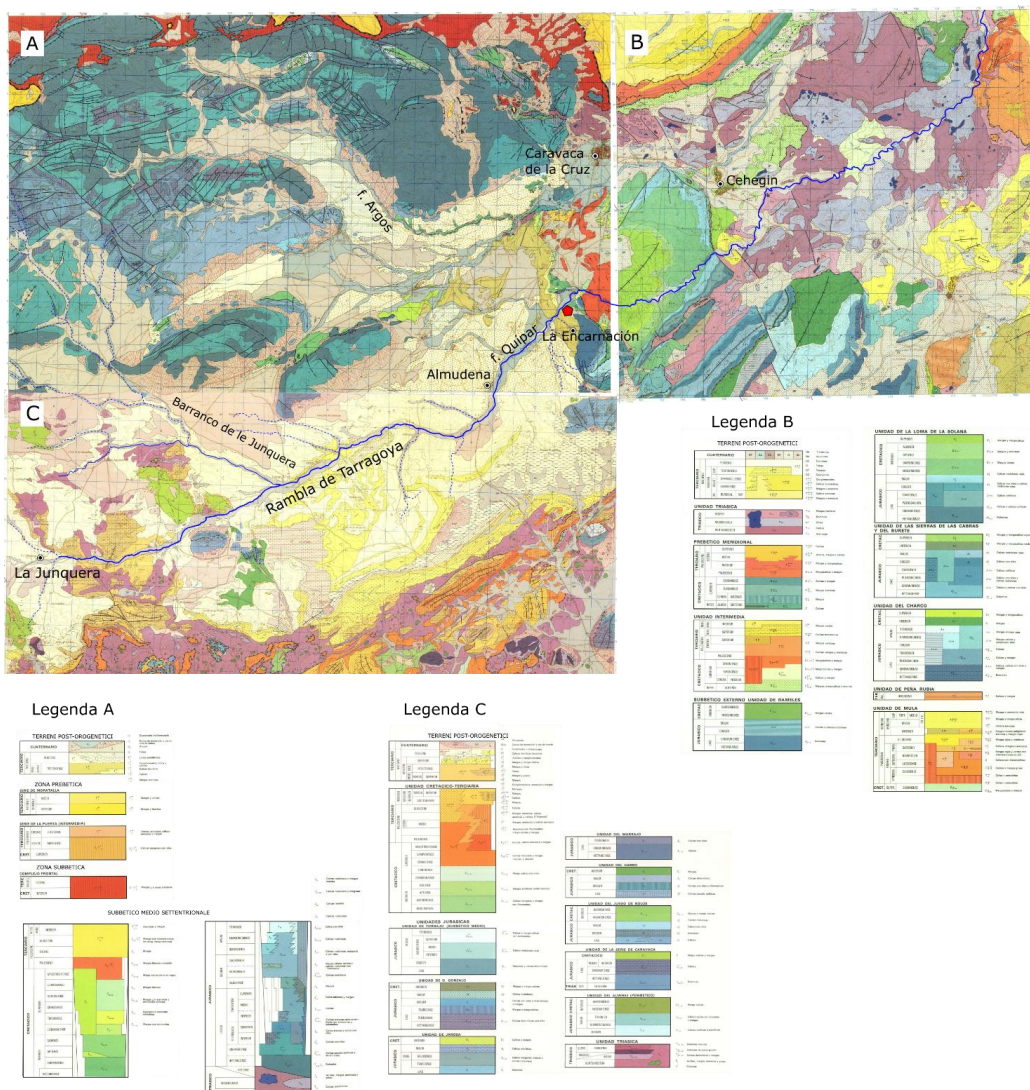
Il condizionamento esercitato dalla neotettonica sull'idrografia si manifesta nell'andamento del corso fluviale e nei repentini cambiamenti di direzione del deflusso del Quípar. Il fiume nel suo tratto superiore, ovvero la Rambla de Tarragoya, segue la faglia di Tarragoya, parallela alla faglia di Cadice-Alicante e di Crevillente (direzione NE, fig. I.4), mentre presso il sito segue la faglia inversa del Quípar (direzione NW-SE), scorrendo quindi a monte della gola con direzione SW-NE per poi cambiare nettamente direzione poco più a valle del sito, piegando verso NW-SE (fig. III.3; Walker et al. 2006). L'attuale reticolo idrografico risulta dalle vicende tettoniche del Pliocene-Pleistocene che ne hanno impartito una riorganizzazione. Tra il Miocene/Pliocene nel bacino di Caravaca scorreva un paleo-corso d'acqua con andamento NW-SE, che è stato riconfigurato dai

¹⁰⁸ Tali rilievi strutturati si configurano come *mesas, cuestras, cerros testigos*.

processi succitati identificando i due distinti bacini idrografici attualmente presenti: quello del fiume Argos, deviato verso nord e catturato da un altro bacino idrografico con conseguente sviluppo di notevoli forme di incisione, e quello del fiume Quípar a sud del bacino di Caravaca (González Hernández et al. 1997; fig. I.4). L'attivazione della faglia del Quípar ha contribuito alla deviazione del corso fluviale da nord, dove si è verificato un innalzamento tettonico a sbarrare il deflusso del fiume¹⁰⁹, verso est determinando l'attraversamento del rilievo, con la conseguente incisione, presso Encarnación durante il Pleistocene Inferiore o Medio e l'innalzamento differenziale dei versanti della gola durante il Pleistocene Medio o Superiore (Walker et al. 2006, González Hernández et al. 1997). Non è chiaro il periodo in cui è avvenuto l'approfondimento della forra come attualmente visibile, anche se viene associato all'incisione fluviale conseguente alle variazioni eustatiche dell'ultimo massimo glaciale (González Hernández et al. 1997). La faglia del Quípar è attraversata perpendicolarmente da faglie minori. Questa conformazione pare abbia giocato un ruolo decisivo nella formazione di laghi in epoca Plio-Pleistocenica nella Rambla de Tarragoya (Walker et al. 2013).

¹⁰⁹ Attualmente i due bacini idrografici sono separati da una rilievo costituito da calcareniti Plio-quadernarie con direzione SW-NE (González Hernández et al. 1997).

Figura III.2. Inquadramento geologico dell'alto e medio corso del fiume Quípar tratto da Mapa Geologico de España (scala 1:50.000). (A) foglio 910, Caravaca IGME (1972c), (B) foglio 911, Cehegin, (IGME 1972b), (C) foglio 931, Zarcilla de Ramos (IGME 1972d).



Le accentuate variazioni strutturali rilevate nell'alto corso del fiume, a monte e nei pressi del sito, si manifestano nella forma di sovrascorrimenti e di pieghe anticlinali e si riflettono sulla variabilità delle formazioni quaternarie e del Subbético, che affiorano appunto nel comparto meridionale del bacino di Caravaca. Si tratta per lo più di litologie a chimismo carbonatico, con calcari¹¹⁰ e marne di età compresa dal Triassico al Miocene. Va comunque rilevata la notevole presenza di conglomerati del Pliocene ricchi di una frazione fine argillo-sabbiosa e di materiali quaternari ricchi di argilla prodotta dalla decalcificazione dei substrati calcarei (IGME 1972c-d). Durante il Quaternario si è attuato un processo di rimaneggiamento, sia per gravità che per azione idrica più o meno incanalata, dei materiali sedimentati durante il Pliocene, e nello specifico le ghiaie e l'argilla dei conglomerati (Walker et al. 2013). Sono presenti inoltre delle evidenze di

¹¹⁰ Sono presenti vari tipi di calcari, quali i calcari fossiliferi, nodulari, sabbiosi con selce, e marnosi.

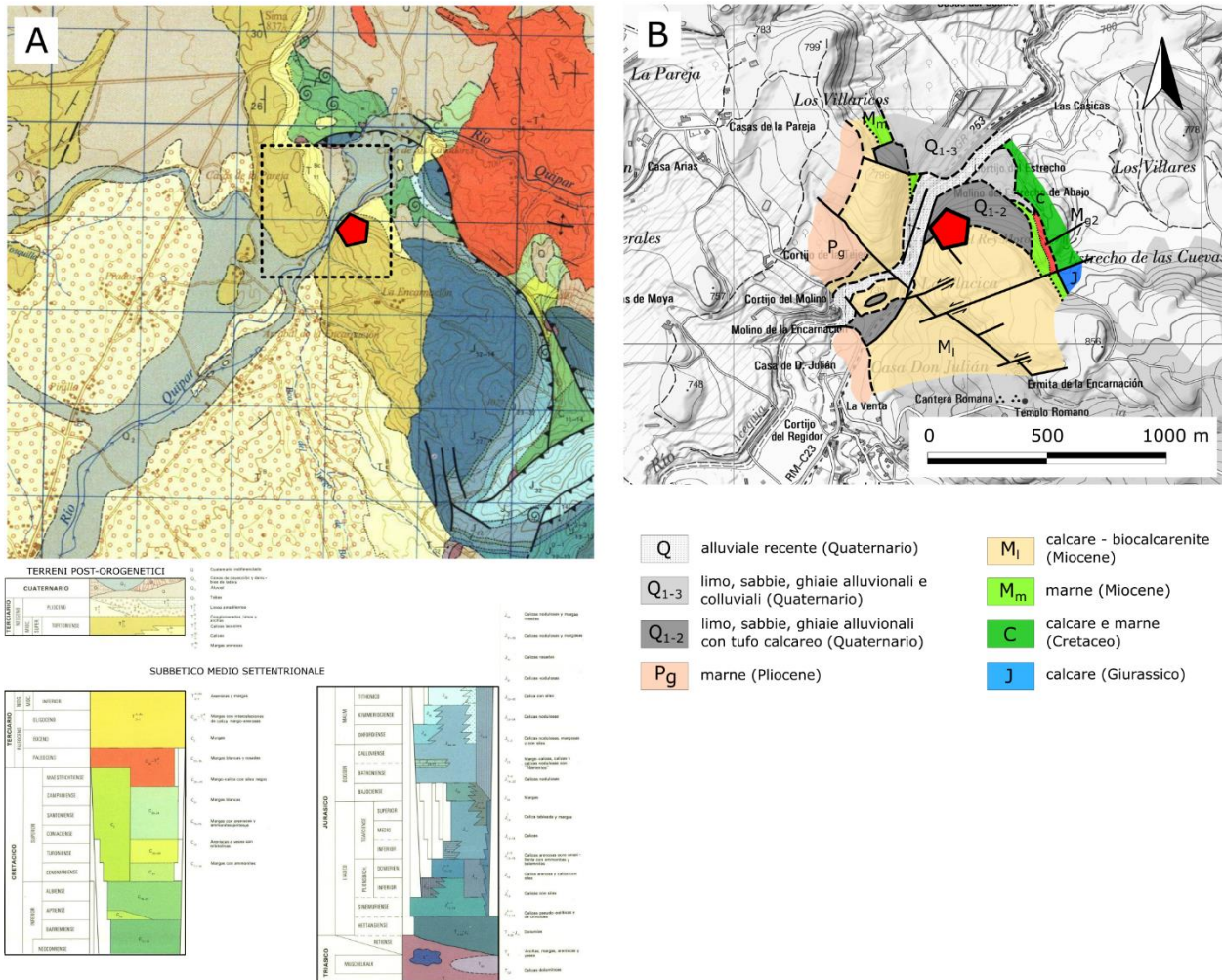
attività vulcanica attribuite all'inizio del Quaternario a circa 15 km a monte del sito, dove i conglomerati plio-pleistocenici sono stati deformati all'inizio del Quaternario (Ibargüen and Rodríguez-Estrella 1996).

3.2 Geologia dell'alto corso del fiume Quípar

I rilievi drenati dal sistema fluviale del Quípar presso Rambla de Tarragoya sono costituiti da rocce del Triassico (calcari dolomitici e marne, e argille, marne, arenarie e gessi dell'*Unidad Triasica*) e solo localmente da formazioni del Giurassico (calcari pseudo-oolitici e calcari con selce dell'*Unidad del Carro*) e del Cretacico (marne dell'*Unidad del Carro*, calcari e marne dell'*Unidad de la serie de Caravaca*; fig. III.2, IGME 1972c-d). Tali rilievi si sono originati a causa dell'innalzamento tettonico avvenuto durante il Pliocene, il quale ha determinato allo stesso tempo (Pliocene superiore – Pleistocene antico) un intenso fenomeno erosivo continentale (Walker et al. 2013). Sono così ampiamente diffusi i materiali post-orogenetici del Miocene (marne, calcari e gessi) e del Pliocene (argille e conglomerati, marne e calcari, calcari micritici lacustri e marne e limo), oltre che a materiali del Quaternario (IGME 1972c-d, fig. III.2). A monte del sito, ai margini del bacino di Caravaca, la sequenza del Plio-Pleistocene testimonia due o tre cicli erosivi fluvio-lacustri ed è composta da marne e da limi erosi e riempiti da calcare micritico coperto da un deposito di glaciai cementato da carbonato di calcio (Walker et al. 2013).

Presso il sito la presenza di strutture di sovrascorrimento e di faglie determina la ravvicinata esposizione di rocce post-orogeniche, quali calcari lacustri e conglomerati, limi e argille del Pliocene, calcari e marne sabbiose del Miocene (Terziario, Tortoniano – tali rocce rappresentano il substrato in cui è inciso l'*Estrecho del Quípar*), oltre a formazioni del Subbetico Medio Settentrionale di epoca giurassica (calcari, calcari marnosi, calcari e calcari nodulari, calcari con selce, calcari rosati), cretacica (marne con ammoniti, marne bianche e rosate, marne con arenaria e ammoniti piritizzate), del Paleocene (marne con intercalazioni di calcare marnoso-sabbioso); sono molto limitati invece gli affioramenti del Triassico (argille, marne, arenarie e gesso) (fig. III.3, IGME 1972c). In particolare, i versanti dell'*Estrecho de la Encarnación* insistono sulle formazioni post-orogeniche del Miocene Superiore (marne sabbiose, Tortoniano IGME 1972c), ridefinite come una calcarenite bioclastica (Walker et al. 2006) e presentano maggiore acclività sulla destra idrografica, dove è presente il sito archeologico, conseguente all'attivazione della faglia inversa del Quípar che scorre in corrispondenza con l'alveo fluviale (sez. III § 3.1).

Figura III.3. Geologia del sito. (A) da IGME (1972c), il rettangolo mostra l'area esposta in dettaglio in (B); (B) mod. da T. Rodríguez-Estrella (inedito, cortesia di Diego E. Angelucci). Il pentagono rosso indica la posizione di Cueva Negra.



3.3 Clima ed ambiente oggi

La valle del fiume Quípar registra delle variazioni a livello di precipitazioni e temperature da W ad E in relazione con le proprietà fisiografiche del territorio: la piovosità annuale è maggiore e le temperature medie annuali sono minori presso la testata della valle (rispettivamente 400 mm/a, 12 °C), mentre nel basso corso del fiume il rapporto si inverte (290 mm/a, 16,4 °C; Romero Díaz et al. 2003, Martínez-Lloris et al. 2001, García Cortés et al. 1999).

A Caravaca de la Cruz, nei dintorni del sito, la precipitazione media annuale è di circa 370 mm, mentre la temperatura media annuale è di circa 16 °C. Gli inverni sono relativamente freddi con una temperatura media di 7,2 °C, sebbene presso il sito non siano infrequenti le gelate invernali (Walker et al. 2006), mentre la temperatura media del mese di luglio, il mese più caldo dell'anno, è di circa 24,5 °C (<http://es.climate-data.org/location/30872/>).

Le precipitazioni sono caratterizzate da un'elevata irregolarità. Sono frequenti gli episodi a carattere temporalesco che forniscono almeno la metà della quantità di precipitazione annuale: i massimi di precipitazione, di circa 50 mm, si registrano nel mese di ottobre e secondariamente in aprile. Il regime pluviometrico mediterraneo si riflette sul regime torrentizio del corso d'acqua e sugli episodi di *flash-flood* che caratterizzano l'attuale regime fluviale del Quípar, questi ultimi conseguenti a brevi ma intense precipitazioni¹¹¹ (Martínez-Lloris et al. 2001).

Il clima del bacino idrografico e presso il sito è mesomediterraneo semiarido (García Cortés et al. 1999).

Nella valle del Quípar la vegetazione è data da una ripopolazione forestale di pino d'Aleppo (*Pinus halepensis*) in cui sono presenti scarsi lecci dispersi (*Quercus ilex subsp. rotundifolia*). Il sottobosco si compone di arbusti tipici del *matorral*¹¹² mediterraneo come il ginepro rosso e sabina (*Juniperus oxicedrus*, *Juniperus sabina*), la quercia spinosa (*Quercus coccifera*), il biancospino (*Crataegus monogyna*), il rosmarino (*Rosmarinus officianalis*), mentre il cisto (*Cistus albidus*) e lo sparto (*Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum*) rappresentano le erbacee più diffuse. Le zone umide presso l'alveo fluviale sono occupate dalla vegetazione riparia costituita principalmente dal salice (*Salix sp.*), la tamerice (*Tamarix sp.*), il giunco (*Juncos sp.*), lo scirpo (*Scirpus sp.*), la rosa (*Rosa sp.*), il lampone (*Robus sp.*) e la canna palustre (*Phragmites communis*; Romero Díaz et al. 2003).

La coltre pedogenetica è data da vari tipi di Regosols, Letposols, Calcisols e Fluvisols (Romero Diaz et al. 2003).

¹¹¹ Ad esempio, Martínez-Lloris et al. (2001) riportano la caduta di 62 mm d'acqua sull'arco di 24 ore (23 ottobre 2000).

¹¹² Il termine *matorral* indica una formazione arborea tipica della macchia mediterranea.

Capitolo 4

CUEVA NEGRA: PRESENTAZIONE DEL SITO

4.2 Aspetti geologici, geogradici e geomorfologici del sito

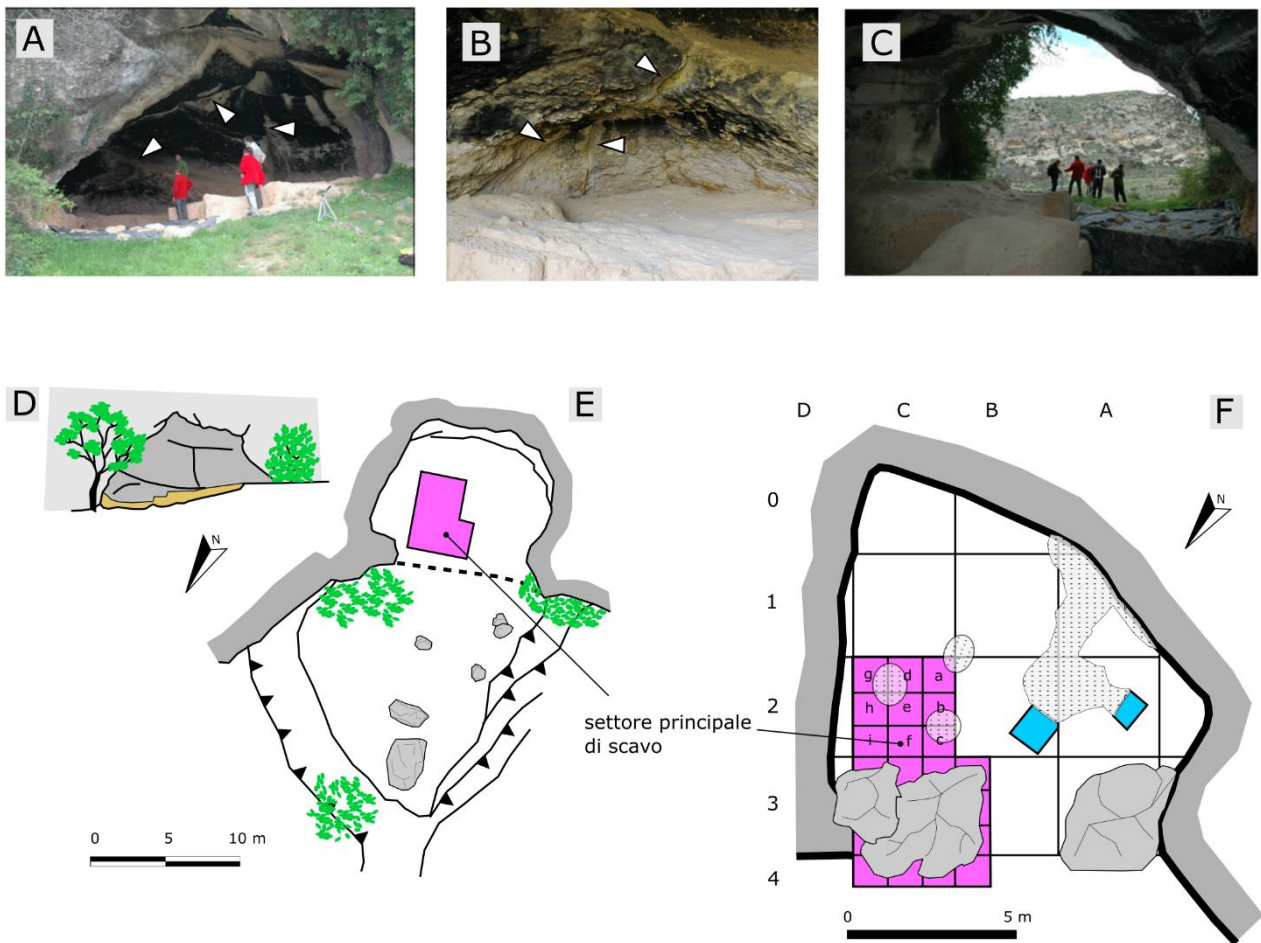
Cueva Negra è un riparo sottoroccia ($38^{\circ} 02' 12''$ N, $001^{\circ} 53' 06''$ W ¹¹³, la superficie del deposito giace a ~ 740 m slm) che si apre sul versante destro della forra creata dal fiume Quípar (*Estrecho de La Encarnación*, una decina di chilometri a sud di Caravaca de la Cruz), il quale attualmente scorre a poco meno di 700 m slm in direzione NE (figg. III.1, III.3). Il riparo sottoroccia, il cui ingresso è largo ~ 12 m e si estende interiormente per altri ~ 12 m (Walker et al. 1999) ha un riempimento della potenza di quasi 5 m, ed è rivolto verso nord (fig. III.4). La cavità sottoroccia si apre alla base di una piccola scarpata (dislivello di ~ 40 m) che costituisce il versante settentrionale di un piccolo rilievo (quota massima ~ 1030 m) composto da calcari del Miocene Superiore (Tortoniano), nello specifico da biocalcarenite marina (fig. III.3, IGME 1972c, Walker et al. 2006) e si affaccia sull'attuale corso del Quípar che scorre verso est a circa 40 m al di sotto della superficie del riparo. Tale rilievo è inciso poco più a monte del sito dal *Barranco de la Virgen* (corso d'acqua con andamento SW-NE tributario destro del Quípar) (fig. III.3).

La roccia che costituisce la volta e le pareti del riparo è piuttosto massiccia ed è attraversata da alcune fratture beanti, che si attivano tuttora nei periodi di maggiori precipitazioni scaricando acqua all'interno della cavità ed è colonizzata da organismi algali (fig. III.4 A, C, D). La conformazione del riparo vede la parete rocciosa laterale occidentale inclinata verso il tetto, mentre quella orientale è verticale; l'imboccatura del riparo durante il Paleolitico è retrocessa dando luogo a grandi blocchi di caduta che sigillavano il deposito verso l'esterno del riparo (fig. III.4 E, F). Lungo il versante in cui si apre il riparo sottoroccia, studiato nel 1991 durante le campagne di scavo, sono stati rilevati numerosi blocchi da caduta dall'affioramento roccioso soprastante, i quali, localmente, giacciono sopra dei relitti di sedimento fluviale composto da ciottoli a supporto di matrice localmente clastico.

L'origine della cavità di Cueva Negra è connessa a fenomeni endocarsici sviluppatasi lungo le fratture della roccia madre in combinazione con i movimenti tettonici lungo la faglia Quípar, i quali potrebbero aver messo in luce la cavità (Walker et al. 2013).

¹¹³ Le coordinate qui indicate sono desunte da google.maps.com e differiscono da quanto pubblicato da Walker et al (1999, 2006, 2013). La discrepanza tra le coordinate pubblicate e le coordinate reali è stata notata durante la consultazione della cartografia geologica.

Figura III.4. Il riparo sottoroccia e planimetria di scavo. (A) vista frontale dell'apertura del riparo, i triangoli bianchi indicano le fratture beanti sulla volta rocciosa (foto: Federación de Espeleología de la Región de Murcia, Escuela Murciana de Espeleología, Grupo de Excursionistas Villa de Alcantarilla); (B) particolare delle fratture presenti nella volta rocciosa indicate dai triangoli bianchi; (C) vista dell'area interna del riparo dal fondo della cavità (foto: Federación de Espeleología de la Región de Murcia, Escuela Murciana de Espeleología, Grupo de Excursionistas Villa de Alcantarilla); (D) prospetto frontale dell'ingresso della cavità, si notino le fratture interne, (E) planimetria del riparo sottoroccia e l'area antistante (C e D: rilievo di I. N. Vasquez – Federación de Espeleología de la Región de Murcia, Escuela Murciana de Espeleología, Grupo de Excursionistas Villa de Alcantarilla); (F) planimetria del riparo sottoroccia con la quadrettatura di scavo. L'area puntinata indica gli scavi del Novecento, le zone in azzurro gli scavi archeologici del 1981, mentre in rosa l'area di scavo espolata a partire dagli anni Novanta del Novecento; si notino i grandi massi in corrispondenza dell'attuale dripline (indicata con tratteggio in D; da Walker et al. 2016).



4.3 La ricerca archeologica a Cueva Negra

Il sito paleolitico di Cueva Negra ha una lunga storia di scavi alle spalle, ma il suo riempimento è stato indagato in profondità su una superficie di 25 m² (su un totale di circa 90 m²) e il fondo roccioso è stato esposto solo su 1 m², per cui ne consegue un'esplorazione piuttosto limitata della porzione inferiore del deposito.

4.3.1 Storia delle ricerche

Il sito paleolitico di Cueva Negra è stato segnalato ufficialmente nel 1981 quando gli archeologi M. Martínez, R. Montes e D.M. San Nicolás del Toro hanno eseguito uno scavo di emergenza nella parte centrale del riparo, ai margini di quello che si pensava essere uno scavo clandestino, poi rivelatosi risalire al periodo della Guerra Civile (*zulo*¹¹⁴, Walker 1990). Queste prime indagini archeologiche¹¹⁵ hanno interessato una superficie di circa 2 m² suddivisa in due porzioni all'interno nei quadrati B2 e A2 della quadrettatura stabilita nelle fasi successive di scavo (fig. III.4 F), e hanno raggiunto la profondità massima di 1,7 m. Il deposito è stato suddiviso in 3 unità stratigrafiche, denominate a partire dall'alto 1, 2, 3. Le caratteristiche degli elementi litici e faunistici rinvenuti hanno portato Martínez-Andreu et al. (1989) ad inquadrare cronologicamente il sito all'interno del Paleolitico Medio (Pleistocene Superiore), i quali definiscono il deposito delle unità 2 e 3, *pleistocenico cementato, di natura loessica*, mentre associano l'unità 1 alla stabulazione animale avvenuta in epoca olocenica (cf. Walker 1990).

A partire dal 1990 prende avvio lo scavo sistematico del sito sotto la direzione di Michael J. Walker (*Laboratorio de Antropología Física, Facultad de Biología, Universidad de Murcia*) con il finanziamento, più o meno costante nel corso degli anni, della Comunità Autonoma di Murcia (*Dirección General de la Cultura de la Consejería de Cultura, Educación y Turismo*) e il supporto logistico e finanziario del Comune di Caravaca de la Cruz. A partire dal 2012 le operazioni di scavo sono dirette congiuntamente da Michael J. Walker, Mariano López Martínez e María Haber Uriarte dell'*Asociación murciana para el estudio de la Paleontología y el Cuaternario* (MUPANTQUAT).

Lo scavo si è svolto a cadenza annuale senza interruzioni sino ad oggi¹¹⁶ ed ha esplorato su varie estensioni i 5 m di riempimento del riparo sottoroccia individuando 7 unità stratigrafiche, quattro in più rispetto a quanto definito durante i primi scavi del 1981. Concreti esecutori dello scavo sono stati studenti e laureati in Biologia dell'Università di Murcia a cui si sono aggiunti nel corso del tempo studenti di facoltà umanistiche e scientifiche di atenei d'Europa ed extraeuropei. Le analisi (cronologiche, sedimentologiche, sui frammenti biologici e litici) sono state svolte da studenti e professori sia interni che esterni all'Università di Murcia. All'interno di queste collaborazioni per la caratterizzazione del sito si è inserita anche la linea di ricerca geoarcheologica portata avanti dalla scrivente e dal professore Diego E. Angelucci a partire dal 2011.

¹¹⁴ Il termine *zulo* indica un nascondiglio o ripostiglio usato durante la guerra, ancora oggi il termine è usato dagli indipendentisti baschi per indicare posti di questo tipo (Diego E. Angelucci com. pers. 2016).

¹¹⁵ Lo scavo del 1981 non ha previsto la setacciatura del sedimento asportato con lo scavo archeologico il quale è stato accumulato all'interno del riparo, sulla superficie dei quadrati C2a-i, D2a-c (*infra*).

¹¹⁶ Nel 2015 si è svolta la XXVI campagna di scavo.

4.3.2 Strategia e metodo di scavo

Lo scavo del deposito di Cueva Negra ha riguardato essenzialmente una superficie di 25 m² (fig. III.4 F), dove è stato esposto il riempimento del riparo tramite tagli artificiali seguendo un approfondimento a gradoni ponendo scarsa attenzione a quello che è il record sedimentario. Le informazioni esposte qui di seguito sono state tratte da Walker et al. (2016, 2006, 1999) e dalle relazioni di scavo (Walker et al. 2010a, 2006b, Walker 2005, 2004, 2002, 1999, 1998, 1997, 1996; Walker and López-Martínez 2010, Walker and Gómez-Domínguez 2002, 1999).

La superficie di scavo di Cueva Negra è stata suddivisa, a partire dal 1990, con una reticolo composto da 'macroquadrati' di 9 m²; ogni 'macroquadrato' denominato con lettere maiuscole è stato ulteriormente ripartito, in corso di scavo, in quadrati di 1 m² (denominati da *a* a *i*, partendo dall'angolo S; fig. III.4 F). La maglia che identifica la quadrettatura di riferimento è stata inizialmente installata nella volta rocciosa del riparo a 3,05 m dalla superficie di scavo del deposito pleistocenico e ha costituito la quota zero del sito fino al 1998¹¹⁷.

Gli scavi estensivi post-1990 hanno seguito la suddivisione stratigrafica stabilita nel 1981 proseguendone la numerazione per le porzioni di nuova esposizione, ovvero le unità 4, 5, 6, e 7 (tab. III.3). Data la cementazione e la supposta uniformità del deposito, lo scavo della sequenza sedimentaria non segue criteri stratigrafici, ma normalmente avviene per tagli dello spessore di 5 cm a meno non si incontri un cambiamento stratigrafico importante¹¹⁸. Ogni taglio, successivamente chiamato anche livello o sub unità, viene denominato con l'apposizione di una lettera minuscola al numero dell'unità di appartenenza. La denominazione delle unità di scavo e la sequenza sedimentaria sono state oggetto di una revisione stratigrafica nel 1996 con la definizione di nuovi limiti tra le unità che vengono denominate ora con una numerazione a caratteri romani (sez. III § 4.3). La modifica più rilevante riguarda la porzione superiore del deposito, d'altronde quella indagata con maggiore estensione: l'unità 2 viene associata per *coerenza sedimentologica* (Walker et al. 2006) alla parte superiore dell'unità 3 (tagli 3a-j) creando la nuova unità II. L'unità II si articola in Ili al tetto (ex unità 2) e Ilii alla base (ex 3a-j). Questa revisione e ridenominazione, sebbene valevole negli intenti, ha generato confusione nella documentazione di scavo e nelle pubblicazioni dove sono state citate le nuove unità con la denominazione delle vecchie unità¹¹⁹.

La distinzione fra le varie unità stratigrafiche ha preso in considerazione colore e consistenza. Tali parametri si sono rivelati particolarmente efficaci per la distinzione fra l'unità I, nerastra e costituita da sedimento

¹¹⁷ Sebbene le quote le quote sono indicate chiaramente a partire dalla relazione di scavo del 1996 e sono riferite alla superficie del deposito.

¹¹⁸ Nelle pubblicazioni non è espresso chiaramente quali livelli non rappresentino tagli artificiali dello spessore di 5 cm.

¹¹⁹ Ad esempio, in Walker et al. (1999) l'unità pleistocenica superiore viene definita *unità 2* e vengono descritte le sue subunità come *2i* e *2ii*: tale denominazione è un misto tra nomenclatura vecchia e nuova ed è fuorviante in quanto omonima alla denominazione dei tagli artificiali; in Walker et al. (2006) le unità litostratigrafiche indicate sulla rappresentazione grafica della successione sedimentaria (*ibid.* fig. 3: 7) riportano una denominazione ancora una volta errata indicando con *li* e *liii* la suddivisione interna della porzione superficiale del deposito pleistocenico, corrispondente all'unità II.

sciolto, e l'unità II, costituita da sedimento compatto e giallastro (§ 4.3). Le ulteriori unità sono state definite sulla base della presenza di croste carbonatiche e/o variazioni nella granulometria sebbene tali criteri non siano stati esplicitati nelle varie pubblicazioni. Di fatto, non tutte le unità possono essere definite litostratigrafiche in quanto i criteri seguiti per la suddivisione non riflettono sostanziali cambiamenti litologici (Walker et al. 2013: 137) per cui l'unità III, IV, V si riferiscono ad unità di scavo/operative (i.e. tagli artificiali); le unità I, II, VI rappresentano invece delle unità litostratigrafiche definite da un cambiamento nelle proprietà tessiture del sedimento che le compongono e/o da un limite inferiore erosivo (Walker et al. 2013). I caratteri del deposito sono stati precedentemente esposti in Walker et al. (2013, 2006, 1999), e in Scott and Gibert (2009), senza però trattare organicamente i processi formativi della stratificazione archeologica.

Dal 1990 lo scavo archeologico ha asportato l'unità superficiale olocenica sull'intera superficie del riparo. Il deposito pleistocenico è stato esplorato nella sua totalità tramite un sondaggio di 1 m² (q. C2a, fig. III.4), che nel 2005 ha raggiunto il fondo roccioso. La sequenza esposta, con uno spessore di 4,9 m e organizzata in sette unità stratigrafiche, rappresenta la sequenza di riferimento per tutto il sito (tab. III.3). Lo scavo ha quindi esplorato un settore *interno* su una superficie di 6 m² (qq. C2a-b-d-e-g-h) e un settore *esterno* di 16 m² (qq. C3, C4a-d-g, B3g-h-i, B4g) i quali vengono raccordati a partire dal 1996 con lo scavo dei 3 m² che li dividevano (qq. C2c-f-i), a coprire complessivamente una superficie di 25 m² (fig. III.4 F).

Il sedimento pleistocenico, asportato con il maleppeggio e la cazzuola, nella sequenza 'colorata' anche con il pennello, viene setacciato ad umido¹²⁰ con setacci a maglie di 8 mm, 6 mm e 2 mm; solo occasionalmente si utilizza una maglia di trama 1 mm a campionatura (Walker et al. 2016). Il materiale risultante viene vagliato per la raccolta di residui di scheggiatura, microfauna etc. analizzati poi in laboratorio. Dal 2012 i reperti di interesse particolare vengono posizionati nello spazio tramite stazione totale dotata di GPS che sostituisce la livella laser in uso dal 1998. Precedentemente al 1998 gli oggetti erano posizionati seguendo le coordinate desumibili dalla quadrettatura (x,y,z) ovvero dal reticolo appeso alla volta della grotta).

La documentazione di scavo inizialmente ha previsto esclusivamente l'elenco dei reperti ed è solo a partire dal 1996¹²¹ che vengono elaborate le piante e le rappresentazioni grafiche delle sezioni stratigrafiche esposte (fig. III.5).

La strategia di scavo è a gradoni ed è stata impostata definitivamente a partire dal 1998-1999 a seguito dei problemi di stabilità dei profili causati dall'allagamento dell'area di scavo per le forti piogge autunnali del 1997. L'acqua introdotta nel riparo, e nello scavo, ha determinato un'erosione differenziale dei profili esposti, sovra escavando, fino a 70 cm, le porzioni meno cementate dell'unità III e III (tagli 3a-q) con conseguenti problemi strutturali. Allo stesso tempo l'approfondimento graduale dello scavo ha favorito

¹²⁰ L'acqua viene estratta dal sottostante fiume Quípar con l'aiuto di una pompa elettrica.

¹²¹ In questo anno viene inoltre rivista la lista faunistica sebbene non venga indicato con chiarezza la posizione stratigrafica dei vari elementi.

l'illuminazione dell'area di scavo e il suo accesso (fig. III.5E). Lo svantaggio di questa strategia di esplorazione si manifesta con un'indagine più estensiva delle unità superiori rispetto a quelle inferiori ostacolando (1) la comparazione degli insiemi litici e faunistici tra le varie unità (v. Walker et al. 2013: fig. 4) e (2) la comprensione dell'organizzazione del deposito. Tale limitazione emerge in tutta la sua chiarezza nello studio delle evidenze sedimentarie della sequenza colorata, esposta limitatamente su 2 m² (qq. C2d-g).

4.4 Il record sedimentario

Il deposito, della potenza di ~5 m, cementato e stratificato "orizzontalmente" (Walker et al. 2006), si compone di 7 unità, riconosciute interamente nel solo sondaggio esplorativo (q. C2a, tab. III.3). La strategia di scavo a gradoni ha fatto sì che tali unità siano state esposte su una superficie decrescente all'aumentare della profondità, vale a dire che l'unità VI nel 2015 è stata indagata, parzialmente, su soli 3 m². La natura del deposito è stata interpretata in modo diverso durante il corso delle indagini, parallelamente al dato cronologico ottenuto (cf. Walker et al. 2016).

Tabella III.3 Successione stratigrafica. Sono indicate le unità archeologiche (unità) e le subunità (Ili e Ilii), i tagli artificiali corrispondenti e i complessi geoarcheologici definiti al sito durante la revisione geoarcheologica

unità	tagli	spessore	cx
I	1a-g		1
II	2a-3j	1,7 m	2
	Ili 2a-i	1,2 m	
	Ilii 3a-j	0,5 m	
III	3k-w	0,6 m	3
IV	3y-z, 4a-z	1,35 m	
V	5a-	0,35 m	
VI	5h-i, 6a-i	0,5 m	
VII	6j		

Il deposito di Cueva Negra si articola in una porzione superiore di origine recente (unità I, dall'Olocene al Novecento del XX secolo) di cui non sono disponibili datazioni, e di una porzione, inferiore, accumulatasi durante il Pleistocene Inferiore/Medio (unità II-VI), che insiste sul fondo roccioso del riparo (unità VII). Di seguito si riporta una sintetica descrizione delle unità dedotta dalle pubblicazioni precedenti l'avvio della collaborazione che ha portato a questo lavoro

L'unità superiore (unità I), olocenica, si compone di un sedimento nerastro, scarsamente coeso in parte derivante dal rimaneggiamento moderno, inclusi gli scavi del 1981 (qq. C2a-i, D2a-c, Walker 1990), e in parte dal sedimento prodotto dalla stabulazione animale sub-attuale (Walker et al. 2006). Afferiscono a questa unità le tre buche ovali profonde circa 1 m e il loro riempimento (silos per la conservazione delle mandorle) e la grande buca irregolare che intacca il deposito nella parte centro-occidentale del riparo fino ad una profondità di 2,4 m (*zulo*, rifugio, Guerra Civile, fig. III.4F). Tali strutture negative hanno intaccato e

rimaneggiato il sottostante deposito pleistocenico come indicato dal rinvenimento di reperti paleolitici, anche paleoantropologici, in posizione secondaria. Nel corso degli scavi vengono identificate sette subunità (1a-g) ma non è chiaro quali siano i criteri distintivi; consultando le relazioni di scavo si ipotizza che 1c rappresenti il riempimento dei silos, ma si riscontrano dei problemi di attribuzione, ad esempio l'unità 1f da cui sembra provenire fauna pleistocenica (Walker 1993)¹²² e potrebbe rappresentare la porzione superficiale pleistocenica rimaneggiata per calpestio durante l'Olocene. Walker et al. (2006) associano quest'unità al suolo moderno (post- Guerra Civile Spagnola) e riportano l'assenza di deposito pertinente al Paleolitico Superiore e all'Olocene sebbene in quest'unità superiore vengano rilevati manufatti di questo periodo. Tre grandi blocchi plurimetrici, caduti dalla volta rocciosa forse a seguito di eventi sismici, o per la retrocessione della *drip-line*, demarcavano l'ingresso del riparo (fila 3, fig. III.4F) ed erano localmente rinforzati da muretti a secco; hanno delimitato l'accumulo dell'unità I e si appoggiavano sulla sottostante unità II, conservandone la porzione di deposito pleistocenico più alta in quota (fig. III.5). I grandi blocchi che ostruivano l'ingresso al sito sono stati ridotti ed asportati già dalle prime campagne di scavo.

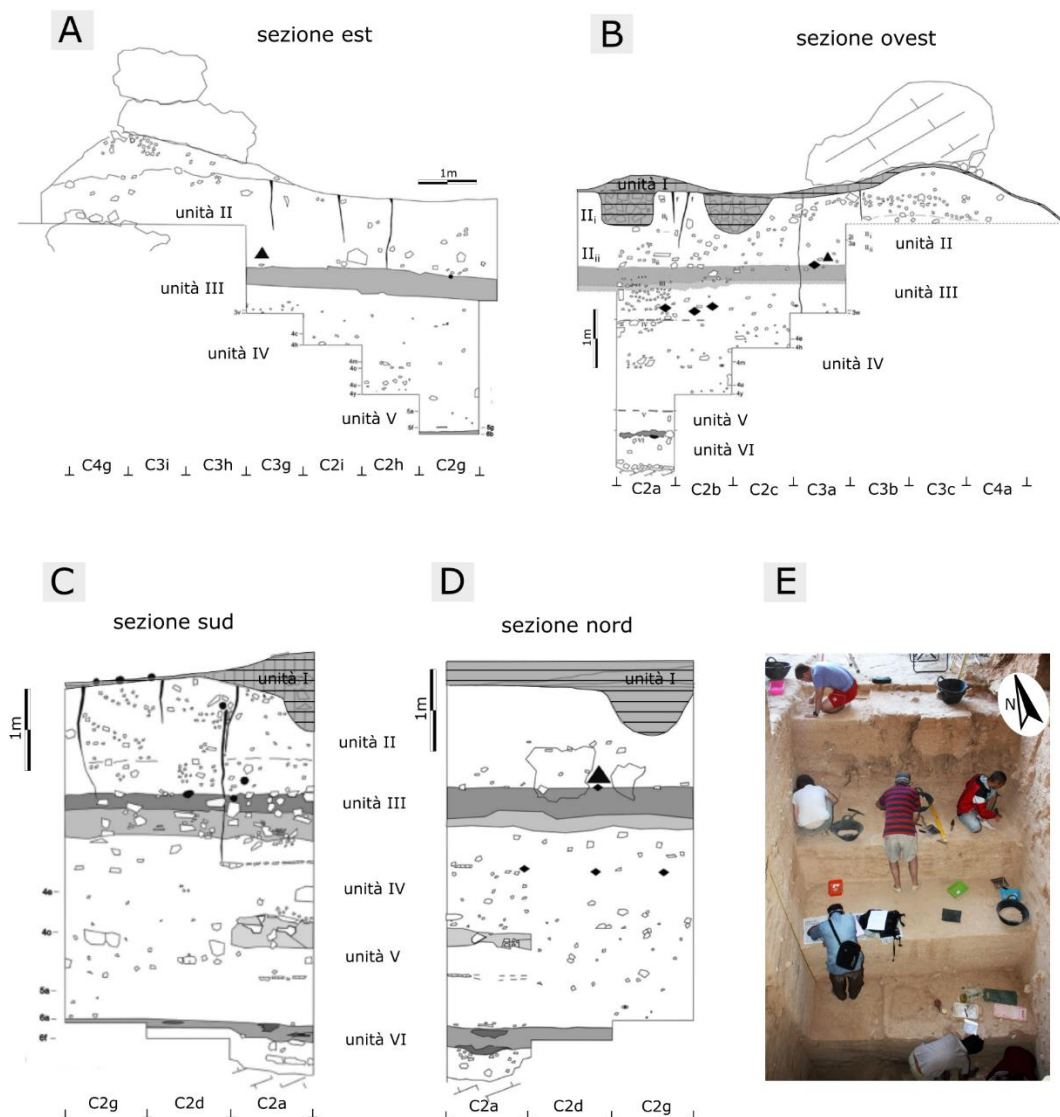
L'unità II è la porzione superiore del deposito pleistocenico, definito come suolo giallastro compatto (Walker et al. 1999) costituito da loess (Walker 1990: 15). Allo stato attuale delle ricerche l'unità II è stata indagata sull'intera area di scavo, su una superficie di 25 m² (fig. III.4F). La sua porzione superiore è in parte intaccata dalle strutture negative dell'unità soprastante, mentre è stata parzialmente protetta dai blocchi caduti dalla volta. Nel deposito sono presenti ciottoli di litologia alloctona con diametro maggiore di 5 cm interpretati come percussori e *manuports* (Walker et al. 2006, 1999), fessure verticali associate all'azione del gelo discontinuo sin- o postdeposizionale (ibid) e lenti irregolari bruno-rossastre associate allo sviluppo incipiente di suoli lateritici (Walker et al. 2006). I 50 cm superficiali sono cementati da carbonato di calcio verosimilmente accumulato a seguito della percolazione d'acqua dalla fessura che corre lungo la parete rocciosa durante periodi piovosi (Walker et al. 1999). Il 15% delle particelle che compongono il sedimento dell'unità II ha granulometria inferiore ai 30 µm ed è stata associata all'apporto loessico (Walker et al. 2006, 1999). L'unità II è suddivisa in due parti su base cromatica (Walker et al. 2006). La porzione superiore giallastra, ricca in lenti lateritiche, è denominata unità Iii, e, secondo gli autori, è indicativa di condizioni secche ed ossidanti, mentre la porzione inferiore, grigiasta, corrisponde all'unità Iiii, e viene associata da Walker et al. (2006) a condizioni di formazioni umide e riducenti. Va comunque sottolineato che oltre al colore le due porzioni si distinguono per la presenza al tetto della porzione inferiore (unità Iiii) di una lente di ghiaia (ibid). Il limite inferiore dell'unità II è marcato da una fessura orizzontale e da un cambiamento nella granulometria.

L'unità III è costituita da un suolo grigiastro il cui tetto è definito dalla presenza di cementazioni di carbonato di calcio di forma laminare (1-3 cm di spessore) di cui è stata ipotizzata un'origine per calpestio antropico

¹²² Tale discrepanza non viene considerata con la revisione del 1996.

(Walker 1990: 15) sebbene vengano definite anche *thin calcrete breccia of small gravel* (Walker et al. 1999: 109), mentre Walker et al. (2006) descrive il livello superficiale come un livello con della ghiaia fluviale cementato e pedogenizzato a cui si associano dei clasti angolosi caduti dalla volta. Le caratteristiche generali sono simili a quelle rinvenute nell'unità II, inclusa la presenza di ciottoli con diametro maggiore di 5 cm, a cui si aggiunge un apporto locale dalla volta rocciosa, rappresentato da blocchi di distacco, e una diminuzione delle particelle nella taglia del loess (<10%) (Walker et al. 1999). È peraltro descritta la presenza di tre superfici di erosione discontinue, associate ad una generica percolazione interna di acqua, e di detriti crioclastici nella parte occidentale del riparo sottoroccia (ibid). Attualmente l'unità III è stata indagata su una superficie complessiva di 12 m².

Figura III.5. Sezioni stratigrafiche e strategia di scavo. (A) rappresentazione della sezione stratigrafica est, (B) ovest, (C) sud, (D) nord: i triangoli neri indicano la posizione dei bifacciali, i rombi neri indicano alcune schegge prodotte da scheggiatura centripeta, i cerchi neri indicano alcuni ciottoli interpretati come *manuports*, sono inoltre indicate le unità di scavo (modificato da Zack et al. 2013); (E) vista dello scavo a gradoni dal retro della cavità verso l'esterno (campagna 2012, foto cortesia di M. Lopez-Martínez).



L'unità IV è stata indagata a partire dal 1995 nell'area più interna dell'area di scavo tramite il sondaggio esplorativo (q. C2a) e lo scavo in estensione limitato a 6 m². Il tetto dell'unità IV è marcato dalla presenza di croste carbonatiche discontinue (Walker 2004), definite anche come frammenti di calcrete dallo spessore di 5-10 cm (Walker et al. 1999), a cui si aggiunge sporadica ghiaia fine (Walker et al. 2006), mentre il resto dell'unità presenta colore e granulometria simili all'unità II; nella parte inferiore (da 4n) sono più frequenti blocchi e pietre di calcare locale (Walker 2003). Il taglio 4j-m all'interno del sondaggio esplorativo sono state asportate durante la pulizia dell'area di scavo del 1998, a seguito dell'allagamento dovuto alle forti piogge dell'autunno precedente.

L'unità V è stata scavata nel sondaggio esplorativo (q. C2a) tra il 2000 e il 2001, ed asportata su altri 2 m² (qq. C2d-g): consiste di un sedimento non cementato, sciolto, che sembra essere composto parzialmente da carboni, il cui tetto è marcato da placchette di calcrete (Walker et al 2006).

L'unità VI è stata scavata nel sondaggio esplorativo (q. C2a) dal 2002 al 2006, ad oggi esposta su altri 2 m² (qq. C2d-g)¹²³. Lo scavo di quest'unità nel quadrato C2d (2011) ha rilevato che la porzione superiore presenta dei caratteri sedimentari nettamente peculiari rispetto al resto del complesso (v. Angelucci et al. 2013b): si compone di un sedimento/suolo molto scuro e sciolto (tagli 6a-6i) a formare una sequenza di strati colorati per uno spessore di 8 cm¹²⁴, la quale copre 45 cm di sedimento sabbioso che giace sulla roccia. Questa sequenza, che qui verrà definita come "strati colorati" (*coloured levels*) sulla base di quanto stabilito in Angelucci et al. (2013b), non è stata rilevata nel 2005 nel sondaggio esplorativo (q. C2a), probabilmente a causa dell'erosione dell'acqua che percolava nel riparo attraverso la fessura precedentemente descritta (Walker et al. 2013) sebbene si trovino degli accenni ad un *sedimento carbonioso* nelle pubblicazioni di scavo.

L'unità VII è stata esposta esclusivamente su 1 m² (q. C2a) nel 2005 ed identifica l'affioramento roccioso che potrebbe rappresentare il fondo della grotta, sito a circa 5 m al di sotto della superficie del riempimento del riparo¹²⁵ (Walker et al. 2006). Walker et al. (2006, 1999) indicano che la roccia affiora esternamente alla cavità, sul versante, 8 m al di sotto della superficie del riempimento del riparo, ma non è chiara la reale correlazione tra il deposito interno e quello esterno al riparo. Fa parte dell'unità VI anche il materiale che riempie le fessure della roccia esposta composto anche di ossa di micromammiferi.

Sebbene siano state condotte analisi petrologiche e mineralogiche su queste unità (Walker et al. 2006), il quadro genetico non è stato chiarito, per cui risultava necessario definire una chiara successione stratigrafica per poi indagare in dettaglio la genesi del riempimento da un punto di vista pedo-sedimentario anziché

¹²³ I direttori di scavo, sollecitati dalla scrivente, non hanno fornito informazioni sul proseguimento delle campagne di scavo successive.

¹²⁴ Spessore desunto dal diario di scavo che durante la campagna di scavo del 2012 indica l'asportazione dei tagli 6a-6i per uno spessore di 8 cm.

¹²⁵ Lo spessore si riferisce alla potenza massima del riempimento, rilevata in maniera cumulativa dall'interno all'esterno del riparo.

prettamente geologico-petrografico. In quest'ottica, nel 2011 nasce la collaborazione fra Università degli Studi di Trento, nella figura del prof. Diego E. Angelucci e della scrivente, e Universidad de Murcia. L'approccio geoarcheologico ha riconosciuto un'ulteriore scansione stratigrafica (Angelucci et al. 2013b), sintetizzata nella colonna stratigrafica presentata con maggiore dettaglio nel capitolo 6.

4.4.1 Gli strati colorati

Durante la campagna di scavo del 2011 sono stati portati alla luce alla base del riempimento (unità archeologica VI, fig. III.5) dei sedimenti che per caratteristiche sedimentologiche si discostano sensibilmente dal resto del deposito per colore, composizione, geometria e spessori (Angelucci et al. 2013b; Walker et al. 2013). Data la natura 'settoriale' dello scavo, l'evidenza sedimentaria è stata esposta in un'area molto limitata, specificatamente 2 m² (qq. C2d e C2g), mentre è stata asportata durante lo scavo del sondaggio esplorativo (q. C2a). Si tratta di alcuni strati grigio-biancastri, il cui aspetto è simile alla cenere, che contengono dei frammenti litici con evidenze di fratturazione in situ di tipo *pot-lid*, tipicamente associata all'impatto termico (cf. Walker et al. in stampa) e frammenti di ossa biancastri. Va rilevato che le analisi FT-IR hanno determinato che tali ossa sono combuste, alcune persino calcinate (Walker et al. in stampa, 2016). Questi strati coprono uno strato scuro e una fascia arrossata e costituiscono una successione stratigrafica dello spessore di circa 10-15 cm dai limiti netti, lineari alla base ed irregolari al tetto. Dato il loro accentuato cromatismo sono stati definiti *coloured levels* e le osservazioni geoarcheologiche raccolte nell'ambito del presente lavoro di ricerca sono state pubblicate preliminarmente in Angelucci et al. (2013b), ma verranno presentate con maggiore dettaglio nel capitolo 7 e 8.

Walker et al. (2013: 138) indicano che la sequenza sedimentaria

[...] shows signs of thermal alteration and contained heat-shattered chert and white calcined bone

senza avvalersi di dati analitici. L'analisi di campo non esclude questa interpretazione (Angelucci et al. 2013b), mentre numerosi resti archeologici connessi alle unità grigio-biancastre (TA-U2 a TA-U5) quali l'industria litica, i resti di macrofauna e di microfauna mostrano segni di termoalterazione (Walker et al. in stampa). Da un punto di vista genetico non è chiara la correlazione tra il record sedimentario e la combustione stessa, come si vedrà più oltre (sez. III cap. 7).

4.5 Il record archeologico/biologico

I resti archeologici e biologici rinvenuti e studiati a Cueva Negra includono frammenti paleoantropologici, di macro- e microfauna, un ricco record palinologico ed industria litica su selce, calcare e quarzite. I dati sinora pubblicati però provengono dall'analisi delle unità II, III e in alcuni casi IV, sebbene il registro archeologico sia distribuito nell'intera sequenza sedimentaria (cf. Walker et al. 2016).

4.5.1 Resti paleoantropologici

Il materiale di natura antropica si compone di 6 denti di ominini, di cui tre provengono dall'unità I, uno dall'unità II, uno dall'unità III, a cui si aggiungono alcuni frammenti di ossa lunghe (Walker et al 1999). Tali resti sono stati inizialmente attribuiti a *H. neanderthalensis* (ibid), mentre attualmente sono riferiti ad *H. heidelbergensis* (Walker et al. 2013).

4.5.2 Fauna e microfauna

La fauna e la microfauna rappresenta la classe di reperti più abbondante a Cueva Negra, ma sino ad oggi sono stati pubblicati i resti provenienti dallo scavo delle unità II-IV (cf. Walker et al. 2013) con alcuni accenni ai materiali provenienti dalle sottostanti unità V e VI (Walker et al. 2016).

I resti di fauna sono riferibili a predatori quali la iena (*Hyaenidae gen. et sp. indet.*), lince (*Felis [Lynx] cf. lynx*).ed orso (*Ursus sp.*), rinvenuti nell'unità II e III, e a grandi mammiferi come *Megaloceros novocarthaginiensis*, *Dama cf. vallonnetensis*, *Capreolus sp.*, *Bison sp.*, *Equus altidens*, Proboscidea indet. e rinocerontidi (cf. *Stephanorhinus*); sono stati inoltre stati rinvenuti frammenti di *Macaca sp.* L'evidenza della macrofauna supporta una datazione al Pleistocene Inferiore (Walker et al. 2016, dove viene presentata una revisione dell'attribuzione faunistica).

La microfauna include delle specie caratteristiche del Pleistocene Inferiore finale Iberico quali *Allophaiomys chalinei*, *Mimomys savini*, *Pliomys episcopalis*, *Microtus (Iberomys) huescarensis*, *Microtus (Stenocranius) gregaloides* (Walker et al. 2016 a cui si rimanda per la lista faunistica completa). La microfauna in genere indica un habitat sia di roccia nuda che forestale e l'insieme non vede variazioni tra l'unità II e l'unità VI (Walker et al. 2016).

Sono inoltre presenti numerosi resti di avifauna: sono riconosciute una sessantina di specie di uccello tra le quali sono presenti uccelli predatori, quali la poiana (*Buteo buteo*, *Buteo cf. rufinus*), l'aquila, il barbagianni (*Tyto cf. alba*) oltre che a corvidi e falchi (cf. Walker et al. 2010b per la lista completa), e abbondanti resti di tartaruga indicativi di ambienti ricchi di acqua (Walker et al. 2013).

L'unità IV (tagli da 4n) vede un aumento della presenza della microfauna e una diminuzione di litica e fauna, come evidenziato nel sondaggio di q. C2a (1997-1998) dove sono stati rinvenuti numerosi elementi litici nella parte alta (fino al taglio 4i), mentre inferiormente (dal taglio 4n) prevale la microfauna con pochi elementi litici e di fauna (Walker et al. 2006).

4.5.3 Archivio palinologico

Il dato palinologico¹²⁶ indica una vegetazione aperta ed erbacea (associazione di Artemisia, Poaceae, Asteraceae e Chenopodiaceae, Lamiaceae e Cyperaceae), con pochi arbusti a ginepro (*Juniperus sp.*) e sparsi pini (*Pinus sp.*) sui rilievi, e una vegetazione maggiormente forestale e mesotermofila presso il fondovalle,

¹²⁶ Il dato palinologico deriva dall'analisi delle unità II a V (tagli 2b-5e).

dove si compone di querce perenni e caducifoglie (*Quercus faginea* e *Q. rotundifolia/ilex* o *Q. coccifera*), pino marittimo (*Pinus pinaster*), oltre che da piante idrofile e mesotermofile quali il nocciolo (*Corylus avellana*), la betulla (*Betula celtiberica*), il frassino (*Fraxinus angustifolia*), l'acero (*Acer granatense*), l'olmo (*Ulmus* sp.), il salice (*Salix* sp.) e la tifa (*Typha* sp.); condizioni temperato-calde sono indicate da taxa termofili quali *Olea europea*, *Pistacia lentiscus* e *Phillyrea* (Walker et al. 2006, Carrión et al. 2003).

4.5.4 Industria litica

Gli elementi litici sono diffusamente presenti nell'intera sequenza sedimentaria: provengono da tutte le unità indagate (I-VI), sebbene sia stata osservata una maggiore densità nell'unità III (tab. III.4), e tipologicamente non emergono sostanziali discontinuità tra le unità studiate (Walker et al. 2016). Si rileva peraltro in posizione secondaria la presenza di manufatti litici associabili al Paleolitico Superiore (unità I e lungo il versante esterno al riparo, Walker 1990). Allo stato attuale sono poche le informazioni relative ai resti archeologici delle unità inferiori (V e VI) inclusa la sequenza colorata e deposito sottostante (Walker et al. 2016).

Tabella III.4. Volume di sedimento asportato per unità e densità dei resti litici rinvenuti. Volume asportato delle varie unità del deposito pleistocenico (suddivise per complessi geoarcheologici cx) e densità degli elementi litici rinvenuti per metro quadro; la densità dell'unità VI è dovuta dalla fratturazione in situ degli oggetti litici (mod. da Walker et al. 2016).

cx	unità	volume asportato (m³)	densità elementi litici per m³		
			totale (calcolo mio)	< 6 cm	> 6 cm
2	II	24	65 (66.5)	(1578) 66.75	(19) 0.79
3-1	III	8.4	475	(2691) 320.36	(36) 4.29
	IV	9.1	75	(678) 74.51	(8) 0.88
3-2	V	1.2	135	(159) 132.5	(0)
	VI	0.55	300	(163) 296.36	(0)

L'insieme litico si compone sostanzialmente di elementi scheggiati dalla forma irregolare e di piccole dimensioni (inferiori a 5-6 cm) fra cui vi è una rilevante quantità di elementi definiti come 'frammenti' o 'elementi non classificabili' (Walker et al. 1999 nota che nelle unità II e III solo il 10% degli elementi sono classificabili, mentre nell'unità I gli elementi classificabili raggiungono il 65%). L'insieme litico, inizialmente associato al tecnocomplesso del Musteriano (Walker et al. 1999), attualmente è definito 'Acheulo-Levalloiso-Musteroide' [sic] sulla base del ritrovamento di un bifacciale (Acheuleano taglio 3h, q. C3d, base unità Iii), scarsi strumenti con ritocco marginale erto e abrupto (Musteroide), presenza della riduzione di un nucleo con scheggiatura ripetitiva centripeta (Levalloisiano) (Walker et al. 2013). Come evidenziano Walker et al. (2006, 2013) e Zack et al. (2013) tale terminologia ha significato descrittivo e tecnologico, ma non cronologico, ragione per cui Walker et al. (2016) classificano il materiale litico secondo il sistema terminologico di Shea alla cui pubblicazione si rimanda per i dettagli sull'insieme litico.

La materia prima utilizzata comprende selce, quarzo, quarzite e calcare a grana fine (dolomitico), marmo (Walker et al. 2013). La provenienza di questi litotipi potrebbe essere locale, ad esclusione del marmo, e in parte possono essere associati ad un affioramento di un conglomerato del Miocene Superiore (Tortoniano)

in cui sono presenti ciottoli di selce, calcare¹²⁷, quarzite e quarzo provenienti dall'erosione di rocce giurassiche e agli affioramenti di ghiaie sui versanti della valle superiore del fiume Quípar. La fonte più distante di provenienza del materiale è situata a circa 30 km dal sito (Zack et al. 2013). Sono stati rilevati dei *manuports* presenti in unità II e III, ma non nelle inferiori, dove sono presenti il bifacciale e il *chopping tool*; in unità III schegge con ritocco irregolare, non ritoccate e frammenti vari (Walker et al. 2013).

La maggior parte della selce degli affioramenti presso Cueva Negra (conglomerati miocenici), si caratterizza per essere presente come frammenti tabulari (piatti e rettangolari) con una tendenza a fratturarsi lungo piani di frattura perpendicolari (e non concoidali), determinando frammenti cubici e laminari: la scarsa qualità della materia prima si riflette sulla difficoltà nella caratterizzazione morfologica degli elementi (Walker et al. 2013).

Da un punto di vista tecnologico, l'insieme litico di Cueva Negra indica un comportamento opportunistico che si manifesta nella produzione di schegge molto piccole o frammenti ottenuti tramite tecniche di riduzione unipolari e bipolari a partire da piccoli nuclei (Walker et al. 2013). La dimensione degli elementi ritoccati (Walker et al. 2013) è di fatto è ridotta, essendo minore di 5-6 cm a volte anche di 3 cm, eccezion fatta per i pochi elementi > 6 cm (63 pezzi). Dall'unità III provengono schegge levalloisiane su selce di buona qualità (rinvenute a partire dal 2004). Dall'unità VI, seppur indagata in minima parte (al 2011 solo 0,55 m³ di sedimento asportato, v. tab. III.4), proviene un numero elevato di piccoli frammenti di selce (dimensione inferiore a 6 cm) la cui frammentazione è stata attribuita alla termoalterazione (Walker et al. in stampa, 2013).

Di fatto (1) la litologia conforme a quella del bacino idrografico del fiume Quípar, tanto che Walker et al. (2006) e Zack et al. (2013) identificano una possibile fonte a più di 30 km di distanza, (2) la dimensione degli oggetti litici più o meno omogenea (<5 cm), (3) la classificazione non agevole per la mancanza di figure inequivocabilmente associabili all'azione della scheggiatura, tant'è che il 'ritocco' marginale di alcuni pezzi è definito da Walker stesso come [*muesca*] *posiblemente causada por daño mecánico accidental* (Walker 1997: 53) e (4) la presenza di ciottoli >5 cm, interpretati come *manuports* di provenienza locale sono caratteristiche che potrebbero essere parzialmente interpretate, alternativamente, come derivanti da dinamiche naturali e non antropiche.

4.5.5 Paleoambiente

Il dato botanico (Carrión et al. 2003) e quello faunistico sono indicativi di un intorno caldo e umido (Walker et al. 2006). In particolare la flora e la fauna possono indicare un ambiente a foresta a galleria presso fiumi e laghi (cf. Walker et al. 2013). Il sito si colloca in zona ecotonale caratterizzata dalla presenza di corpi idrici,

¹²⁷ Calcare criptocristallino composto da pellets e calcare con vene di sparite e fossili.

indicati anche dal record geologico circostante il sito, circondati da foreste temperate, aperte e miste, da praterie aperte e brughiere presso gli affioramenti rocciosi.

4.6 Datazioni: ipotesi di lavoro

L'inquadramento cronologico del sito, al pari dell'interpretazione della formazione del deposito, ha visto il susseguirsi di più ipotesi all'avanzare degli scavi, di cui è stata offerta una revisione in Walker et al. (2013). Inizialmente, sulla scia di quanto proposto da Martínez-Andreu et al. (1989) sulla base dell'industria litica, Walker et al. (1999) attribuiscono il sito al Pleistocene Medio/Superiore iniziale (130-40 mila anni fa) sulla base di correlazioni stratigrafiche con i terrazzi alluvionali/glacis riconosciuti e datati nella regione del Segura. Successivamente Walker et al. (2006) associano il deposito delle unità II, III, IV al Pleistocene Medio iniziale sulla base di osservazioni dell'inquadramento strutturale dei pressii del sito, riconoscendo un movimento differenziale dei versanti, sulla base della datazione mediante luminescenza stimolata otticamente (OSL *multi-grain*, Walker et al 2006) che ha restituito un'età minima > 350 mila anni fa, sulla base dell'analisi della microfauna con il riconoscimento di specie caratteristiche del Pleistocene Medio (MIS11 o 17) a circa 500 mila anni fa.

Infine, lo studio paleomagnetico (Scott and Gibert 2009) e biostratigrafico ha portato Walker et al. (2013) ad una revisione della datazione, inquadrando il sito tra 990 e 780 mila anni fa sulla base della polarità inversa dell'intera sequenza interna al riparo (epoca Matuyama) e del terrazzo esterno (con un ulteriore sondaggio di approfondimento di circa 3 m), e sulla base dell'assenza a Cueva Negra di specie tipiche di siti spagnoli più antichi dell'epoca Jaramillo (1,07-0,99 Ma). Il dato paleopalinoologico e paleontologico, indicativo di condizioni caldo-umide, supporta una datazione al MIS 21 (Walker et al. 2013). Tale arco cronologico comprende una parte del MIS 28 fino alla fine del MIS 19 (secondo la suddivisione di http://www.lorraine-lisiecki.com/LR04_MISboundaries.txt). La datazione alla luminescenza stimolata otticamente (con protocollo *single-grain*) attualmente in corso conferma una datazione > 500 ka (Walker et al. 2016).

Attualmente quindi è accettata una cronologia del sito attribuita al Pleistocene Inferiore, tra 0,99 Ma e 780 ka, ma è oggetto di critiche (Jimenez-Arenas et al. 2011).

Capitolo 5

MATERIALI E METODI

L'approccio geoarcheologico allo studio del deposito di Cueva Negra ha preso avvio nel 2011/2012 quando è stata effettuata la descrizione di terreno basandosi su criteri pedo-sedimentologici e la campionatura per la micromorfologia archeologica (v. sez. I cap. 2).

5.1 Descrizione di terreno

Al fine di stabilire una successione stratigrafica del sito sono state pulite e descritte le sezioni stratigrafiche esposte nella principale area di scavo (qq. C2, fig. III.4F). La sezione W dello scavo, rappresentativa della successione pleistocenica, è stata utilizzata come sequenza di riferimento da cui è stata elaborata la colonna stratigrafica (q. C2b, profilo W) con il supporto delle osservazioni delle altre sezioni esposte. Il deposito olocenico dell'unità I è stato descritto nel quadrato B3 (sezione est).

5.2 Micromorfologia archeologica

Sono stati inoltre raccolti dei campioni per l'analisi micromorfologica dall'intera sequenza pleistocenica (n = 15), di cui due provengono dalla volta rocciosa. A questi si aggiungono alcuni campioni di confronto: due frammenti di rizoliti e tre campioni di suolo affioranti sul versante sinistro dell'Estrecho del Río Quípar (tab. III.5), questi ultimi raccolti in modo da avere uno standard di riferimento della roccia locale. L'analisi micromorfologica ha seguito lo standard descrittivo e la terminologia proposte in Stoops (2003) con integrazioni da Courty et al. (1989) e Brewer (1976) (v. sez. I cap. 2.2.2).

5.3 Gli strati colorati

Lo studio geoarcheologico della sequenza colorata ha riguardato le sezioni esposte nel quadrato C2d, in particolare sezione nord, est e sud (fig. III.4). La sezione ovest non è osservabile in quanto la sequenza sedimentaria del quadrato C2a è stata asportata fino al substrato roccioso, verosimilmente corrispondente al fondo del riempimento della cavità, durante il sondaggio esplorativo iniziale (1990-2005). Una parte delle osservazioni, specificatamente inerenti la porzione superiore, biancastra, della sequenza, deriva dallo scavo da parte della scrivente delle unità nel quadrato C2g.

La descrizione di campo e il campionamento, effettuate durante la campagna di scavo di luglio 2012, sono state accompagnate dallo scavo dei livelli colorati, in particolare unità U4, nel quadrato adiacente C2g da parte della scrivente e di Jon Ortega-Rodrigález (Universidad de Murcia).

Nelle campagne successive (2013 e 2014) lo scavo dei livelli colorati è proseguito da parte dell'equipe guidata dall'associazione MUPQUANT, ma i direttori di scavo non hanno ritenuto opportuno aggiornare la scrivente, neppure dietro sollecitazione.

Tabella III.5. Elenco delle sezioni sottili raccolte a Cueva Negra e nei suoi dintorni e dettagli del loro contesto stratigrafico. TS - sezione sottile, cx - complesso, unità - unità di scavo, TA-u - unità della sequenza colorata

località	TS	dettagli di provenienza				
		cx (subcx)	unità	qq.		
Cueva Negra	CN1201		2c - 2d	B2i		
	CN1107	2		B3g		
	CN1105			C2i		
	CN1106			C3a		
	CN1104			C3a		
	CN1101		3-1	C2i		
	CN1102		4v - 4y	C2g		
	CN1103		5e - 5g	C2a		
	CN1206			TA-U2 TA-U3 TA-U4 TA-U4 TA-U6 TA-U7 TA-U8		
	CN1205	3	3-2 <i>6a - 6d coloured levels</i>	U4 U6 U4 U5 U6 U7 U8	C2d	
	CN1202					
	CN1204					
	CN1203					
	CN1207			substrato roccioso volta	A3	
	CN1208			substrato roccioso volta	D2	
	Casa de la Pareja	CC01		calcrete massivo su conglomerati		
		CC021		calcrete su marna lacustre, orizzonte laminare		
		CC022	calcrete su marna lacustre, orizzonte pisolitico			
	Finca Torre Mata	CC03	frammenti di rizoliti			

5.3.1 Micromorfologia archeologica

I blocchi di sedimento per l'analisi micromorfologica sono stati raccolti per ricostruire l'effettiva genesi degli strati individuati su campo e verificare il loro rapporto con la combustione, ovvero chiarire se gli strati colorati rappresentino realmente il prodotto di termoalterazione come supposto precedentemente (es. Walker et al. 2013). In quest'ottica sono stati asportati più campioni per unità, cercando di coinvolgere tutte e tre le sezioni esposte (con problemi connessi all'alta friabilità dei livelli chiari e alla presenza di fratture irregolari da cui

sono stati estratti campioni per l'OSL, specialmente sulla sezione sud). Si è provveduto a incidere il perimetro del sedimento da asportare con coltello e cazzuola e, una volta asportato, il blocco è stato avvolto in carta di giornale e confezionato con nastro adesivo di carta, orientato e siglato.

Dall'evidenza sedimentaria che ha restituito i resti litici ed ossei bruciati (i cosiddetti *coloured levels*), provengono cinque dei campioni raccolti (tab. III.5)¹²⁸.

5.3.2 SEM/EDXS

L'analisi SEM/EDS ha riguardato la caratterizzazione di oggetti individuati e selezionati al microscopio petrografico all'interno del sedimento delle sezioni sottili, la cui composizione non è stata definibile univocamente tramite microscopia ottica, ovvero tramite la micromorfologia. Lo scopo dell'analisi ultramicroscopica di oggetti inclusi in sezione sottile, oltre che alla caratterizzazione composizionale degli elementi, si riflette a livello metodologico in modo da valutare la corrispondenza tra osservazioni ottiche e caratterizzazione mineralogiche (v. sez. I cap. 2.3).

Lo strumento utilizzato è un microscopio elettronico a scansione *low-vacuum* (LVSEM d'ora in poi indicato come SEM) in dotazione presso il Dipartimento di Ingegneria Industriale dell'Università degli studi di Trento, in modo da analizzare la sezione sottile senza ricorrere al suo ricoprimento con sostanze conduttive (es. carbonio), accoppiato alla spettroscopia raggi X a dispersione di energia (EDXS). I valori ottenuti con l'analisi SEM/EDXS sono espressi in % di peso (%Wt) e % molare (%Mol) e sono relativi ad un'unica misurazione. L'analisi si è rivolta essenzialmente alla caratterizzazione dell'unità scura della sequenza colorata (TA-U7, Mu3¹²⁹) campionata nella sezione sottile CN1203, analizzando le componenti e lamine criptocristalline e alcune pedofigure rilevate, definiti *Area 3*, e alla caratterizzazione di un componente grossolano con caratteri peculiari rispetto al sedimento 'standard' dell'unità (*Area 4*). Le immagini sono state raccolte in modalità BSE (Back Scattered Electron), mentre le analisi EDXS sono state eseguite a vari ingrandimenti di analisi, procedendo quindi da un'analisi del contesto a un'analisi del dettaglio.

Sono stati calcolati i rapporti Mg/Ca indicativi del tipo di calcite presente, ovvero a basso o alto contenuto di magnesio (es. Courty et al. 1994), e i rapporti tra elementi mobili ed altri meno mobili Na/Al, Ca/Ti e Fe/Al (es. Kehl et al. 2014), mentre per valutare il tipo di fosfato presente sono stati calcolati i rapporti Ca/P, indicativo del fosfato di calcio (Corrêa et al. 2013).

Tramite le analisi SEM/EDXS si intende aggiungere dettaglio mineralogico, essendo alcuni fosfati (es. fosfati di alluminio) prodotti diagenetici mentre altri di origine sedimentaria (es. fosfato di calcio). La

¹²⁸ Nel 2012 sono stati prelevati dei campioni di sedimento sciolto dalle unità biancastre (TA-U4 e TA-U5, q. C2g) destinati alle analisi ultramicroscopiche, quali la spettroscopia infrarosso a trasformata di Fourier (FT-IR), ma sono andati perduti nel corso delle operazioni post-scavo presso il magazzino in cui confluivano tutti i reperti archeologici del sito.

¹²⁹ Si ricorda che la sigla Mu indica la microunità riconosciuta al microscopio petrografico (sez. I cap. 2.2).

caratterizzazione delle pedofigure opache può permettere di chiarirne l'origine e la geochimica del sedimento.

5.3.3 Spettroscopia infrarosso con trasformata di Fourier (FT-IR)

Lo studio FT-IR di alcuni frammenti ossei provenienti dalla sequenza colorata ne ha stabilito la combustione (Walker et al. in stampa), ma il contesto stratigrafico di una parte di questi elementi non è chiaro. Al fine di colmare questa lacuna, sono state eseguite delle analisi FT-IR direttamente sui frammenti ossei presenti nel campione petrografico in modo da valutarne i parametri IR e il contesto sedimentario.

Date le ridotte dimensioni degli elementi da analizzare inclusi nel sedimento in sezione sottile, spesso nella taglia della sabbia, inizialmente si è testata l'applicabilità della tecnica della micro-spettroscopia infrarossa con trasformata di Fourier (μ FT-IR). Le analisi sono state eseguite presso il Dipartimento di Ingegneria Industriale dell'Università degli Studi di Trento grazie alla disponibilità del professor Stefano Gialanella e dello staff tecnico (Angela Berloff e Luca Benedetti). Purtroppo l'applicazione μ FTIR non ha avuto buon esito a causa dei limiti della strumentazione disponibile che non permette la rilevazione dell'assorbimento nello spettro a oltre 1000 cm^{-1} , banda che include gran parte dei picchi diagnostici dei materiali archeologici (v. Weiner 2010). È stata quindi adottata la tecnica FT-IR con punta di diamante in modalità ATR (Riflettanza Attenuata Totale), con la quale è stato possibile analizzare lo spettro con lunghezza d'onda compreso tra 4000 e 500 cm^{-1} : la risoluzione spaziale nell'utilizzo di tale tecnica è scarsa (l'area indagata è di circa 1-2 mm), per cui si sono dovuti selezionare oggetti di dimensioni relativamente grandi e visibili ad occhio nudo sulla sezione sottile (v. sez. I cap. 2.4).

Questi requisiti sono soddisfatti da un unico grande frammento osseo presente nell'unità U4 della sezione sottile CN1204. L'analisi FT-IR, essendo applicata ad un materiale incluso in una resina poliesteri utilizzata per consolidare il sedimento della sezione sottile, ha riguardato la stessa resina in modo da avere uno standard di riferimento. Sono stati inoltre analizzati i frammenti ossei provenienti da uno strato di occupazione antropica con attestazioni di combustione di Cueva Antón (focolare 4, sezione sottile CN1201 e CN1101b), i quali mostravano caratteri micromorfologici indicativi di una combustione a vari gradi di intensità (Appendice V tab. AV.1), in modo da avere un confronto archeologico. Le classi di termoalterazione utilizzate sono quelle proposte su base istologica¹³⁰ da Hanson and Cain (2007) che utilizzano come criteri colore, porosità, istologia con integrazioni per quanto riguarda la birifrangenza tratte da Guarino et al. (2006; Appendice V tab. AV.2). Va precisato che il frammento presente nella sezione sottile CA1201 è rappresentato da un frammento di dente mentre gli altri elementi da studiare sono frammenti ossei, ma si ritiene che questa differenza non sia significativa per le finalità di questo studio poiché ossa e dentina sono simili per grandezza dei cristalli, composizione e contenuto organico (cf. Trueman et al. 2004).

¹³⁰ Ovvero sulla base dell'osservazione al microscopio petrografico della struttura interna dell'osso.

L'interpretazione degli spettri ha seguito gli standard interpretativi pubblicati in Berna et al. (2012). I risultati ottenuti dai campioni archeologici sono stati poi confrontati con risultati sperimentali (Corrent 2007/2008) provenienti da ossa di cervo combuste sperimentalmente a temperatura controllata di 400 °C e 700 °C, mantenuta per un'ora, ed analizzati utilizzando però materiale osseo triturato e compresso in pastiglie (KBr). Di questi frammenti ossei non si hanno sezioni sottili. L'analisi FT-IR ha considerato infine il parametro SF (*Splitting factor*) e i rapporti riportati in Appendice V, tab. AV.3, strettamente connessi con le alterazioni termiche e/o diagenetiche.

5.3.4 μ Raman

Al fine di individuare l'eventuale presenza di fuliggine connessa alla combustione nel sedimento di Cueva Negra è stata tentata l'analisi della microspettroscopia Raman (μ Raman) del sedimento in sezione sottile presso il Dipartimento di Fisica dell'Università degli Studi di Trento, grazie alla disponibilità del professor Maurizio Montagna e del tecnico di laboratorio Flavio Rossi, ma la presenza della resina poliestere domina il segnale oscurando il segnale del sedimento stesso, per cui non ha fornito risultati.

Capitolo 6

RISULTATI ED INTERPRETAZIONE: I COMPLESSI 2 E 3

Di seguito verranno sintetizzati i principali risultati ottenuti dall'analisi micromorfologica del deposito di Cueva Negra corrispondente alle unità di scavo II a V, la cui analisi geoarcheologica è presentata con maggiore dettaglio in Angelucci et al. (2013b).

6.1 Organizzazione del deposito: il dato di campo

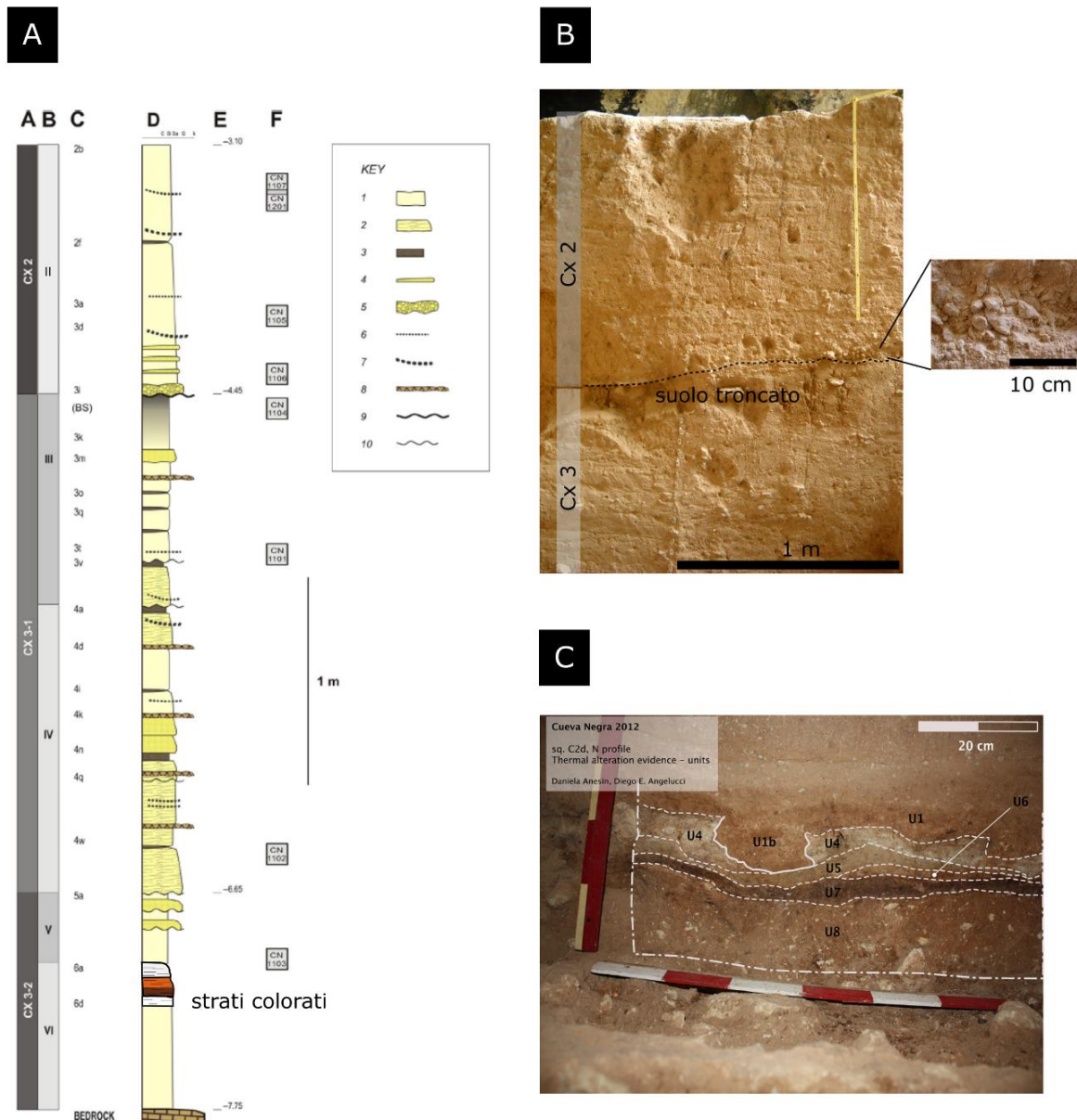
Gli studi precedenti che hanno riguardato il sedimento di Cueva Negra si sono focalizzati sulla petrologia e mineralogia delle componenti delle unità di scavo, senza considerarne però l'aspetto macroscopico dell'organizzazione nello spazio e l'alterazione nel tempo (Walker et al. 2013, 2006, 1999). La revisione geoarcheologica in cui si inserisce il presente lavoro, pubblicata in Angelucci et al. (2013b), ha portato alla definizione dell'organizzazione stratigrafica sulla base di parametri pedo-sedimentologici con la definizione di tre complessi geoarcheologici (nel testo indicati semplicemente come complessi; per la definizione di complesso geoarcheologico si veda Angelucci 2002) numerati dall'alto ed individuati dalla presenza di altrettante interfacce sedimentarie. I tre complessi geoarcheologici trovano una certa corrispondenza con la suddivisione stratigrafica precedentemente adottata¹³¹ (tab. III.3), ma la loro descrizione pedo-sedimentologica fornisce elementi fondamentali per chiarire le dinamiche formative del deposito, quali le caratteristiche della stratificazione, granulometria e la presenza di evidenze di suolo, come illustra la colonna stratigrafica esposta in figura III.6A.

Il complesso geoarcheologico 1, corrispondente all'unità di scavo I e riferibile all'Olocene finale, si compone di sedimenti di versante a cui si è aggiunto un considerevole apporto biogenico nella forma di sostanza organica parzialmente umificata. Questi sedimenti sono stati interessati dalla formazione di un profilo di suolo poco sviluppato, indicativo di una fase di stabilizzazione, ma non sono stati indagati in dettaglio. Il complesso geoarcheologico 2, corrispondente all'unità di scavo II, (tagli 2a-3i ovvero unità di scavo II) è composto da sabbia limosa laminata con stratificazione incrociata che poggia su una superficie erosiva maggiore, su cui giacciono delle lenti di ghiaia, che intacca un paleosuolo (fig. III.6A-B). Il complesso geoarcheologico 3, include le unità di scavo III, IV, V, VI (a partire da taglio 3k) e poggia sull'affioramento roccioso (unità VII); è composto da un'alternanza di strati sabbio-limosi e limosi. La parte alta del complesso 3 geoarcheologico, definita complesso 3-1 (tagli 3k-4z, unità di scavo III e IV), vede una predominanza degli strati grossolani (sabbio-limosi), mentre la parte bassa, definita complesso 3-2 (tagli 5a-6i, unità di scavo V e

¹³¹ In questa sede si rettificano i limiti tra il complesso 2 e 3 (indicati in Angelucci et al. 2013b: figura 1, tabella 1) come esposto precedentemente. Tali errori sono stati generati dalla molteplice denominazione delle unità e dei tagli artificiali e dall'assenza di una quota zero ben definita e uniforme per l'intero scavo.

VI), è caratterizzata dalla presenza di strati fini che mostrano un aumento di spessore e frequenza verso il basso (fig. III.6A). La parte inferiore del complesso 3-2 include la sequenza sedimentaria costituita dagli strati colorati (fig. III.6A, C); questi ultimi verranno trattati estensivamente nei capitoli 7 e 8. Per una descrizione di dettaglio della successione sedimentaria dei complessi 2 e 3 si veda Angelucci et al. (2013b).

Figura III.6. Successione sedimentaria di Cueva Negra. (A) colonna stratigrafica sintetica: 1 - sabbia limosa, 2 – sabbia limosa con laminazione piano-parallela o incrociata, 3 - limo o limo argilloso, massivo o con laminazione piano-parallela, 4 – sabbia, 5 – ghiaia, 6 – *stone lines* formate da ghiaia, 7 – lenti sottili di ghiaia molto fine a fine, 8 – accumuli laminari di carbonato di calcio, 9 – superficie di erosione maggiore, 10 – superfici erosive minori, si noti la posizione degli strati colorati (mod. da Angelucci et al. 2013b a cui si rimanda per ulteriori dettagli); (B) parte della successione sedimentaria esposta sul profilo ovest dello scavo principale (qq. C2b-c) rappresentante il complesso 2 (cx 2), la superficie di erosione con una lente di ghiaia (particolare) che tronca il suolo debolmente sviluppato al tetto del complesso 3 (cx 3; mod. da Angelucci et al. 2013b); (C) sequenza costituita dagli strati colorati, indicati dalla sigla Un°, esposta sul profilo nord del q. C2a.



6.2 Composizione del deposito ed apporti: il dato micromorfologico

Una sintesi del dato micromorfologico è esposta in Appendice VI, mentre la scansione delle sezioni sottili è raccolta in Appendice VII.

Osservato in sezione sottile, il sedimento di Cueva Negra risulta composto in maniera predominante da frammenti di biocalcarenite (inclusi i prodotti della sua disgregazione quali fossili, granuli di quarzo, feldspato, clorite, frammenti di roccia metamorfica, selce), di tufo calcareo¹³² e di calcare micritico/marna, e secondariamente da granuli di quarzo policristallino, frammenti di rocce metamorfiche, granato, selce. Sono presenti, in proporzioni molto minori, frammenti rimaneggiati di suolo o di sedimento (definiti rispettivamente *pedorelitti* e *litorelitti*, Brewer 1976) e frammenti di natura biologica/antropica quali ossa, frammenti coprolitici di carnivoro e probabili resti di scheggiatura su selce microcristallina (fig. III.7). Questi componenti sono raggruppabili in più classi di materiali (tab. III.6): la classe CLC (*carbonatica*) include i componenti a chimismo carbonatico, la classe SIL (*silicoclastico*) include i componenti silicoclastici, la classe OTH (*others*) include i pedorelitti e i litorelitti, mentre la classe ABC (*anthropogenic-biogenic*) si compone appunto dei frammenti di antropogenici e biogenici.

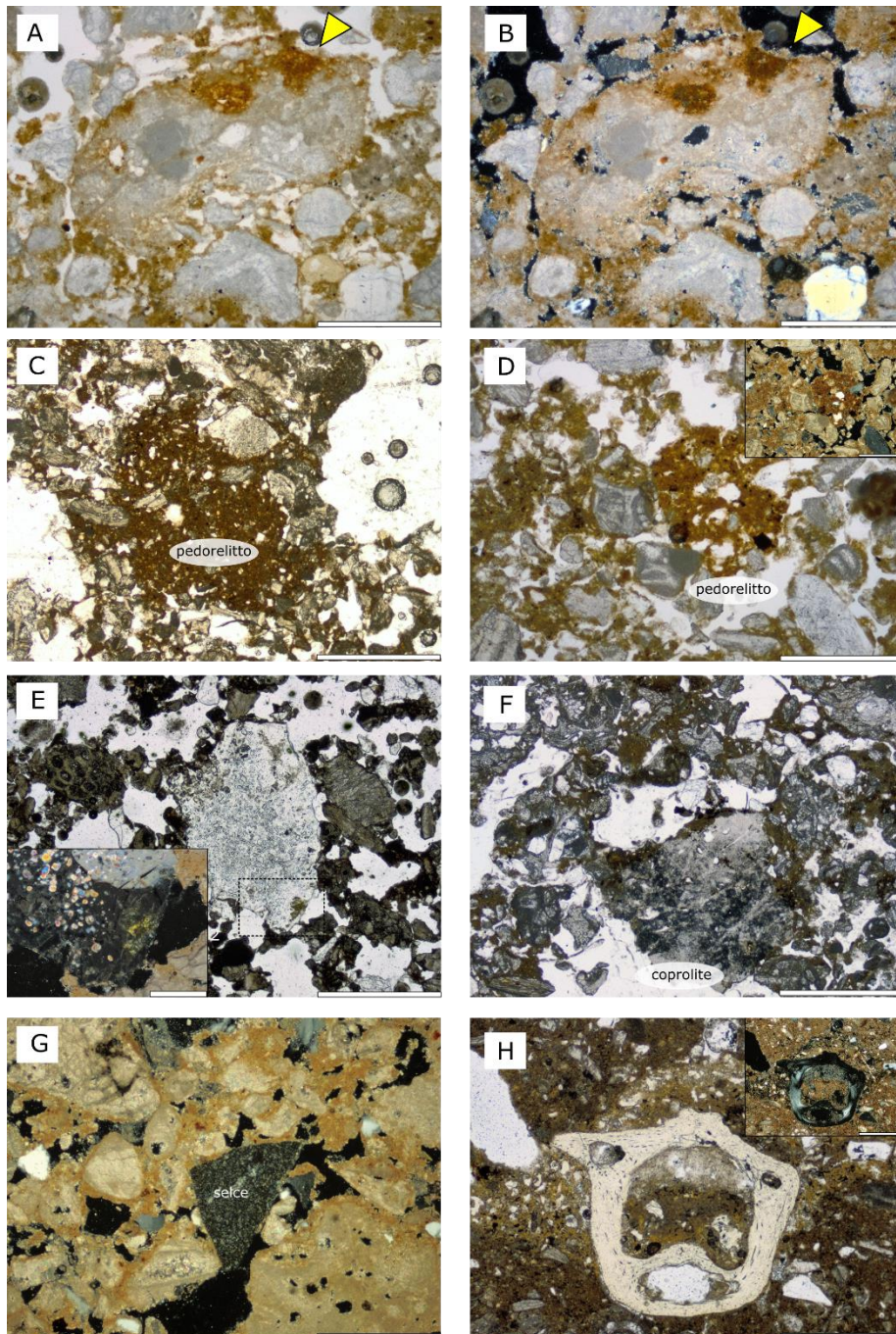
Le classi di materiali possono identificare tre tipologie di apporto: l'apporto di tipo alluvionale, costituito dalle sabbie a composizione mista organizzate in laminazioni, l'apporto autoctono, composto dai frammenti e dai granuli che derivano dall'alterazione della roccia del riparo e l'apporto bio-antropogenico, rappresentato dai residui derivanti dall'attività vegetale ed animale/antropica presso il sito. Tali componenti, ed apporti, sono presenti nell'intero deposito sebbene con frequenze lievemente differenti. La descrizione delle sezioni sottili ha individuato, inoltre, tre raggruppamenti granulometrici: la frazione molto grossolana, compresa tra la sabbia grossolana e la ghiaia, la frazione grossolana, compresa nella taglia della sabbia molto fine a media, e la frazione fine che comprende i limi. I complessi stratigrafici 2 e 3-1 vedono una cospicua presenza della frazione molto grossolana, non rilevata in 3-2 dove predominano la frazione grossolana e localmente quella fine (Appendice VI tab. AVI.2).

¹³² Il termine tufo calcareo viene qui utilizzato per indicare i depositi carbonatici continentali accumulatisi a temperatura ambiente, come suggerito da Capezzuoli et al. (2013).

Tabella III.6. Elenco e descrizione sintetica dei componenti grossolani osservati nel deposito di Cueva Negra suddivisi per classi su base litologica (#) e cenno sulla provenienza: CLC componenti carbonatici, SIL elementi silicoclastici, ABC, componenti antropogenici/biogenici, OTH pedorelitti e litorelitti.

#	descrizione
CLC	biocalcarenite, talvolta con rivestimento discontinuo/continuo di argilla bruna. Costituisce la gran parte della frazione granulometrica molto grossolana, anche con dimensioni maggiori di 1,5 mm. In alcuni casi, è alterata con tracce di dissoluzione e impregnazione di ossidi di Fe. Rappresenta l'apporto del substrato locale sia della grotta stessa sia affiorante nei dintorni
	sono presenti anche frammenti di speleotemi, rari, rilevati in nel complesso 2. Origine autoctona
	calcare fossilifero con fossili differenti da quanto rilevato nella biocalcarenite, scarso, eterometrico
SIL	calcare micritico/marne, spesso con un rivestimento continuo di argilla bruna e una porosità interna da dissoluzione, contiene rare particelle detritiche
	tufo calcareo caratterizzato da elevata porosità, talvolta con rivestimenti di argilla bruna impura, vuoti da impronta e incrostazioni di organismi vegetali. È diffuso nell'intera sequenza, localmente in dimensioni ghiaiose a comporre le laminazioni (complesso 2)
	quarzo, comunemente osservato all'interno della sequenza sedimentaria, sia come granulo singolo (dimensioni del limo e della sabbia fine, occasionalmente media) che come policristallino (taglia della sabbia fine, subarrotondato). Localmente presenta un'estinzione ondulata (in XPL) al pari dei granuli osservati nella roccia del riparo. In parte deriva dall'alterazione della biocalcarenite locale, e in parte rappresenta l'apporto alloctono. Sono presenti dei granuli da arrotondati ad irregolari, piuttosto grandi (taglia della sabbia grossolana e ghiaia) con delle inclusioni di sali provenienti probabilmente da formazioni Terziarie (Christian Perrenoud com. pers. 2015) precedentemente associati a frammenti di gesso (Angelucci et al. 2013b)
ABC	feldspati, comuni
	muscovite molto scarsa, nella taglia del limo; cristalli di granato: molto scarsi, nella taglia delle sabbie; roccia ignea/metamorfica molto scarsa, subangolare, presenta dei tratti simili ai frammenti osservati all'interno della roccia locale, per cui potrebbe rappresentare un prodotto di disgregazione
	selce scarsa, ma diffusa nell'intera sequenza, in frammenti di morfologia varia, da arrotondati a subarrotondati, localmente angolosi. Presentano localmente delle impregnazioni di carbonato di calcio
OTH	coproliti di carnivori: granuli di fosfato denso, criptocristallino con rare inclusioni minerali e porosità a vescicole, altamente autofluorescente. Frammenti nella taglia da sabbia fine a ghiaia, da subarrotondato a angolare
	ossa dimensioni da 60 µm a millimetriche, talvolta con fratturazioni in situ, colorazione da giallo pallido a bruno pallido (alti colori di interferenza)
	materiale vegetale: polimorfico marrone scuro con struttura vegetale riconoscibile come frammenti tabulari fini (nella taglia del limo e della sabbia molto fine). Talvolta è rappresentato da radici ossidate (colore bruno-arancio) ben conservate.
OTH	residui di scheggiatura: selce microcristallina dimensioni variabili dalla sabbia fine alla sabbia molto grossolana, con morfologia da subangolare ad angolare
	pedorelitti argillosi: granuli ben arrotondati a subarrotondati nella taglia della sabbia fine e molto fine, occasionalmente nella sabbia media o grossolana costituiti da argilla bruno-rossastra. La micromassa è costituita da argilla puntinata o maculata con b-fabric maculata a puntini e granostriata con un minimo apporto di microspartite. I componenti grossolani, circa il 10% del totale, sono costituiti da granuli nella taglia del limo di quarzo, feldspato e mica, raramente selce. Lo stesso materiale costituisce il rivestimento di alcuni granuli di biocalcarenite (CLC) presenti nell'intera sequenza. Potrebbero rappresentare la copertura pedogenetica dei versanti della valle del Quípar nei pressi del sito o il materiale pliocenico della formazione conglomeratica affiorante
	estensivamente a monte dell'Estrecho de La Encarnación. Localmente sono presenti dei pedorelitti argillosi rossi dove l'impregnazione di ossidi di Fe maschera le caratteristiche ottiche dell'argilla della micromassa.
	litorelitti: costituiti da frammenti subarrotondati-subangolari, eterometrici (dalla sabbia molto fine a maggiori di 1 mm). Si compongono di argilla limosa, con una micromassa maculata, bruno-giallastra, che include elementi limosi silicoclastici

Figura III.7. Micrografie delle componenti sedimentarie del deposito di Cueva Negra. (A) frammento di biocalcarenite con evidenze di dissoluzione con rivestimento discontinuo di argilla impura bruno-rossastra, indicato dal triangolo giallo (complesso 3-1, CN1101 Mu2, PPL, barra 0,5 mm); (B) come (A) ma XPL; (C) pedorelitto costituito da argilla limosa con caratteri analoghi a quelli della micromassa (complesso 2, CN1201 Mu1, PPL, barra 1 mm); (D) pedorelitto argillo-limoso bruno-rossastro (complesso 3-1, CN1101, PPL, barra 0,5 mm - nel riquadro in XPL); (E) granulo di quarzo con inclusioni fini, attribuito a quarzo triassico (Christian Perrenoud com. pers. 2015; complesso 2, CN1106 Mu1, PPL, barra 1 mm), il riquadro indica il particolare dei sali inclusi nel quarzo, si noti l'aspetto policristallino del quarzo (XPL, barra 200 µm); (F) frammento di coprolite imballato nel sedimento sabbioso, si notino le impregnazioni nerastre di ossidi di Fe-Mn (complesso 2, CN1105, PPL, barra 1 mm); (G) frammento di selce microcristallina con dimensioni paragonabili al sedimento circostante (complesso 2, CN1201 Mu2, XPL, barra 0,5 mm); (H) frammento osseo, probabilmente una vertebra (complesso 3-1, CN1102, PPL, barra 0,5 mm – nel riquadro in XPL).



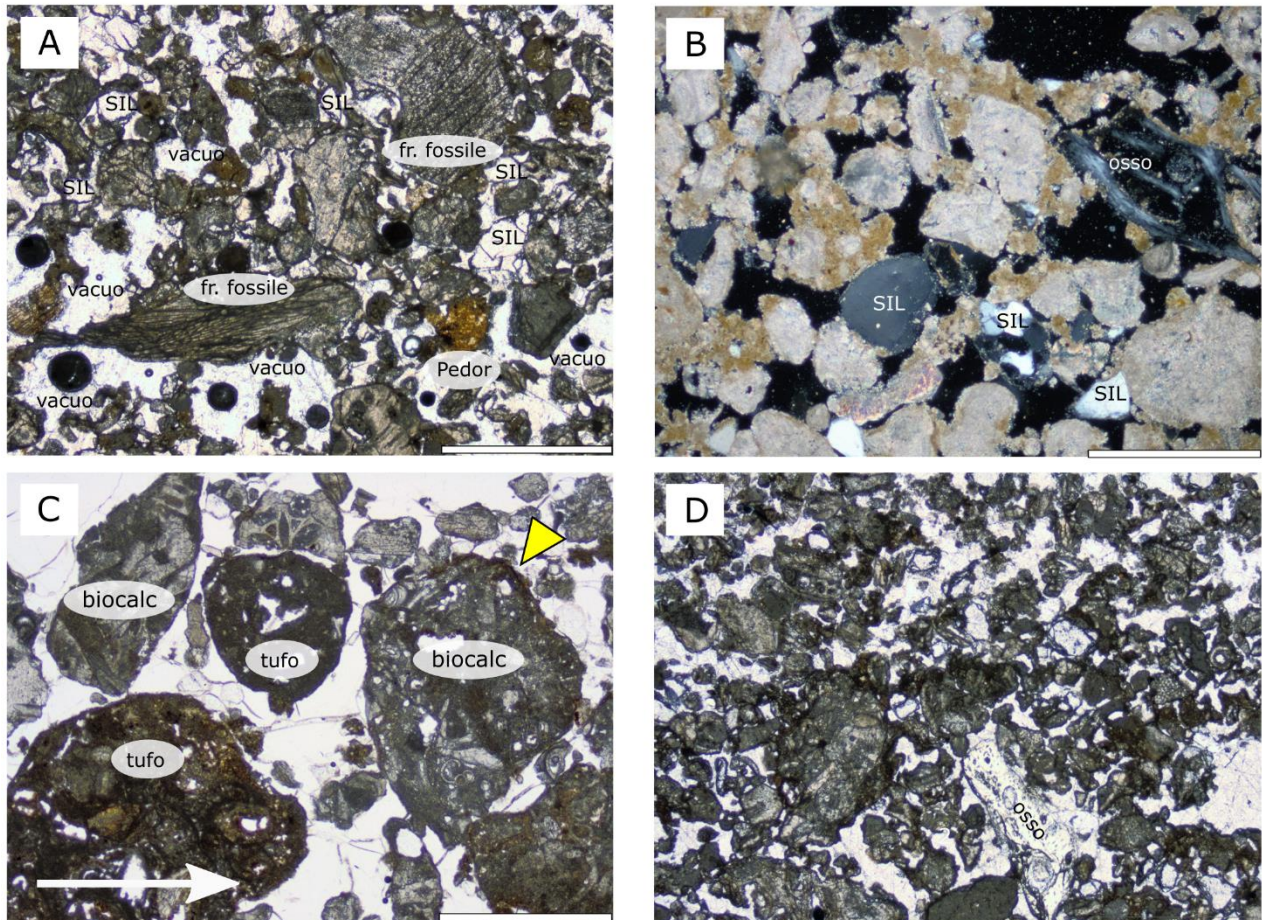
6.2.1 Apporto alluvionale

Micromorfologicamente il record sedimentario di Cueva Negra del complesso 2 e, in misura poco minore, 3-1 possiede una granulometria sabbiosa grossolana e uno scarso assortimento (fig. III.8A-D). Tali parametri possono indicare un parziale rimaneggiamento idrico sia dell'apporto autoctono che bio-antropogenico. L'azione idrica è documentata dalla presenza di lamine grossolane, a supporto clastico, e fini, a supporto di matrice, talora a gradazione diretta ad indicare una progressiva perdita di velocità della corrente, anche se generalmente scarsamente riconoscibili. Le lamine sabbiose riscontrate nel complesso 2 mostrano l'embriciatura delle componenti più grossolane quali frammenti biogenici (ossa e frammenti di coproliti) e grandi frammenti carbonatici (biocalcarene, frammenti di tufo calcareo, marna e calcrete) che sono stati quindi trasportati per rotolamento sul fondo della corrente (fig. III.8C). Sono più rare e discontinue le lamine fini, limo-argillose, accumulate per decantazione.

L'aspetto laminato del sedimento del complesso 2, indicativo di flusso laminare, è scarsamente riconoscibile a causa dell'intensa bioturbazione, testimoniata dalla microstruttura spugnosa, dai vacui, che rappresentano dei biopori collassati (fig. III.8A, D), e dai frammenti radicali. La maggior parte del sedimento è costituita da sabbie limose con selezione moderata e aspetto massivo, dove sono piuttosto diffusi i pedorelitti argillosi di varia dimensione (fig. III.7C-D). I componenti grossolani si accompagnano ad una micromassa costituita da argilla calcitica di colore da bruno a giallo-grigiastro, il cui colore è variabile in base alla quantità di micrite di origine secondaria (fig. III.8A-B). Quest'ultima maschera a zone la birifrangenza dell'argilla e localmente riempie i pori a cementare aree di sedimento. La micromassa è poco rappresentata, come indica la distribuzione relativa g/f chitonica, enaulica fine/uguale e monica grossolana (fig. III.8B-C). L'aspetto massiccio deriva in parte da una riorganizzazione postdeposizionale, indicata dalla presenza di evidenze biogeniche e in parte dal processo di sedimentazione stesso.

Il complesso 3-1, come rilevato su campo, vede l'incremento della frazione fine rispetto al soprastante complesso 2, come testimonia la distribuzione relativa g/f porfirica aperta o monica fine; la micromassa argillosa è meno ricca di carbonato di calcio e di colore bruno giallastro (fig. III.9A). Inoltre tale porzione del deposito si differenzia dal soprastante per la diffusa presenza di evidenze di bioturbazione, indicata dalla microstruttura a canali e dai riempimenti indotti dalla circolazione della meso-microfauna, probabilmente qui meglio conservati grazie alla maggiore coesione del sedimento (fig. III.9A). Il suolo troncato è caratterizzato da una microstruttura grumosa, talora vermicolare, dai biopori e dai loro riempimenti (sciolti o densi), che individuano nella bioturbazione il processo pedogenetico più rilevante di quello che rappresenta un orizzonte superficiale (fig. III.9B). Sono inoltre presenti dei noduli dendritici di ossidi di Fe-Mn, ad indicare un'idromorfia di breve durata.

III.8. Organizzazione microscopica del sedimento del complesso 2. (A) sedimento sabbio-limoso con elementi carbonatici eterometrici, costituiti in parte da frammenti di fossili (fr. fossili), con elementi siliicoclastici (SIL) e pedorelitti (pedor); si noti la porosità a vacui (CN1106, PPL, barra 1 mm); (B) distribuzione relativa g/f enaulica a monica grossolana, la frazione fine è costituita da argilla calcitica, si noti che i granuli di quarzo sono costituiti da quarzo mono e policristallino e possono essere ben arrotondati e angolosi (CN1106, XPL, barra 0,5 mm); (C) laminazione grossolana costituita da frammenti di tufo calcareo (tufo) e di biocalcarene (biocalc), il triangolo giallo indica il rivestimento di argillo-limoso sul frammento di biocalcarene con tracce di dissoluzione, mentre la freccia indica la direzione della corrente (da W a E; CN1201, Mu2, PPL, barra 1 mm); (D) microstruttura spugnosa indotta dall'attività biologica, si noti il frammento osseo verticalizzato (CN1107, PPL, barra 1 mm).

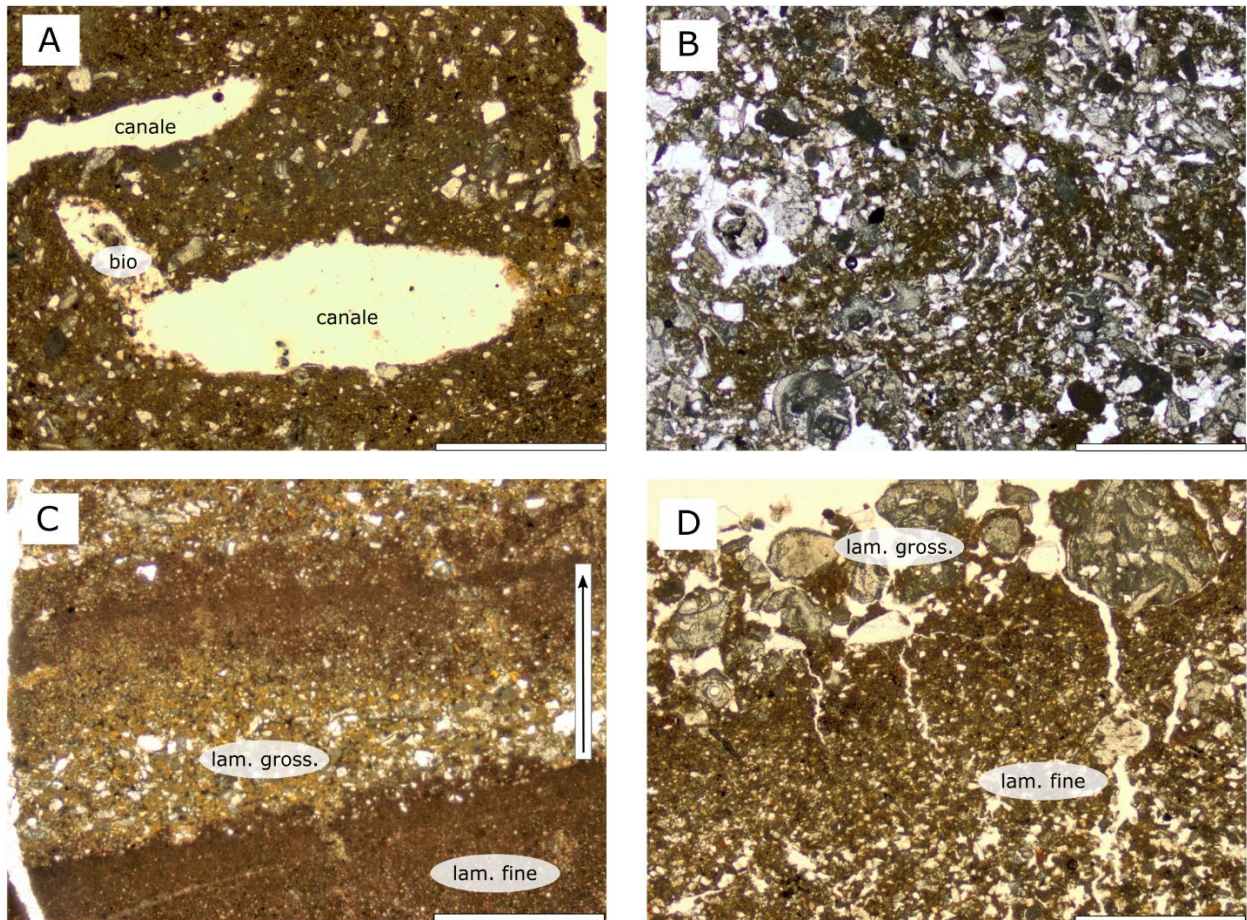


Il sedimento che compone il complesso 3-2, la porzione inferiore del deposito, è invece costituito prevalentemente da un sedimento fine, limo-sabbioso. Le componenti grossolane, comprese tra il limo medio e la sabbia molto fine, raramente media, sono incluse in una micromassa bruno giallastra di argilla debolmente calcitica (distribuzione relativa g/f da porfirica a monica fine; fig. III.9C).

Nel complesso 3 localmente si osserva una laminazione a gradazione diretta. Le lamine grossolane, con limite inferiore talvolta erosivo, si compongono di scarse particelle nella taglia del limo e della sabbia molto fine, la cui litologia rispecchia quella del deposito soprastante (complesso 2), imballate in una micromassa argillosa bruno rossastra ricca di *clay pellets*, con caratteristiche simili a quelle dei pedorelitti del complesso 2, mentre

le lamine fini, argillo-limose fig. III.9C), talvolta si chiudono al tetto con una micro-crosta sedimentaria (spessore 30 μm) costituita da argilla impura orientata. Si nota che le lamine grossolane al tetto del complesso 3 (complesso 3-1) si compongono anche di sabbia media e grossolana (fig. III.9D), al pari di quanto osservato nel complesso 2. Tale organizzazione laminata è tipica dei depositi da corrente accumulati a seguito di variazioni dell'energia del mezzo. Successivamente alla deposizione il sedimento è rimasto esposto in superficie come indicano le evidenze di disseccamento (microstruttura poliedrica subangolare) e di bioturbazione connessa alla micro e alla mesofauna, piuttosto diffuse negli strati massicci a determinarne una microstruttura vermicolare (es. Mu2 CN1103, CN1104, fig. III.9B), a canali (complesso 3-1, fig. III.9A) e alla colonizzazione vegetale (frammenti di radici, biopori circolari).

Figura III.9. Organizzazione microscopica del sedimento del complesso 3. (A) sedimento limo-sabbioso del complesso 3-1, si noti la porosità a canali con parziale riempimento biogenico sciolto discontinuo (bio) e il supporto di matrice espresso dalla distribuzione g/f porfirica (CN1102, PPL, barra 1 mm); (B) microstruttura vermicolare del suolo troncato, si noti il riempimento denso continuo con fabric bow-like (CN1104, PPL, barra 1 mm); (C) laminazione a gradazione diretta tipica del complesso 3-2 costituita da sedimento molto fine, si noti il limite erosivo tra la lamina grossolana, al tetto, e la lamina fine, alla base, la freccia indica la gradazione diretta dello strato (CN1103, PPL, barra 1 mm); (D) laminazione a gradazione diretta, si noti al tetto la lamina grossolana costituita da sabbia media e grossolana (lam. gross) che copre la lamina fine a gradazione diretta (lam. fine; CN1102, PPL, barra 1 mm).



I componenti carbonatici (CLC) osservati nella sequenza includono principalmente frammenti di biocalcarene (nonché di fossili e della sparite che la compongono), di calcare micritico/marna, tufo calcareo, granuli di polisparite e rappresentano la maggior parte dell'apporto alluvionale (fig. III.8A, C). Alcuni frammenti di questa classe (nella taglia che va dalla sabbia fine alla sabbia molto grossolana) mostrano un rivestimento più o meno continuo di argilla impura bruno rossastra dallo spessore massimo 30 μm (fig. III.7A, III.8C); lo stesso materiale riveste alcuni granuli silicoclastici (SIL), nella taglia del limo, ma non è osservato sulle altre classi composizionali (classe ABC e OTH, v. tab. III.6i). Tale distribuzione preferenziale, osservata nell'intera sequenza, suggerisce la sua origine primaria e non pedogenetica/postdeposizionale, per cui le particelle rivestite da argilla bruno rossastra potrebbero rappresentare materiale di suolo sviluppatosi sul substrato della biocalcarene del Tortoniano che oggi affiora sui rilievi alle spalle e di fronte al sito (figg. III.1, III.2, III.3). Componenti simili sono state rilevate nel campione di calcrete attuale sviluppatosi su conglomerato raccolto sul versante sinistro dell'Estrecho, nei pressi di Casa de la Pareja (campione CC01, fig. III.3). I pedorelitti argillosi bruno-rossastri (classe OTH, figg. III.7C, III.8A) potrebbero derivare da suoli argillosi rubefatti o dallo smantellamento delle formazioni post-orogenetiche plioceniche costituite da conglomerato e da una frazione fine argillosa rossastra (IGME 1972c, fig. III.2). L'arrotondamento e le dimensioni variabili di questi pedorelitti potrebbero indicare la stessa fonte e rimaneggiamenti in tempi diversi, oppure fonti differenti più e meno lontane dal sito stesso. Di fatto, la formazione del Pliocene che affiora nei dintorni del sito è costituita da conglomerati (ricchi in elementi triassici in una matrice argillo-sabbiosa e cemento carbonatico), limi, arenarie e argille rosse a cui sono intercalati dei calcari lacustri e tufi calcarei (*tobas*; IGME 1972c), questi ultimi riscontrati al sito sia nella frazione sabbiosa medio-fine che in quella grossolana in vari gradi di alterazione (es. dissoluzione ed impregnazione di ossidi di Fe, complesso 2: CN1201, talora con riempimenti della porosità interna di argilla limosa simile a quella che costituisce i pedorelitti), riscontrata anche su frammenti di biocalcarene (complessi 2 e 3, figg. III.7A, III.8C). Alla luce di queste osservazioni sulla provenienza si ritiene che anche parte della frazione molto grossolana, con dimensioni maggiori della sabbia media, rispecchi l'apporto alloctono di natura alluvionale, mentre il parametro granulometrico suggerisce un accumulo con energie moderate.

I componenti silicoclastici (SIL) includono quarzo, talora con inclusioni di sali di probabile origine Triassica (fig. III.7D), granuli di poliquarzo, selce microcristallina, granati, argillite, lamelle di muscovite; la loro dimensione fine (da limo a sabbia molto fine, occasionalmente sabbia media, es. quarzo triassico, v. tab. III.6) dipende dal fatto che derivano da rocce sedimentarie. Sono stati infatti osservati comporre tra il 5 e il 10% dei granuli della biocalcarene del substrato locale (CN1208 e CN1207, fig. III.10) nella taglia del limo fine alla sabbia fine (occasionalmente grossolana) da angolosi a subarrotondati, da cui potrebbero derivare; si ricorda che anche i dintorni del sito sono costituiti da questa formazione geologica e che hanno verosimilmente costituito una fonte sedimentaria (fig. III.3). L'arrotondamento dei granuli silicoclastici (SIL, es. fig. III.8B) sembra quindi riflettere una proprietà originaria delle particelle piuttosto che il grado di rielaborazione

sedimentaria. I litorelitti limo-argillosi hanno dimensioni maggiori rispetto al sedimento incassante e talvolta mostrano microlaminazione; sono molto scarsi e potrebbero essere riferiti al rimaneggiamento idrico di un sedimento alluvionale fine. I materiali di natura biogenica ed antropogenica (ABC) sono stati rilevati nell'intera sequenza analizzata. Ad esclusione del complesso 3-2, questi componenti spesso presentano margini subangolari e dimensioni paragonabili alle altre classi di materiali e nel complesso 2 si organizzano a formare delle lamine planari, ragion per cui se ne propone un rimaneggiamento idrico, seppure minimo: la posizione primaria di queste componenti è da riferirsi alla cavità stessa o alle sue strette vicinanze. I frammenti di sostanza organica amorfa, o con struttura cellulare vagamente riconoscibile, sono molto fini e potrebbero essere accumulati dall'azione alluvionale stessa (fig. III.11B).

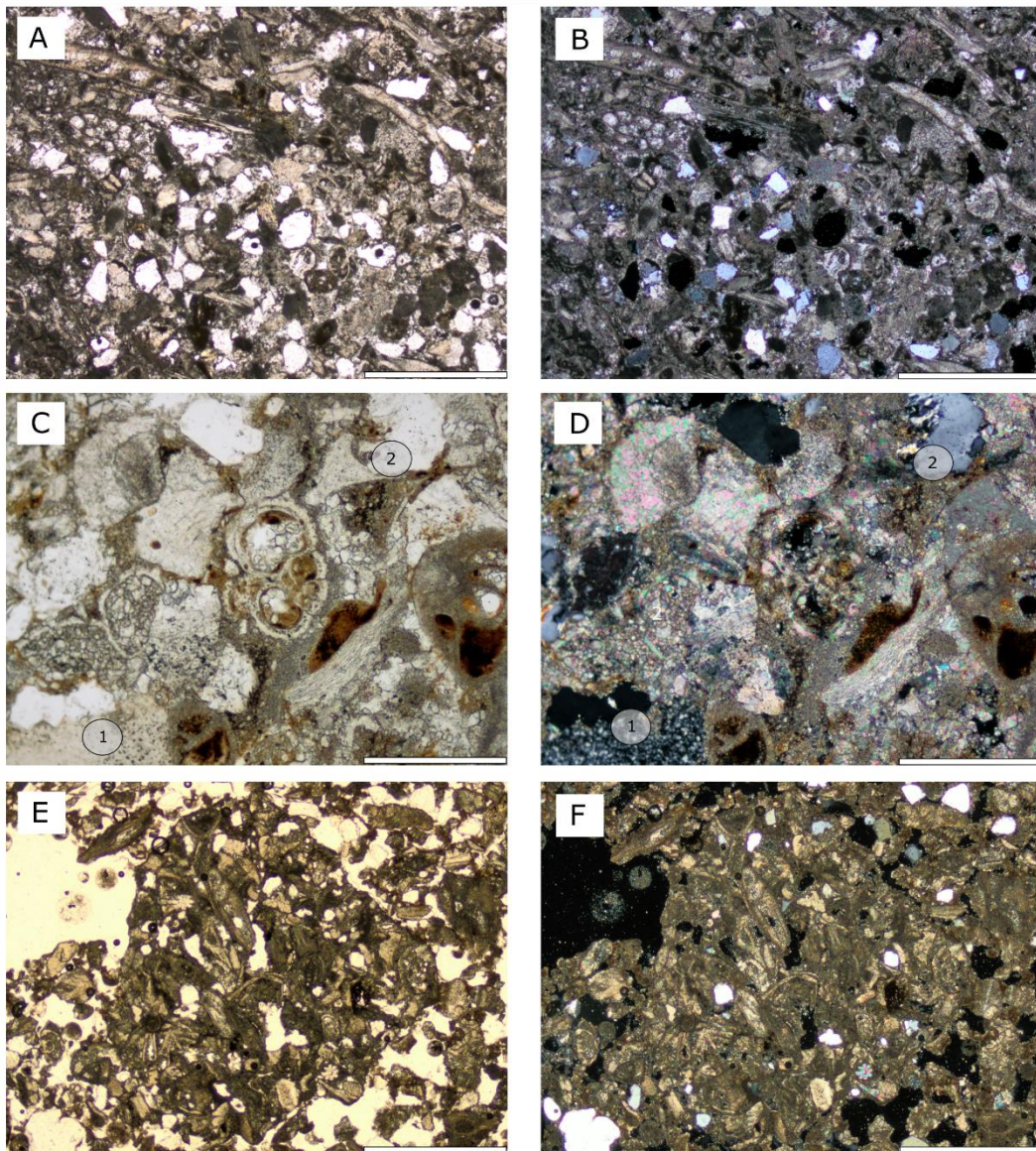
L'apporto alluvionale si compone in parte di particelle presenti sulla superficie del riparo (es. componenti di natura biologica), ma soprattutto di particelle erose dai conglomerati pliocenici di Rambla de Tarragoya (es. frammenti carbonatici eterometrici e silicoclastici fini con rivestimento di argilla) e forse da una coltre pedogenetica che rivestiva i dintorni del sito (es. pedorelitti e *clay pellets* argillosi bruno rossastri), sebbene non si possa escludere la coincidenza di queste due ultime fonti. Anche la frazione fine argillosa, presente in forma di aggregati (distribuzione relativa g/f enaulica dei complessi 2 e 3-1) o che ingloba i componenti grossolani (distribuzione relativa g/f porfirica, complesso 3-2), sembra risultare dalla sedimentazione alluvionale e rappresentare così il fango trasportato dal flusso idrico. La sua provenienza potrebbe essere connessa ancora una volta alla formazione conglomeratica pliocenica e in particolare alla presa in carico della sua matrice argillosa. La scarsa selezione granulometrica e lo scarso arrotondamento delle particelle grossolane può essere relazionato ad un mezzo idrico con energia piuttosto alta che ha scarsamente rielaborato il sedimento depositato. La scarsa rielaborazione può essere connessa ad un breve trasporto (provenienza locale), tipicamente connesso a fenomeni di colata e ai conoidi alluvionali, e/o a pochi cicli di rimaneggiamento collegabili alle tracimazioni piuttosto violente di un corso d'acqua che incide ed erode superfici precedentemente stabili e, forse, pedogenizzate. Considerando l'evoluzione del fiume Quípar durante il Quaternario (§ 3.1) e l'aumento di inclinazione nei pressi dell'Estrecho si propende per la seconda ipotesi.

L'azione idrica è inoltre testimoniata dalle pedofigure di idromorfia temporanea, quali i noduli dendritici, aggregati e tipici di ossidi di Fe-Mn nerastri, nella taglia del limo, che localmente impregnano le aree cementate (Mu1 CN1107), i frammenti di coprolite, di ossa e i frammenti di marna (complessi 2 e 3, fig. III.12A).

Il processo dell'evaporazione di una soluzione ricca in CaCO_3 , strettamente connesso in ambiente alluvionale al ritiro delle acque e in ambiente di grotta alla percolazione di acque sature, è rappresentato dalla diffusione di micrite nella frazione fine, dai rivestimenti di micrite e microsparite sui vuoti (complessi 2 e 3), dai riempimenti densi e sciolti di micrite e microsparite dei vuoti (canali e vuoti planari) e localmente dai

ricoprimenti continui di micrite grigio-marrone pallido a formare una crosta (Mu2 CN1107). Oltre al processo alluvionale, il carbonato di calcio può essere precipitato come conseguenza del processo pedogenetico della carbonatazione, come indicato dalle diffuse attestazione delle evidenze di dissoluzione mostrate dai frammenti carbonatici, che possono derivare dalla fluttuazione della falda freatica (Durand et al. 2010). Tale fluttuazione ripetuta nel tempo, conseguenza dell'attività alluvionale, è inoltre attestata nel complesso 3 dalla presenza di iporivestimenti e quasi-rivestimenti di micrite (complesso 2: CN1105, complesso 3-1: CN1102, complesso 3-2: CN1103, fig. III.12B).

Figura III.10 Biocalcarenite del substrato. (A) aspetto generale della biocalcarenite della volta rocciosa, si noti la presenza di fossili, di particelle carbonatiche e di granuli silicoclastici con arrotondamento variabile (CN1208, PPL, barra 1 mm), (B) come (A) ma XPL; (C) particolare della composizione della biocalcarenite, si noti la presenza di selce (1) e roccia ignea (2) (CN1207, PPL, barra 0,5 mm); (D) come (C) ma XPL; (E) frammento di biocalcarenite molto grossolano rilevato nel complesso 2 (CN1106, PPL, barra 1 mm); (F) come (E) ma XPL.



6.2.2 Apporto autoctono

L'apporto autoctono è piuttosto limitato a quei frammenti angolosi e subangolosi di biocalcarenite privi di rivestimenti e/o impregnazioni di ossidi di Fe, di dimensioni molto superiori rispetto al resto del deposito, e ai suoi componenti disgregati. Questi componenti sono stati osservati nell'intero deposito analizzato. Spesso i frammenti di dimensioni maggiori, sia nel complesso 2 che nel complesso 3, presentano evidenze di dissoluzione e disgregazione in situ che possono essere associate alla fluttuazione della falda freatica e/o a condizioni climatiche umide instauratosi in fasi postdeposizionali (es. Durand et al. 2010). Queste componenti derivano dall'alterazione del substrato roccioso costituito da biocalcarenite (Walker et al. 2006), una roccia carbonatica bioclastica con cemento da micritico a sparitico localmente impregnato da ossi-idrossidi di Fe. L'osservazione micromorfologica ha permesso di riconoscere la presenza all'interno della roccia, oltre che dei granuli di quarzo, di frammenti di fossili e di granuli micritici, in parte riconosciuti precedentemente (*ibid*), anche di frammenti di rocce metamorfiche, di granuli ben arrotondati di clorite e di fosfati, elementi che si rilevano anche nel deposito sedimentario ad indicare che la degradazione della parete rocciosa ha contribuito all'accumulo del deposito di riempimento (fig. III.10). I prodotti più fini della disgregazione, rientrando nella granulometria soggetta al trasporto idrico, sono stati rimaneggiati dalla stessa corrente e incorporati nella sabbie alluvionali, da cui non è possibile distinguerli chiaramente (fig. III.8B). Il carbonato di calcio rilasciato durante questo processo potrebbe aver concorso alla cementazione del sedimento.

6.2.3 Apporto bio-antropogenico

L'apporto bio-antropogenico è ben espresso nella forma di frammenti ossei, le cui dimensioni nel caso di elementi integri possono essere riferite alla microfauna (fig. III.7H), peraltro rilevata in quantità al sito (Walker et al. 2016), e a frammenti di coproliti (fig. III.7F) le cui caratteristiche sono associabili a deiezioni di carnivori (es. Horwitz and Goldberg 1989). Questi elementi, piuttosto diffusi nell'intera sequenza alluvionale, presentano una morfologia, da angolosa a subarrotondata, indicativa di un trasporto molto limitato nello spazio se non di un'assenza di trasporto. La presenza di manganese, diffusa sui frammenti coprolitici e sulle ossa, può derivare da un'azione mediata biologicamente (es. López-González et al. 2006). L'origine della microfauna potrebbe essere correlata alle borre degli uccelli riscontrati al sito quali rapaci notturni, falchi e corvidi (v. sez. III, §4.4.2), la cui alimentazione consiste in buona parte di micromammiferi.

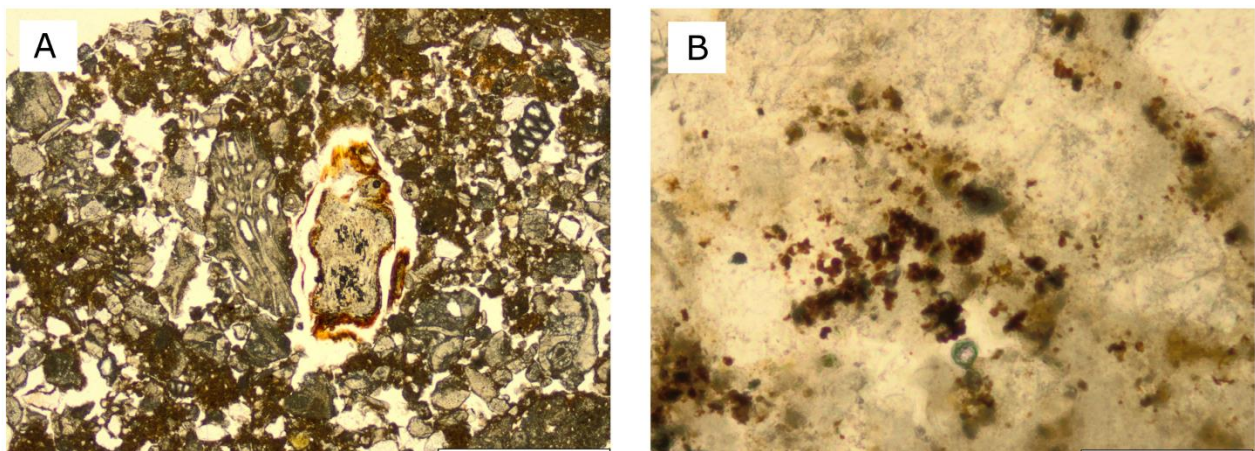
I residui di scheggiatura presentano dimensioni piuttosto omogenee rispetto ai componenti di origine alluvionale (fig. III.7G), morfologie variabili e vari gradi di impregnazione di carbonato di calcio per cui non è possibile attribuirne né un'origine esclusivamente antropica né la posizione primaria nei pressi del sito (per una definizione dei criteri di riconoscimento dei prodotti di scheggiatura in sezione sottile si veda Angelucci 2010). Si ricorda infatti che i conglomerati pliocenici a monte del sito, una delle fonti del materiale alluvionale, si compongono anche di ciottoli selciferi prони ad una frammentazione tabulare (Walker et al. 2006) che potrebbero quindi rappresentare una fonte della selce rinvenuta in sezione sottile. Di fatto, durante il

trasporto sul fondo di una corrente idrica, quale un fiume, le particelle si scontrano tra di loro (es. Chambers 2003) e l'impatto potrebbe aver determinato una 'scheggiatura naturale' dando luogo a pseudomanufatti che potrebbero corrispondere ai frammenti litici indeterminabili, piuttosto numerosi al sito. Il modellamento dei margini degli elementi litici, oltre che dalla scheggiatura antropogenica, possono derivare da pressioni, impatti anche multidirezionali. Quindi un'analisi della frammentazione e dell'abrasione dell'industria litica è indicativa dell'entità del trasporto subito (v. Wiśniewski et al. 2014).

I parametri granulometrici del deposito suggeriscono che il fiume Quípar scorresse con energie moderate durante la formazione del deposito, quanto meno dei complessi 3-1 e 2, per cui tale processo naturale può aver agito al pari del processo antropogenico, testimoniato macroscopicamente da frammenti di dimensioni maggiori con ritocco (v. sez. III § 4.4.4). L'origine alluvionale di parte dei frammenti litici e dei granuli fosfatici rilevati in sezione sottile è supportata dal loro decremento nel complesso 3, dove diminuisce l'energia del mezzo da cui la frequenza di tali elementi sembra dipendere. I frammenti ossei presenti in sezione sottile divengono invece più frequenti nel complesso 3-2.

La presenza di frammenti ossei verticalizzati e rotti dal calpestio (fig. III.8D), di una microstratificazione poco riconoscibile in sezione sottile a causa della bioturbazione e/o del calpestio, insieme all'apporto fecale di carnivori, suggerisce l'attuarsi di una stabilizzazione della superficie tale da consentire la frequentazione animale, responsabile di una parziale riorganizzazione del sedimento. L'esposizione superficiale, suggerita anche dalle evidenze di bioturbazione, quali riempimenti di canali biogenici (fig. III.12C) e la presenza di frammenti di radici (fig. III.11A), ha consentito la frequentazione antropica le cui tracce micromorfologiche sono però molto scarse e indirette. I frammenti vegetali, umificati, spesso nella taglia del limo, potrebbero rappresentare l'apporto alluvionale o i residui della colonizzazione vegetale (fig. III.11B).

III.11. Componenti organici del sedimento di Cueva Negra. (A) frammento di radice ossidata (CN1101, PPL, barra 1 mm); (B) frammenti di sostanza organica con struttura cellulare scarsamente riconoscibile (CN1107, PPL, barra 100 µm).

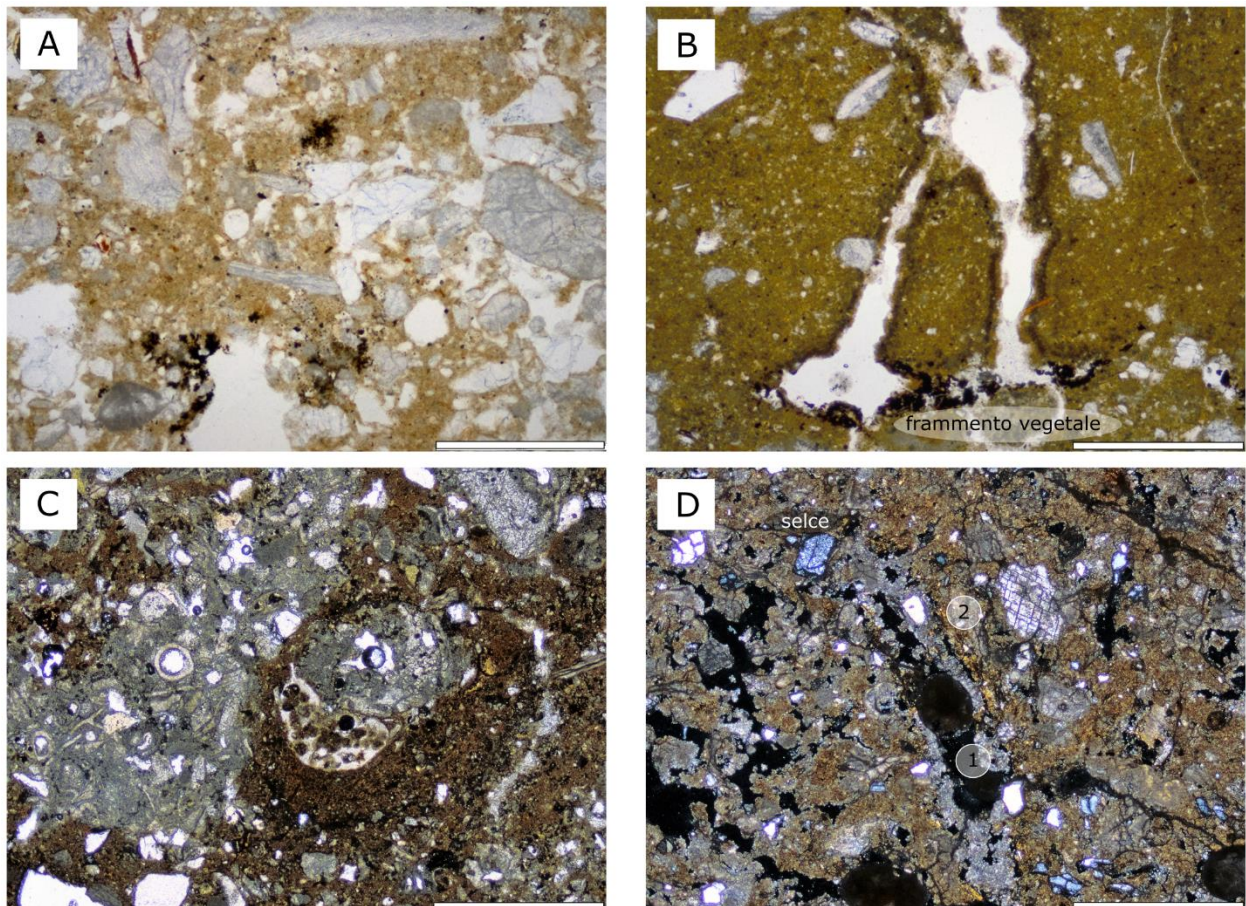


Nel deposito del complesso 3 si osservano, sebbene molto scarse, delle pedofigure apparentemente connesse alla migrazione dell'argilla, rappresentate da iporivestimenti di argilla polverosa talvolta associati a

rivestimenti dello stesso materiale e a riempimenti di calcite di origine biogenica (fig. III.12). Tali pedofigure sono presenti esclusivamente sui biopori (canali circolari) e potrebbero rappresentare la riorganizzazione della micromassa per il passaggio della mesofauna/apparati radicali. I rivestimenti, non osservati sui vuoti di costruzioni o sui vacui, potrebbero derivare dall'illuviazione di argilla indotta dalla percolazione di acqua alluvionale (es. Kuhn et al. 2010) lungo la macroporosità biologica¹³³.

La litificazione del sedimento riscontrata sul terreno è la conseguenza della precipitazione di carbonato di calcio. La calcite in sezione sottile salda di loro i granuli detritici nella forma di ponti e rivestimenti, che si traduce nella distribuzione relativa g/f chitonica e gefurica (Stoops et al. 2010); in aree localizzate la micrite è precipitata a colmare completamente i vuoti. Le pedofigure carbonatiche sono ben espresse nel complesso 2.

Figura III.12. Pedofigure sedimento di Cueva Negra. (A) noduli aggregati di ossidi di Fe-Mn nel paleosuolo (CN1104, PPL, barra 0,5 mm); (B) quasi-rivestimenti di micrite (CN1102, PPL, barra 0,5 mm); (C) riempimento biogenico sciolto costituito da pellets fecali, si noti l'addensamento marginale (CN1102, PPL, barra 1 mm); (D) iporivestimento di argilla isorientata su un canale (2) con rivestimento denso di calcite (1; CN1104, XPL, barra 1 mm).



¹³³ Il campione CN1105 proveniente del complesso 2 presenta delle peculiarità per quanto riguarda la distribuzione della micromassa argillosa, la presenza di rivestimenti di argilla limosa non orientata sulla parte inferiore dei vacui (spessore 20-200 μm), che potrebbe indicare un apporto eolico (Roger Langhor com. pers. 2012).

6.3 Evoluzione delle dinamiche formative

La successione del complesso 3 testimonia una deposizione in ambiente alluvionale ad energia intermittente e in graduale diminuzione verso il tetto del complesso, marcata dal cambiamento granulometrico tra la parte inferiore del complesso (3-2) e la sua parte superiore (3-1, fig. III.6A) oltre che dalla presenza del suolo debolmente sviluppato al tetto del complesso 3-1. Tali caratteri, insieme alla laminazione piano-parallela o debolmente inclinata, riscontrata sia sul campo che in sezione sottile, suggeriscono una sedimentazione del deposito connessa principalmente alla decantazione in acque ferme o a bassissima velocità, compatibili con le tracimazioni del fiume che giungevano al sito con energia ridotta e che formavano al sito dei ristagni d'acqua effimeri (pozze). La fonte dell'argilla-limosa, componente principale del complesso, può essere ravvisata nuovamente nei conglomerati pliocenici o nella coltre pedogenetica lungo i versanti dei dintorni del sito. A livello micromorfologico si osservano evidenze di idromorfia temporanea, quali gli iporivestimenti e quasi-rivestimenti di micrite grigio scura, che sono riferibili alle fluttuazioni della falda acquifera, ed evidenze di bioturbazione, relativa a flora e fauna, molto scarse. Ne consegue che la superficie del deposito era temporaneamente esposta in superficie e frequentabile antropicamente. L'apporto biogenico però è molto scarso: si attestano vari elementi ossei di dimensioni limitate, fra i quali vertebre, appartenenti ad animali di piccola taglia quali micromammiferi e/o pesci, non riconoscibili in sezione sottile. Tale sequenza culmina con una stabilizzazione temporanea della superficie topografica che ha permesso lo sviluppo di un debole profilo di suolo, troncato, caratterizzato da un'intensa attività biologica testimoniata dai diffusi riempimenti biogenici.

L'interfaccia erosiva tra i due complessi tronca il suolo poco sviluppato e può essere collegata all'ingressione all'interno del riparo di una corrente idrica incanalata, come indicato dalla presenza di ghiaia al tetto della superficie stessa.

Il deposito del complesso 2 è di origine alluvionale e di energia moderata, caratterizzata dal trasporto sul fondo di una corrente idrica incanalata poco profonda, come indica la stratificazione incrociata e le evidenze di flusso laminare. Il carattere effimero della corrente idrica stessa è indicato dalla presenza della gradazione diretta, indicativa della diminuzione di energia del mezzo. La sequenza registra più cicli di accumulo nella colonna stratigrafica (fig. III.6A). In sezione sottile si riconosce un rimaneggiamento delle componenti di natura biogenica, quali frammenti ossei e frammenti di coproliti di carnivori, che sono incorporate in laminazioni con embriciatura. I frammenti ossei talora di grandi dimensioni, ad indicarne un accumulo in sito, mostrano delle fratturazioni indotte da compressione, compatibile al calpestio (Miller et al. 2009). In questa porzione superiore del deposito sono presenti frammenti di *microdébitage* in selce microcristallina con dimensioni comparabili con le altre particelle, per cui non si può escluderne una provenienza alloctona o una rielaborazione sulla superficie del riparo. Il deposito del complesso 2 presenta una porosità che è tipica dell'azione di formiche (Roger Langhor com. pers. 2012). Queste potrebbero aver intaccato il sedimento

successivamente alla retrocessione della volta sfruttando i grandi massi di caduta. La formazione del complesso 2 è dipesa quindi dall'azione alluvionale, sebbene non si possa escludere la presenza di apporti derivanti dall'erosione eolica delle pareti e della volta del riparo, che ha rilasciato delle particelle silicoclastiche nella taglia del limo. Queste componenti, in parte apportate dall'azione idrica, sono state precedentemente interpretate come loess (Walker et al. 1999). I rivestimenti osservati nella parte alta del deposito (complesso 2 CN1105), costituiti da argilla impura, scarsamente organizzata, potrebbero invece rappresentare la vera azione eolica, sebbene non si possa escludere con certezza l'origine alluvionale (*flood-coatings*).

6.4 Implicazioni per la ricerca archeologica

Il dato di campo associato al dato micromorfologico indica una sedimentazione di natura alluvionale piuttosto continua nell'intera sequenza, con brevi interruzioni della sedimentazione che hanno permesso la formazione di superfici effimere, una delle quali è costituita dal suolo debolmente sviluppato al tetto del complesso 3. Il principale processo pedogenetico è costituito dalla bioturbazione che identifica il suddetto suolo (Angelucci et al. 2013b) con un orizzonte superficiale, che presenta localmente evidenze di idromorfia spinta (colori gley) ad indicare le aree in cui le acque sono persistite più a lungo. Successivamente si vedrà come la sequenza colorata rappresenti un evento relativamente prolungato nel tempo di non-sedimentazione (sez. III capp. 7, 8). L'apporto alluvionale è predominante ed intermittente e deriva dall'erosione di formazioni affioranti non molto distanti dal sito, oltre che dalla rielaborazione del materiale presente sulla superficie del riparo. La natura temporanea è indicata anche dalle scarse pedofigure di idromorfia di ossidi di Fe-Mn. Non è chiaro quale sia il processo alluvionale di sedimentazione al sito. Il deposito è caratterizzato da limitata maturità tessiturale (selezione e arrotondamento scarsi, diffusa presenza di materiale fine nella forma di pedorelitti e *clay pellets*) e potrebbe essere connesso alle periodiche tracimazioni del fiume Quípar che verosimilmente scorreva nei pressi nell'Estrecho percorrendo un dislivello significativo. Tale condizione geomorfologica può averne determinato un aumento di energia o la concentrazione dei flussi favorendo il trasporto e la deposizione di particelle eterometriche, oltre che la rielaborazione dei depositi superficiali nei pressi del sito.

L'apporto autoctono derivante dalla disgregazione delle pareti e della volta del riparo può essere conseguenza della normale alterazione della roccia (Goldberg and Sherwood 2006), ma non si esclude il contributo, minoritario, dell'erosione eolica, ritenuta essere predominante da Scott and Gibert (2009). Nel complesso pare che l'accumulo derivi dalla complessa interazione tra vari processi sedimentari.

L'assenza di marcatori micromorfologici connessi al gelo discontinuo e la diffusione delle evidenze di attività biologica e di disponibilità idrica indica che l'accumulo del deposito è avvenuto in condizioni generali temperato-umide alternate a condizioni maggiormente aride, almeno a livello di microambiente interno al

riparo, supportando il dato biostratigrafico (Walker et al. 2016), ma come dichiarano Fedoroff et al. (2010: 630):

stable and humid climatic phase tend to be overemphasised in the soil memory, whereas registration of shorter and drier phases can be totally absent.

La successione sedimentaria rappresenta nel complesso una sequenza *coarsening upward* e potrebbe indicare un progressivo cambiamento climatico regionale, con un aumento della disponibilità idrica, o semplicemente una variazione della conformazione geomorfologica della valle fluviale in cui il fiume scorreva via via più vicino alla cavità di Cueva Negra.

L'azione idrica che ha formato il complesso 2 può aver rideposto orizzontalmente i resti archeologici, soprattutto quelli di dimensioni ridotte, come l'industria litica, la quale possiede generalmente dimensioni inferiori a 6 cm. Si è visto inoltre che parte dei frammenti di selce osservati in sezione sottile possano essere di origine naturale ed essere stati accumulati al sito dalle acque correnti. I *manuports* rinvenuti in prossimità della superficie di erosione e del suo riempimento (taglio 3i, unità II, fig. III.5), sono costituiti da elementi arrotondati di litologia alloctona (v. Walker et al. 2016), che per dimensione e caratteristiche superficiali potrebbero rappresentare l'apporto alluvionale anziché il record archeologico o essere stati rimaneggiati dall'azione idrica (es. Byers et al. 2015)

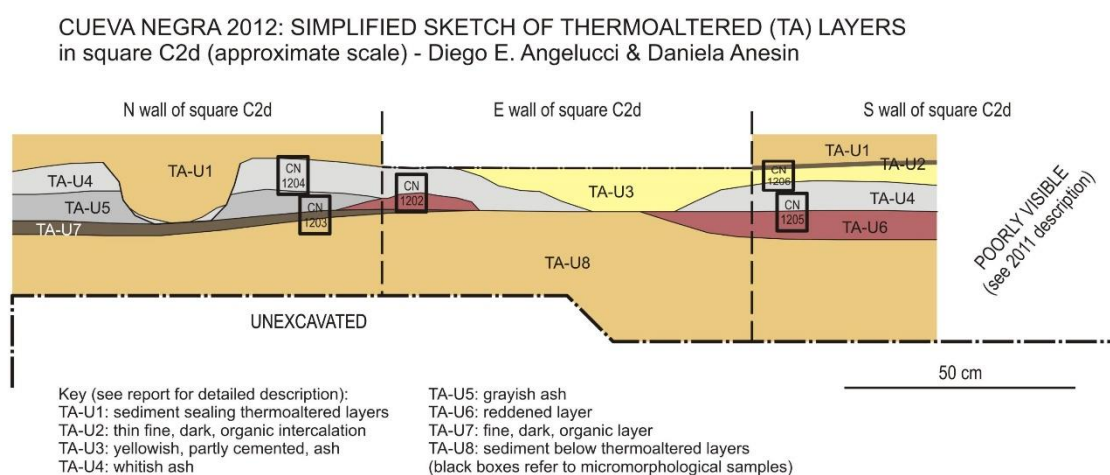
L'energia del mezzo che ha accumulato il sottostante complesso 3, 3-2 in particolare, non può essere ritenuta responsabile della mobilizzazione di elementi millimetrici, come testimonia la giacitura planare dei frammenti di biocalcarenite accumulati per gravità, ovvero caduti sulla superficie del riparo, osservati in sezione sottile. Questa porzione del deposito conserva il materiale archeologico in posizione primaria, in quale in sezione sottile è rappresentato soprattutto da elementi ossei integri di microfauna, probabili resti di borre di rapaci.

Capitolo 7

RISULTATI: GLI STRATI COLORATI

La *sequenza colorata*, schematizzata nelle figure III.6C e III.13, si compone di strati dalla colorazione chiara, pulverulenti e a prevalente composizione carbonatica, definiti, dal tetto, unità TA-U2, TA-U3, TA-U4, TA-U5, che localmente giacciono su uno strato bruno scuro (TA-U7) e su fascia arrossata (TA-U6). Questa successione, dallo spessore di circa 10-15 cm, è coperta e copre un sedimento simile a quanto rilevato altrove nel complesso 3-2 (TA-U1 e TA-U8¹³⁴), per un totale di circa 25 cm. La descrizione pedo-sedimentologica della sequenza effettuata nel 2012 da Diego E. Angelucci e dalla scrivente, pubblicata in Angelucci et al. (2013b) è esposta sinteticamente in III.7.

Figura III.13. Rappresentazione schematica della sequenza colorata (da Angelucci et al. 2013b). Si noti il posizionamento dei campioni raccolti per la micromorfologia.



7.1 Architettura del deposito

La successione colorata (U2-U7), laddove esposta, costituisce un deposito più o meno tabulare, sebbene le singole unità siano discontinue lateralmente e posseggano spesso una morfologia irregolare o lenticolare. Il deposito sembra proseguire con la stessa giacitura nel quadrato adiacente (q. C2a, sondaggio esplorativo), ma le scarse condizioni di visibilità in cui si trovavano i profili e l'impossibilità di pulire le sezioni esposte da quasi 10 anni¹³⁵, non ne ha permesso la caratterizzazione. In base alla giacitura e alla litologia generale si possono dividere le unità in due gruppi. Gli strati predominantemente carbonatici (U2-U3, U4, U5) nel

¹³⁴ Da qui in seguito ci si riferirà alle unità TA-Ux indicando semplicemente Ux.

¹³⁵ Il sedimento era molto secco le cui irregolarità superficiali, derivanti in parte dalle precedenti campionature, ad esempio per le analisi OSL, ne hanno ostacolato la pulizia e conseguentemente l'osservazione anche successivamente alla pulizia.

complesso rappresentano un corpo cuneiforme che aumenta in spessore verso il fondo della grotta: verso l'entrata della grotta non sono presenti U2-U3, ma compare U5 (sezione N), il quale non è stato riscontrato sugli altri profili. Questi strati sembrano coprire una superficie di erosione e colmare in più fasi le depressioni presenti al tetto del deposito argilloso-organico costituito da U6 e U7. L'unità U6 ha una geometria cuneiforme, prende corpo verso l'interno della grotta (S) e si assottiglia verso W; U7, all'incontrario, acquisisce spessore verso l'entrata della grotta (N), mentre è riconoscibile solo in sezione sottile verso il fondo della grotta (S). L'unità U8 è presente sull'intera area qui analizzata al pari della soprastante unità U1.

Lo spessore differenziale di corpi carbonatici (U3, U4 e U5) e corpi argillosi (U6 e U7) potrebbe essere dovuto: (a) ad un differente tasso di accumulo: accumulo preferenziale dei carbonati al fondo della grotta – provenienza interna; accumulo preferenziale di materiale argilloso organico verso l'ingresso della cavità – provenienza esterna; (b) alla conservazione differenziale del sedimento, con erosione della parte verso l'ingresso della cavità: quest'ipotesi è comprovata dalla presenza di superfici erosive (vedi sezione N) che intaccano U4 e probabilmente hanno eroso il superficiale strato U3.

Nella sezione a E si nota un avvallamento centrale, di natura erosiva, che ha interessato gli strati U4, U6, U7, che sembra essere colmato dall'unità da U3, mentre nella sezione N la sequenza colorata, costituita dalle unità U4 e U5, è intaccata da un'evidenza erosiva (larghezza massima 20 cm) riempita da sedimento analogo all'unità U1. L'apporto detritico grossolano rilevato nella sequenza colorata è scarso, più frequente al tetto, ed è costituito da pietre calcaree con dimensioni > 2 cm disposte per lo più planarmente.

Tabella III.7. Descrizione pedo-sedimentologica delle unità della successione colorata (TA-Ux, dall'alto al basso) tratta da Angelucci et al. (2013b) con la correlazione con il dato pubblicato in Walker et al. (2013). L'unità inferiore, s.b., rappresenta il sedimento basale su cui giace la sequenza colorata.

unità (TA)	descrizione di campo	Walker et al. (2013)
U1	limo laminato con sabbia molto fine, consolidata (7.5YR 4.5/6, bruno scuro), spessore di circa 8 cm, limite inferiore netto.	\
U2	strato sottile e molto scuro (10YR 3/3, bruno scuro), organico (e fosfatico?), piuttosto sciolto con probabili evidenze escrementali; spessore di circa 2 cm, discontinuo lateralmente, non percepibile durante lo scavo.	sedimento grigio con litica e ossa
U3	<i>cenere giallastra</i> . Probabile cenere rimaneggiata con frammenti di calcare, piuttosto disorganizzata. Strato limoso (2.5Y 6/4) include frammenti eterometrici di calcare (1-15 cm) spesso con evidenze di disgregazione in situ per alterazione fisica; massiccio, localmente soffice e cementato irregolarmente da carbonato di calcio (forse da fosfato) impartendo una struttura quasi nodulare; limite inferiore chiaro.	bruciate e piccole lenti di sedimento scuro (spessore 5 cm – taglio 6a)
U4	<i>cenere biancastra</i> . Strato simil-cinereo quasi puro, con morfologia irregolare. Strato limo sabbioso massivo, localmente (sezione nord) scarsamente laminato (2.5Y 7/2.5 da secco e 2.5Y 6/3 da umido); cementato irregolarmente da carbonato di calcio (sezione sud) ma durante lo scavo non è stata rilevata una distribuzione preferenziale della cementazione. Parzialmente rimaneggiato dalla bioturbazione (radici e microfauna), sembra contenere rari frammenti minuti di carbone e frammenti millimetrici di calcare. Durante lo scavo (q. C2g) sono stati rilevati numerose pietre angolari calcaree (dimensioni 10-30 cm) disposte planarmente e con evidenze di probabile combustione. Limite inferiore chiaro; al contatto con l'unità TA-U7 si rilevano piccoli noduli carbonatici delle dimensioni di 1-2 cm.	
U5	<i>cenere grigiastra</i> . Strato simil-cinereo, limoso (2.5Y 6/4 da secco, 2.5Y 5/4 da umido). Contiene probabili carboni e frammenti di calcare e pietre come rilevato nell'unità TA-U4. Limite inferiore chiaro.	
NB gli strati simil-cinerei TA-U3, U4 e U5 occasionalmente sono distribuiti irregolarmente a mosaico ed includono sottili intercalazioni arrossate.		
U6	fascia rubefatta. Strato arrossato, per lo più limoso (7.5YR 4/6 bruno intenso da umido), cementato irregolarmente; localmente mostra una gradazione cromatica interna, chiara al tetto e scura alla base.	sedimento rossastro (2 cm, taglio 6b)
U7	Strato discontinuo organico, limoso (10YR 3/3 bruno scuro) con una struttura prismatica debolmente sviluppata; la matrice include comune sostanza organica finemente dispersa, non sono state rilevate pietre; limite inferiore chiaro.	sedimento molto scuro (1 cm, taglio 6c)
U8	strato limo-argilloso (7.5YR 5.5/6 bruno intenso-giallo rossastro) con scarse pietre calcaree, localmente comuni (0.5-15 cm): i frammenti di dimensioni maggiore giacciono per lo più planarmente, mentre i frammenti più piccoli sono scarsamente alterati. Porosità bassa con piccoli canali che localmente contengono frammenti radicali parzialmente calcificati. Scarsa muscovite nella matrice, assenza di cementazione; potrebbe rappresentare un orizzonte B scarsamente sviluppato. Limite inferiore graduale allo strato inferiore che giace sul substrato roccioso.	sedimento pallido che copre l'affioramento roccioso (45 cm)
s.b.	sabbia molto fine con scarsi frammenti di calcare (biocalcarenite) nella parte bassa, 10YR 5/6 (bruno giallastro) spessore di circa 45 cm; limite inferiore abrupto, irregolare all'affioramento roccioso.	\

7.2 Micromorfologia degli strati colorati

L'osservazione micromorfologica ha rivelato un'organizzazione laminata del materiale che compone la sequenza colorata e una microstratificazione non rilevata sul campo, espressa dalle microunità, a cui si affianca il carattere graduale dei limiti tra le varie unità. Data la variabilità delle lamine, lenti e strati discontinui e la ripetività dei loro caratteri pedo-sedimentologici questi microdepositi, che concettualmente corrispondono alla microfacies (sez. I, cap. 2.2), sono state descritti creando una lista di riferimento come

riportato in tabella III.8. Il dato micromorfologico è sintetizzato inoltre in tabella III.9, mentre la scansione delle sezioni sottili con l'indicazione delle microunità individuate è raccolta in Appendice VIII.

7.2.1 Microlaminazione e caratteristiche delle lamine

A livello micromorfologico si riconoscono delle lamine clastiche, fini, molto fini e carbonatiche per un totale di 13 tipi, con alcune variazioni, cui caratteri micromorfologici sono riassunti in tab. III.8.

Le lamine clastiche (lamine SL) sono costituite da limi e sabbie con granuli per lo più carbonatici, arrotondati, a supporto clastico o di matrice; la frazione fine può essere argilla calcitica (lamine SL-Ca¹³⁶) o argilla bruna/rossastra (lamine SL-r) in base all'unità di appartenenza. Le lamine fini sono costituite da argilla giallastra più o meno pura ed orientata (lamine A-u, AL); talvolta l'argilla è ricca in ossidi di Fe e con colorazione rossastra (lamine AL-r), di sostanza organica amorfa fine e ossidi di Fe (AL-o), è arrossata con aspetto opaco (lamine AL-opq) oppure è giallastra autofluorescente con inclusi minerali fini (AL-i). Si riconoscono le lamine molto fini, costituite da materiale otticamente isotropo e criptocristallino, autofluorescente giallo pallido-incolore (lamine Crpt-g) e arancione (lamine Crpt-a). Sono infine presenti le lamine carbonatiche, costituite da micrite densa talvolta inglobante frammenti calcificati di materiale vegetale (lamine *milky*) o costituite da micrite con aspetto *clotted* (lamine Ca-Clot), ed altre lamine, più spesse, costituite da micrite (lamine Ca) ed argilla calcitica (lamine A-Ca). La sequenza colorata si compone essenzialmente dall'alternanza di queste lamine.

Nella porzione inferiore del deposito (unità U8-U7-U6) prevalgono le lamine sabbiose ed argillose, con la presenza di lamine criptocristalline (Crpt-a, Crpt-g), talvolta autofluorescenti, e in misura minore carbonatiche (lamine A-Ca e Ca). Sono inoltre presenti, quasi esclusivamente in U7, delle lamine marrone scuro, dallo spessore di circa 20 µm costituite da sostanza organica amorfa scura. Nella parte alta del deposito (unità U5, U4 e U3) le lamine sabbiose perdono volume e frequenza e lasciano spazio alle lamine micritiche sottili (lamine *milky*), talvolta con frammenti vegetali calcificati e aspetto *clotted* (lamine Ca-Clot), alle lamine criptocristalline autofluorescenti con inclusioni fini (AL-i) e a quelle argillo-limose giallastre (AL).

Al pari della stratificazione, la microlaminazione immerge verso ovest, ovvero verso il centro del riparo, con l'inclinazione che si accentua (seppur nell'arco di pochi gradi) verso l'alto di questa sequenza. Si nota che la base dell'unità U8 indagata presenta invece una giacitura planare. Questa organizzazione suggerisce quindi l'esistenza, al tempo della sedimentazione della maggior parte della sequenza colorata, di una depressione al centro della cavità.

¹³⁶ Le lamine SL-Ca non costituiscono una tipologia a sé ma una variazione della tipo SL.

Tabella III.8. Classificazione e sintesi descrittiva delle lamine riscontrate in sezione sottile nella sequenza colorata di Cueva Negra. Legenda: autofluo – autofluorescenza; B-fabric: ss - maculata a puntini, cc - cristallitica, ind - indifferenziata, st - striata (incr - incrociata), gs - granostriata, ust - unistriale, mm - maculata a mosaico; RIDP - distribuzione relativa grossolana/fine: E - enaulica, C - chitonica, G - gefurica, P - porfirica, M - monica, (f) fine, (g) grossolana, (u) uguale, (c) chiusa; g/f - rapporto grossolano/fine; deb - debolmente, loc - localmente; frequenza: • molto scarso (<5%), •• scarso (5-15%), ••• comune (15-30%), •••• frequente (30-50%), ••••• dominante (50-70%), •••••• molto dominante (>70%).

la mi na	codice	descrizione (spessore)	colore PPL e aspetto	colore OIL	b-fabric	Rldp (g/f)	componenti grossolani		Interpretazione genetica
							frequenza, litologia (dimensioni)	note	
clastica	SL (Ca/r)	sabbia-limo in argilla calcitica/argilla giallastra a bruna (0,3–2 mm)	giallo grigiastro, grigio giallastro (Ca), bruno rossastro (r) maculato a puntinato	arancio a giallastro-arancione	ss deb cc	Ef/C - P chiusa/ spaz sing (8/2-7/3)	•••/•••• CLC>SIL, ABC e clay pellets (Lf-Sf raro fino Sm)	buona selezione	alluvionale (trasporto trattivo)
	A-u	argilla polverosa (media 35 µm)	giallo a brunastro/grigiastro limpido	arancione loc rossastro	ust a str parallela	P aperta, Mf (2/8, 0/10)	• SIL>>CLC (L)	miche isorientate e planari (U8 U7 U6)	alluvionale (decantazione in superficie)
fine	AL	argilla impura e argilla limosa (40 µm-1,2 mm)	giallo a brunastro/grigiastro, maculato e puntinato	arancio a giallastro	gs e ss, loc str parallela	P aperta - spaz sing (2/8-4/6)	•• loc •••SIL > CLC loc CLC>SIL (L -Sff, raro Sf)	includono lamine Crpt-g	alluvionale (decantazione)
	AL-o	argilla impura e argilla limosa con pigmento organico (fino 1 mm)	bruno scuro, maculato e puntinato	arancione rosso scuro/bruno	ss - deb gs - ind, loc str	P aperta - spaz sing (2/8-4/6)	••/••• CLC>SIL e SIL>CLC (L-Sm)	noduli aggregati scuri, allineamenti fini e discontinui di s.o. (10-15 µm) e noduli isotropi criptocristallini limpidi rossi (10-70 µm)	alluvionale (decantazione ricca di sostanza organica)
	AL-r	argilla limosa rossastra (60 µm-0,5 mm)	bruno rossastro puntinato	arancione rosso scuro/bruno	ss - st parallela loc gs	P aperta - spaz sing (4/6-1/9)	••/••• SIL>CLC (Lm-Sff loc Sm)		alluvionale con arricchimento diagenetico
	AL-opq	argilla limosa opaca (50-140 µm)	bruno-rossastro scuro opaco	rosso	ind	P spaz sing-chiusa (8/2-9/1)	••/•••• CLC>SIL (L-Sff)		alluvionale con arricchimento diagenetico
	AL-i	argilla impura con inclusioni fini (130-230 µm)	giallo pallido-incolore maculato	autofluo	st - ind loc deb str parallela	P aperta - Mf (1/9-0/10)	• CLC> SIL loc SIL>CLC (L-Sff)	loc frs vegetali calcificati, inclusioni fini anche mica e forse frammenti di chitina	rimaneggiamento guano
molto fine	Crpt-a	criptocristallino limpide arancio-rosso (10-70 µm)	arancione a rosso limpido		ind - deb ss	Mf (0/10)	• SIL (Lf)	al tetto delle lamine fini; loc fluo	alterazione guano
	Crpt-g	criptocristallino limpido giallo pallido-bianco (60 µm)	giallo pallido a bianco puntinato	autofluo	ind - deb ss	Mf (0/10)	• SIL (Lf)	a volte impregnate da noduli bruno scuro aggregati	alterazione guano
carbonatica	milky	milky (40-200 µm)	grigio a giallastro, loc bruno giallastro, opaco a maculato, limpido (bruno)	loc autofluo	ind - st parallela (bruno)	Mf (0/10)		loc includono frammenti vegetali calcificati	biocostruzione
	Ca-Clot	clotted (1-1,5 mm)	grigio	\	cc	Mf (0/10)		iporivestimenti micrite clotted su canali, coprono lamine A-u (U6)	biocostruzione
	Ca	micrite (0,2 mm)	grigiastro	\	cc	P aperta - Mf (1/9-0/10)	• CLC e SIL (Lm-Sf)		accumulo secondario di calcite

A-Ca	argilla calcitica (0,2-6 mm)	grigio giallastro, maculato	giallastro chiaro	ind - ss deb cc	P spaz dopp (6/4(•/••••ABC, CLC, SIL e OTH (Sff-Sm)	internamente articolata in porzioni più o meno clastiche (SL-Ca)	endocarsico?
------	------------------------------	-----------------------------	----------------------	-----------------	-------------------	---------------------------------------	---	--------------

Componenti sedimentari

I componenti grossolani costituiscono in parte le lamine, dove sono scarsamente presenti nelle lamine fini e molto fini, e si rilevano inoltre dispersi all'interno del sedimento laminato a cui non sono geneticamente associati. Si compongono delle medesime classi rilevate nel soprastante deposito (complesso 2 e 3, v. III.6), ma con alcune differenze.

La frazione grossolana delle lamine

All'interno dei granuli silicoclastici (classe SIL), i frammenti di selce spesso presentano dei rivestimenti di argilla brunastra, le lamelle di muscovite sono lievemente più frequenti e compaiono dei frammenti nella taglia delle sabbie di roccia ignea (es. unità U8) non osservati altrove. I litorelitti sono più diffusi e sono costituiti da micrite che include dei granuli silicoclastici nella taglia del limo. Non sono presenti pedorelitti e *clay pellets* di argilla bruna, la quale costituisce però una parte importante della frazione fine del sedimento analizzato.

I componenti biogenici-antropogenici (classe ABC) sono costituiti estensivamente da frammenti calcificati di origine vegetale, in cui si riconosce la struttura vegetale, presenti soprattutto nelle lamine carbonatiche *milky* e Ca-Clot (*infra*). Si riscontrano inoltre alcuni componenti attribuibili a corpi fungini, quali spore¹³⁷ e tessuti cellulari (descritti in letteratura come *sclerotia*, es. Bullock et al. 1985), talora a rivestire la porosità. I frammenti ossei sono abbastanza diffusi, ma qui mostrano dimensioni eterometriche ed una distribuzione preferenziale nelle lamine carbonatiche con spessori maggiori (lamine A-Ca). Nella sequenza colorata non sono stati osservati frammenti di coprolite riferibili a carnivori, ma sono diffusi i granuli criptocristallini, isotropi, di colore giallo pallido altamente autofluorescenti, contenenti pochi granuli minerali silicoclastici molto fini (nella taglia del limo e della sabbia fine e molto fine), localmente con una porosità a vescicole e struttura interna convoluta. Questi granuli, costituiti da fosfato di calcio come supportato dalle analisi SEM-EDSX (v.sez. III § 7.2), si presentano in varie morfologie, da granulari ad irregolari localmente ovali quasi fossero stati deformati per compressione, e dimensioni (raggiungono dimensioni millimetriche nell'unità U6). Le lamine microcristalline giallo pallide isotrope (AL-i) sono costituite dallo stesso materiale, per cui se ne suggerisce un'origine analoga.

Componenti grossolani esterni alle lamine

La frazione grossolana non inclusa nelle lamine è definibile in base alle dimensioni e all'assortimento e si compone essenzialmente della biocalcarenite locale e di elementi di natura biogenica-antropogenica. È costituita essenzialmente da frammenti eterometrici di biocalcarenite. Rispetto al deposito soprastante tali

¹³⁷ Le spore sono rappresentate da corpi circolari con diametro compreso tra 80 e 140 µm e una parete cellulare spessa 4-6 µm, caratterizzata dagli alti colori di interferenza tipici della cellulosa.

frammenti presentano un'alterazione maggiore in termini di dissoluzione¹³⁸ in situ che ne ha determinato la disaggregazione ed il conseguente rilascio delle sue componenti¹³⁹ nel sedimento circostante. Ne consegue che una parte del materiale silicoclastico è di chiara origine autoctona, come osservato nelle unità U6, U7 e U8.

Sono inoltre presenti alcuni frammenti ossei, come osservato nelle unità U4 e U6; localmente questi frammenti mostrano delle evidenze di alterazione forse di attacco microbiale (es. U6) o forse connesse alla digestione del frammento stesso. I frammenti millimetrici di selce microcristallina sono molto rari (unità U4, campione CN1202), mentre sono poco più diffusi nelle unità U4 e U6 dei frammenti di carbonato di calcio che potrebbero provenire dal guscio delle uova di uccello (campioni CN1204, CN1202, CN1205, Durand et al. 2010, Stoops 2003).

Alterazioni postdeposizionali

Le pedofigure più diffuse sono quelle relative alla precipitazione del carbonato di calcio, sia nella forma di rivestimenti e riempimenti che nella forma di impregnazione generalizzata della micromassa. Tali pedofigure sono molto diffuse nella parte alta e carbonatica del deposito (unità U3 e U4), dove sono presenti le lamine carbonatiche con calcite *clotted* e *milky*. In questa porzione la crescita dei cristalli di calcite (micrite e microsparite) ha determinato la disarticolazione del sedimento primario laminato e la formazione di piccoli vuoti planari, particolarmente evidenti nell'unità U3 (v. oltre).

Il processo di precipitazione di CaCO_3 è successivo al processo di traslocazione dell'argilla, testimoniato dagli iporivestimenti/rivestimenti su canali biogenici (diametro > 0,3 mm), alla formazione dei noduli aggregati marroni scuri a seguito dell'umificazione del materiale organico e dei noduli dendritici neri di ossidi di Fe-Mn, testimonianti idromorfia temporanea in un contesto con attività biologica, indicata anche dai riempimenti biologici sciolti, e decomposizione della materia organica. Tali pedofigure sono paragonabili a quanto osservato all'interno sedimento fine del complesso 3.

La sequenza colorata documenta un processo pedogenetico/diagenetico non rilevato altrove nel riempimento di Cueva Negra. In U7 e nella parte alta di U8 sono diffusi dei noduli critpocristallini limpidi otticamente isotropici e costituiti probabilmente da fosfato. Sono subangolare e subarrotondata, compresi nella taglia delle sabbie fini e medie e hanno un colore da biancastro ad arancione (v. oltre).

¹³⁸ sono infatti spesso alterati dalla dissoluzione, che si palesa nei margini mammilloniati, la cospicua porosità interna, nella forma di vuoti, in aumento verso i margini del frammento

¹³⁹ particelle di dimensioni delle sabbie molto fini, fini e medie

7.2.2 Successione microstratigrafica

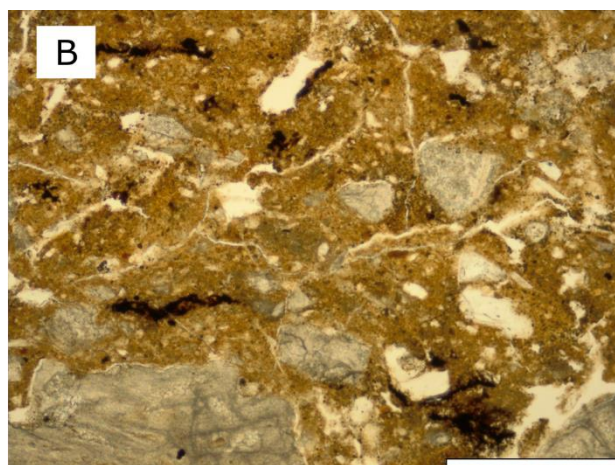
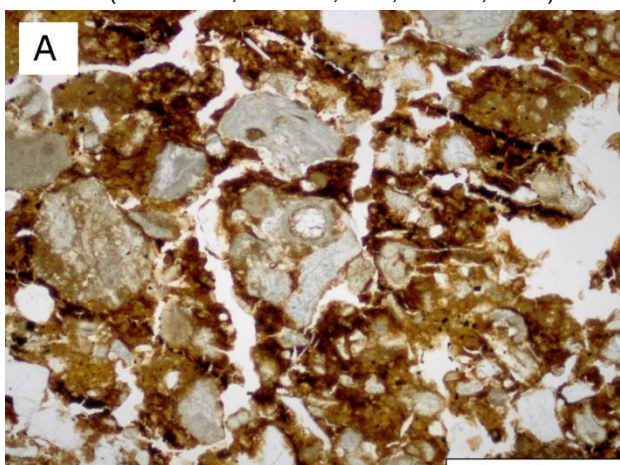
Di seguito si riporta una sintesi delle caratteristiche micromorfologiche, espresse in termini di lamine, della successione microstratigrafica della sequenza colorata presentata dal basso verso l'alto. Il dato micromorfologico è inoltre presentato in tabella III.9.

U8

La porzione superiore dell'unità U8¹⁴⁰ è caratterizzata da una microlaminazione, non visibile su campo¹⁴¹ (v. tab. III.9), che immerge da E a W, ovvero verso il centro della grotta, nella parte superiore, mentre è piana nella parte inferiore (v. Appendice VIII, CN1203 e CN1205). Come osservato in U7 (*infra*), la componente organica è nettamente minore nel profilo sud rispetto a quello nord ed è presente dispersa nella micromassa (lamine AL-o) e a formare allineamenti di sostanza organica amorfa. La graduale scomparsa del materiale organico verso il basso marca il passaggio fra l'unità U7 e U8.

L'unità U8 si compone di un'alternanza di lamine fini e sabbio-limose, presenti nelle loro varietà A-u e AL-o, con scarse e sottili lamine fosfatice giallo pallide, ondulate e discontinue (lamine Crpt-g, spessore 50 µm, lunghezza 0,4 mm, v. tab. III.8). Nel profilo a nord il tetto dell'unità (Mu1 CN1203, v. tab. III.9) è costituito da materiale argilloso ben laminato, sebbene le lamine siano piuttosto discontinue lateralmente e in corrispondenza di un allineamento di frammenti di biocalcarenite si riscontra la presenza di una lamina Ca. Si osserva un'alternanza tra lamine AL-o con allineamenti di sostanza organica amorfa, AL e lamine clastiche SL, presenti con volumi minori (fig.III.14A). Le lamine fini includono talvolta le lamine Crpt-g (v. tab. III.9).

Figura III.14. Aspetto in sezione sottile dell'unità U8. (A) Alternanza tra materiale clastico (lamine SL) e lamine argillose brunastre (lamine AL-o) con degli allineamenti di sostanza organica amorfa (tetto di U8 CN1203, PPL, CN1203, barra 0,5 mm); (B) allineamenti organici intercalati a lamine giallastre argillose (AL) e frammenti di biocalcarenite delle lamine sabbiose (base di U8, CN1203, PPL, barra 0,5 mm).



¹⁴⁰ La porzione inferiore non è stata oggetto di campionamento.

¹⁴¹ L'unità U8 è stata analizzata nel profilo nord (CN1203 base, spessore 4 cm) e sud (CN1205 base, spessore 0,8 – 1,2 cm).

Nella parte inferiore (Mu2 CN1203) il rapporto tra lamine argillose (AL) e lamine clastiche (SL) tende ad invertirsi determinando una tessitura del sedimento maggiormente sabbiosa (fig.III.14B), scompaiono inoltre le lamine AL-o e gli allineamenti organici, mentre si osserva la presenza di 4 lamine di argilla impura continue lateralmente (lamine A-u che gradano inferiormente ad AL) che potrebbero indicare una superficie di decantazione; domini di argilla isorientata sono presenti anche al tetto dell'unità. Nel profilo sud (CN1205) le lamine sono inclinate E-W con un incremento dell'inclinazione a metà sezione sottile. Al tetto l'unità è costituita da una spessa lamina SL (Mu1 CN1205) in cui sono intercalate sottili ed irregolari lamine Crtp-g; inferiormente si compone di un sedimento argillo-limoso a gradazione diretta (costituito al tetto da una lamina A-u, es. Mu2 CN1205) che lateralmente si articola nell'alternanza di lamine AL e SL. La base della porzione analizzata di U8 (Mu3 CN1205) è composta nuovamente da un'alternanza di lamine AL e SL, dove però le lamine clastiche sono maggiormente espresse; Mu3 ricopre un grande frammento (3,5 cm) della biocalcareite locale in via di dissoluzione.

Per quanto riguarda la litologia delle componenti va evidenziata la presenza, seppur scarsa (<5%) di frammenti di roccia ignea ricca in feldspato, subarrotondati di dimensioni maggiori rispetto al materiale delle lamine clastiche in cui sono presenti a raggiungere la taglia della sabbia grossolana. Solitamente, gli elementi di dimensioni maggiori (a partire dalla sabbia media/grossolana) sono di provenienza locale, ovvero frammenti di biocalcareite verosimilmente caduti dalla volta rocciosa e con evidenze di dissoluzione in situ, riscontrati al tetto e alla base dell'unità analizzata, ma si nota comunque la presenza di calcare micritico anche fossilifero e tufo calcareo, oltre che litorelitti.

I noduli di fosfato sono diffusi nella parte alta della unità U8, ma diminuiscono inferiormente; hanno una colorazione giallo-pallido nel profilo sud (CN1205), mentre sono arancioni nel profilo nord (CN1203), con dimensione variabile tra la sabbia molto fine e la sabbia grossolana, raramente nella taglia del limo grossolano (fig. III.15). Questo materiale compone scarsi rivestimenti fini (<10 µm) e discontinui su vuoti a vuoti (diametro 50 µm) al tetto dell'unità nel profilo nord (Mu1 CN1203).

Sono inoltre presenti degli iporivestimenti di argilla limosa (b-fabric maculata a puntini) su canali circolari (diametro 125 µm fino a 1,5 mm) e dei rivestimenti di argilla polverosa (b-fabric unistriale), solitamente associati tra di loro (tranne Mu3 CN1205, spessore intera pedofigura ca. 40/60 µm). Sono presenti dei noduli marrone scuro/bruni, tipici (diametro di circa 10 µm) ed aggregati (diametro 70 – 135 µm) che impregnano la micromassa, ma anche i noduli criptocristallini, le componenti CLC e i pori, mentre sono rari i noduli dendritici neri.

Localmente nei canali più grandi sono presenti dei frammenti di radice ossidata (colore bruno arancio, es. base di CN1205), come osservato nei complessi superiori (v. fig. III.11A) e nei biopori di forma irregolare da

molto scarsi a comuni riempimenti sciolti discontinui (pellets fecali laddove non sono presenti gli ipo-/rivestimenti di argilla polverosa ed impura) e riempimenti densi completi.

Si osservano limitate pedofigure che derivano dalla precipitazione di carbonato di calcio, come l'impregnazione generalizzata della massa di fondo alla base dei frammenti di biocalcarenite alterata, localmente a formare le lamine Ca, e i molto scarsi noduli di micrite impregnativi al tetto di U8 (profilo N, CN1203) con margini diffusi (ca. 170 μm diametro), mentre nel profilo sud sono presenti comuni quasirivestimenti ed iporivestimenti su canali, di colore grigio scuro (micrite).

L'unità U8 in sezione sottile presenta dei caratteri riscontrati anche sul campo (v. tab. III.7). Le evidenze pedogenetiche caratteristiche dell'unità sono i noduli criptocristallini limpidi associabili ad un orizzonte pedogenetico profondo.

Figura III.15. Noduli di fosfato nell'unità U8. (A) con colorazione arancione (CN1203, PPL, barra 200 μm), e con colorazione pallida ed autofluorescenti (CN1205, BL e PPL, barra 0,5 mm).

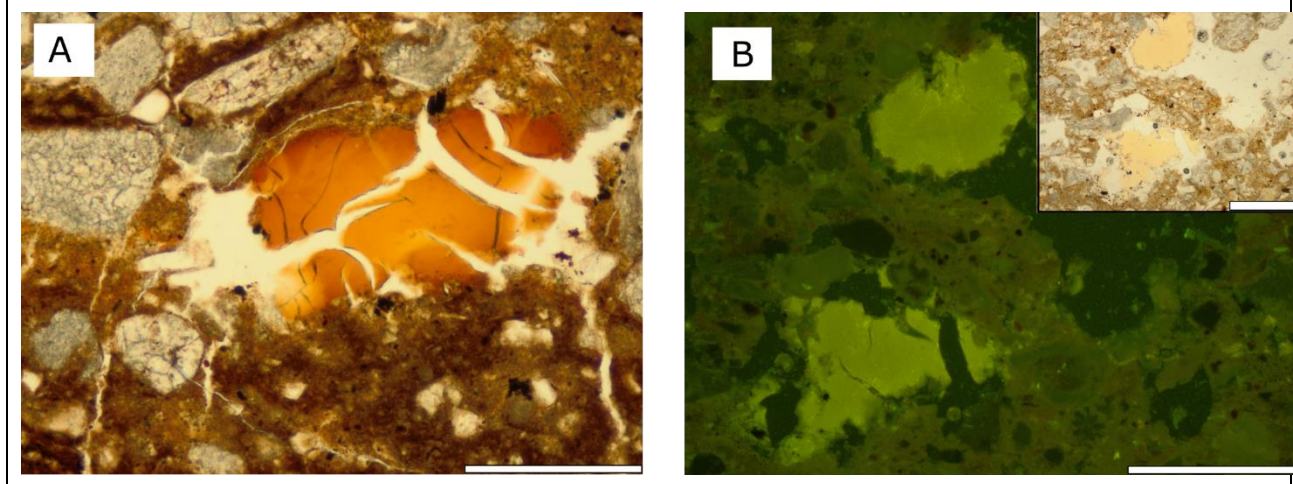


Tabella III.9. Sintesi del dato micromorfologico riguardante l'organizzazione stratigrafica e laminazione riscontrata negli strati colorati. Per la descrizione delle lamine si veda tabella III.8.

unità TA	profilo N			profilo E			profilo S		
	TS	Mu	microlaminazione	TS	Mu	microlaminazione	TS	Mu	microlaminazione
U3									
U3									
U3									
U4									
U4									
U4									
U5									
U6									
U6									
U6									
U7									
U7									
U7									
U8									
U8									
U8									

U7

In sezione sottile l'unità U7 è stata riconosciuta anche nel profilo sud (campione CN1205 base) per cui questa unità rappresenta uno strato, seppur sottile, tabulare e non discontinuo come rilevato sul terreno¹⁴² (Angelucci et al. 2013b).

L'unità U7 si compone di un'alternanza di lamine fini (lamine AL-o) e sabbio-limose la cui micromassa è impregnata da pigmento bruno scuro organico e da ossidi di Fe, come indica la colorazione rossastra in OIL, e dove sono diffusi residui organici amorfi, sia tabulari che disposti in sottili allineamenti (spessore 20-30 µm, v. fig. III.14A). Si riscontrano inoltre delle sottili lamine irregolari criptocristalline, amorfe, di colore arancione. Lo stesso materiale compone dei noduli e dei rivestimenti sui vacui (fig. III.16A). Sono inoltre presenti delle lamine costituite da argilla calcitica (lamine A-Ca, con frammenti ossei), localmente con spessori molto maggiori rispetto alle altre lamine, tali da individuare una singola microunità. Nel profilo N l'unità appare stratificata e laminata come di seguito descritto, mentre nel profilo S è meno articolata con una laminazione scarsamente riconoscibile e l'assenza dello strato carbonatico.

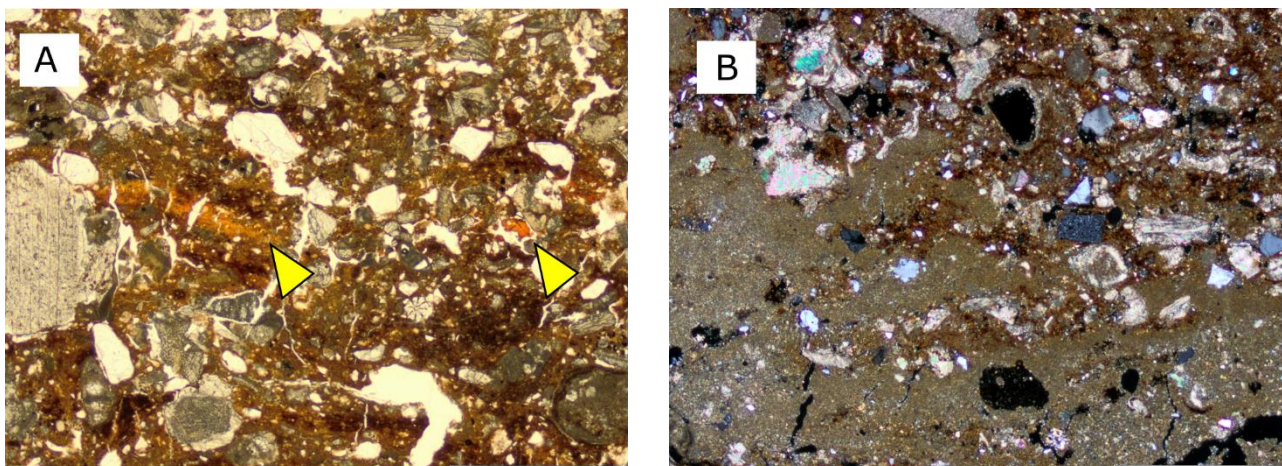
Nel profilo nord (CN1203) l'unità U7 si compone di tre microunità microlaminate (Appendice VIII). La parte basale (Mu3) è data da un'alternanza ciclica di lamine clastiche SL e lamine AL-o e A-u, a gradazione diretta e rappresenta una sequenza *fining upward*. Sono diffusi i frammenti e gli allineamenti di sostanza organica amorfa, mentre sono scarse le lamine A-Ca. La porzione centrale (Mu2) è costituita da una spessa lamina A-Ca (4-6 mm) che include frammenti ossei numerosi e di grandi dimensioni (fino a millimetrici) rispetto alle altre Mu dell'unità e rari frammenti di sostanza organica, al tetto e alla base include le lamine tipiche del resto dell'unità U7 (fig. 16B). Il tetto di U7 (Mu1) ha dei caratteri molto simili alla sua porzione basale (Mu3) da cui si differenzia per una microlaminazione meno distinguibile, forse a seguito di una compattazione avvenuta prima dell'accumulo di U6, e per la presenza di lamine A-Ca maggiormente espresse. Il limite tra Mu1 (al tetto) e Mu2 è irregolare poiché le due unità sono interdigitate; il limite tra Mu2 e Mu3 è chiaro e lineare.

Nel profilo sud (CN1205) l'unità U7 appare più omogenea (è presente una sola microunità) con una componente di origine organica molto esigua e poche lamine AL-o che si riflettono nel colore brunastro meno accentuato non percepibile sul terreno. Si riconoscono lamine A-Ca, A-u e SL con micromassa bruna, ma sono prevalenti le lamine SL con micromassa giallastra a cui si accompagnano le lamine AL-i, autofluorescenti, mentre le lamine criptocristalline limpide sono presenti nella versione giallastra, caratteri diffusi anche nella soprastante unità U6 a marcare un passaggio graduale tra U6 e U7, suggerendo una continuità nei processi di accumulo. Tra i componenti biogenici ed antropogenici (classe ABC) sono presenti ossa con dimensioni

¹⁴² Lo spessore varia da 3 cm nel profilo nord (CN1203 centro) a 1,5 cm nel profilo sud (CN1205 base).

grossolane (con taglia delle sabbie medie e grossolane) alcune delle quali, nelle lamine AL-o, alterate, frammenti vegetali calcificati e frammenti fosfatici porosi.

Figura III.16. Aspetto al microscopio ottico dell'unità U7. (A) Si noti l'alternanza tra lamine clastiche poco organizzate, lamine argillose dal colore bruno scuro (lamine AL-o), mentre i triangoli gialli indicano i noduli e le lamine criptocristalline tipicamente osservati in U7 (Mu3 CN1203, PPL, barra 0,5 mm); (B) in basso si noti una spessa lamina di argilla calcitica (lamina A-Ca) che si interdigita in alto con il materiale clastico ed argilloso caratteristico della parte alta di U7 (Mu2-Mu1 CN1203, XPL, barra 1 mm).



I frammenti di biocalcarene, di fossili e di calcite mostrano spesso evidenze di dissoluzione sia nel profilo sud che nord. In CN1203 si osservano degli elementi di forma irregolare, millimetrica, che si compongono di frammenti fosfatici porosi, arrotondati, frammenti biocalcarene e di ossa imballati in una micromassa di argilla calcitica, confermato dalle analisi SEM/EDSX (v.sez. III § 7.2).

Presso il limite superiore dell'unità, si riscontrano localmente (CN1203) noduli dendritici neri di ossidi di Fe-Mn (diametro 110 – 250 μm), anche in allineamento, indicativi di condizioni di idromorfia temporanea. Sono inoltre presenti dei noduli tipici di ossidi di Fe-Mn (diametro < 10 μm , confermato dal dato SEM EDSX, v. sez. III § 7.2) dispersi nella micromassa, mentre sono scarsi a comuni i noduli aggregati di colore bruno scuro (80-150 μm), maggiormente presenti nelle lamine SL, probabilmente indicativi del degrado della sostanza organica. Tra le pedofigure biogeniche si riscontrano scarsi riempimenti sciolti discontinui di canali (diametro ca. 100 μm - 0,5 mm, in Mu2 il riempimento è dato da materiale di Mu1/3), da scarsi riempimenti di canale densi completi, verticali (diametro del canale circa 200 μm , Mu3). Si osservano da rari a scarsi iporivestimenti/rivestimenti (spessore totale circa 20-70 μm) di argilla impura e polverosa isorientata (b-fabric unistriale a maculata a puntini), rispettivamente, sovrapposti, su canali (diametro 130-300 μm) i quali localmente presentano un riempimento sciolto discontinuo e/o frammenti di radici ossidate di colore bruno-arancio, parzialmente decomposti (es. Mu3). In Mu2 gli iporivestimenti di argilla isorientata su un canale orizzontale su cui insiste un rivestimento bruno scuro attribuibile all'azione fungina, inoltre i rivestimenti argillosi con estinzione lineare (spessore di circa 10 μm) mostrano la muscovite isorientata su biopori con

diametro di 140-60 μm . Tra le pedofigure carbonatiche sono rari i noduli di sparite (diametro 140 μm , Mu3). Sono presenti noduli subangolari e scarsi rivestimenti criptocristallini limpidi arancioni (non autofluorescenti) molto sottili, che nel profilo sud mostrano una colorazione giallo-pallida ed autofluorescente. Nel profilo sud si riscontrano inoltre degli iporivestimenti e quasi-rivestimenti grigi scuri di micrite lungo i canali, osservati anche nella sottostante U8.

L'analisi micromorfologica ha rivelato una natura complessa dell'unità U7 che conferma l'analisi di campo per quanto riguarda la microstruttura e la presenza di sostanza organica amorfa (v. tab. III.7). Viene però messa in luce una complessa stratificazione e microlaminazione, non riscontrata sul terreno.

U6

L'unità U6 è ben stratificata e presenta una microlaminazione piano-parallela non rilevata sul terreno¹⁴³. Le lamine dell'unità U6 sono in parte diverse dalle lamine presenti nelle sottostanti unità U7 e U8: sebbene sia ancora presente la dicotomia lamine clastiche/lamine argillose¹⁴⁴, la micromassa è costituita prevalentemente da argilla calcitica nella parte bassa dell'unità (Mu4, 5 CN1202), che conferisce la colorazione giallastra (lamine AL-Ca e SL-Ca), e da argilla rossastra (lamine AL-r e SL-r) che conferisce il diffuso colore rossastro della parte alta dell'unità, visibile anche sul terreno. La massa dello strato è data da sottili lenti (AL-r e A-opq es. Mu1 CN1203, Mu3 CN1205) di argilla ricca in ossidi di Fe, interdigitate a livelli clastici immersi in un materiale argilloso ricco di calcite (SL-Ca es. Mu2-3 CN1205, Mu4 e 5 CN1205; fig. III.16A); sono scarse le lamine *milky* nella parte superiore dell'unità (Mu1 CN1205, Mu2-3 CN1202), tipicamente osservate nelle unità superiori U5 e U4 e le lamine Crpt-g (Mu1, 2 CN1203, Mu1 CN1205, fig. III.16B) tipiche delle unità inferiori, come la presenza di allineamenti di sostanza organica amorfa scura (spessore 10-20 μm , Mu2 CN1203). L'unità U6 si compone quindi di lamine diffuse sia nelle unità sottostanti (U7 e U8), sia nelle unità soprastanti (U3, U4, U5). Si riconosce quindi una certa continuità nello stile di sedimentazione della sequenza colorata (fig. III.16).

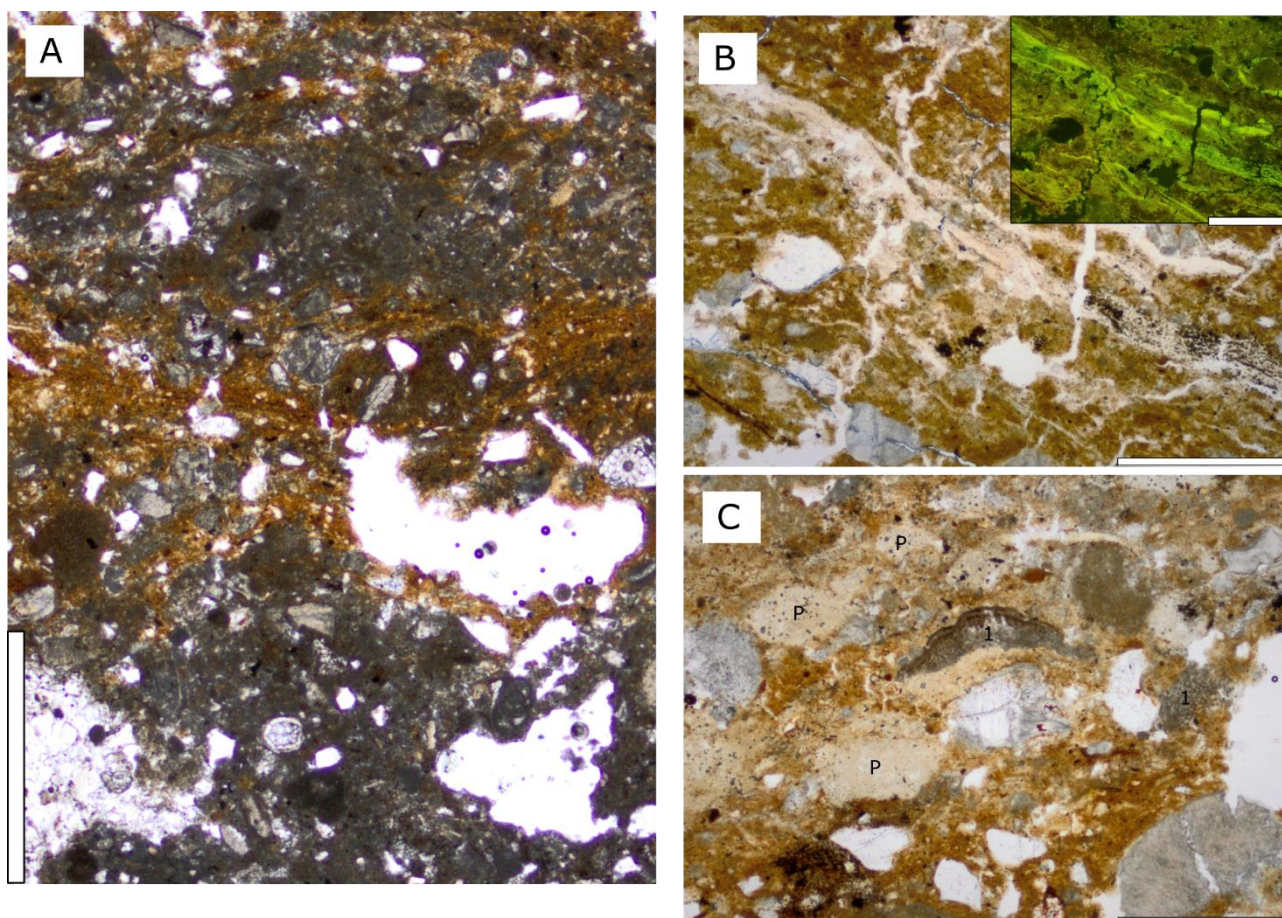
Si ravvisa inoltre la peculiare presenza di granuli fosfatici più o meno arrotondati, porosi con fabric interna convoluta ed inclusioni minerali fini (diametro dei granuli fino alla sabbia media); questi sono occasionalmente saldati tra loro a formare aggregati millimetrici irregolari e croste fosfatice (fig. III.16) ben espresse nel profilo est e sud nella parte superiore dell'unità (CN1202 Mu2, Mu1 CN1205). Lo stesso materiale compone anche dei frammenti millimetrici dispersi nell'intera unità CN1203 Mu2, CN1202 Mu4) e localmente costituisce le lamine AL-i, spesso lenticolari, diffuse soprattutto nella parte superiore dello strato (base di Mu1 e Mu2 CN1205, Mu2 CN1202) dove compaiono anche dei tipici livelli carbonatici costituiti da micrite *clotted* (Mu2 e tetto di Mu2 e 3 CN1205, lamine Ca-Clot) e le lamine *milky* in cui sono presenti anche

¹⁴³ L'unità U6 è stata campionata nel profilo nord (CN1203 tetto), est (CN1202 base) e sud (CN1205 centro).

¹⁴⁴ incluse le lamine continue lateralmente AL e A-u rossastre con miche isorientate, le lamine organiche AL-o e SL-r, Mu2 CN1203.

frammenti vegetali calcificati con un organizzazione cellulare tipica di un organo vegetale, questi ultimi presenti nell'intera unità U6 (tipo 1 tab. III.10). Nella porzione superiore dello strato sono inoltre presenti spore fungine (Mu1 e Mu2 CN1205, Mu3 CN1202) e frammenti di guscio d'uovo di uccello (Mu1 CN1202, Mu2 CN1205). Si osservano frammenti millimetrici di ossa alcune delle quali con tracce di dissoluzione e attacco microbiale, mentre altri sono ben conservati e localmente presentano delle fratture a partire dagli osteoni (Mu1 CN1205); sono piuttosto diffuse le tracce di bioturbazione. La frazione grossolana (con dimensioni superiori alla sabbia grossolana), si compone anche di frammenti di tufo calcareo (talvolta con autofluorescenza), di calcare micritico/marne (dimensioni maggiori di 1 mm), di biocalcarenite brunastra con evidenze di dissoluzione (OP planare) a cui aderiscono dei residui di materiale carbonatico con aspetto *clotted* (Mu3 CN1205), di frammenti di sedimento micritico con scarsi inclusi SIL.

Figura III.16. Aspetto al microscopio ottico di U6. (A) Alternanza tra lenti e lamine di argilla rossastra (lamine AL-r) e lamine ricche di micrite e frammenti di roccia (lamine SL-Ca; CN1202, PPL, barra 1 mm); (B) lamine criptoristalline pallide autofluorescenti (lamine Crpt-g) immerse tra le lamine di argilla rossastra (CN1203, PPL e BL, barra 0,5 mm); (C) crosta fosfatica formata da un addensamento di granuli fosfatici (P) a coprire una lamina argillosa con una frazione grossolana; si noti la presenza di frammenti vegetali calcificati (1) in stretta connessione con i granuli fosfatici (CN1202, PPL, barra 0,5 mm).



La microstruttura è a canali, con una porosità costituita appunto in maniera predominante da biopori ad indicare una discreta attività biologica.

La precipitazione di carbonato di calcio ha formato lenti discrete (lamine A-Ca e Ca), ha interessato l'intera massa di fondo creando delle aree cementate (es. Mu3 CN1205, Mu4 e Mu5 CN1202, Mu1 CN1203) saldando e ri-dislocando le particelle primarie, oltre che impregnando localmente anche gli elementi fosfatici porosi (Mu2 e Mu4 CN1202, Mu2 CN1205) e criptocristallini limpidi (Mu1 CN1205) parzialmente sostituiti da carbonato di calcio: rappresenta un processo diffuso nell'intera unità su tutti i profili. Localmente sono presenti dei noduli di sparite e iporivestimenti prodotti dall'azione radicale (Mu2 e Mu3 CN1205) e noduli di micrite (Mu1 CN1205) e dei quasi-rivestimenti grigio scuro, frequenti e piuttosto continui, su biopori (canali per lo più e camere, spessore figura ca 15 µm, Mu3 CN1205, Mu4 CN1202), mentre sono scarsi i rivestimenti di microsparite *bladed* sui componenti CLC (Mu1 CN1205) e sui vuoti di costruzione e canali (Mu4 e 5 CN1202). Sono inoltre presenti localmente da rari a comuni noduli criptocristallini giallo-pallido ed arancione autofluorescenti (con dimensioni comprese tra il limo e la sabbia media; Mu2 CN1203, Mu2 e 3 CN1205). Sono diffusi da scarsi a comuni i noduli aggregati marrone scuro (diametro 80-170 µm) nell'intera unità e su tutti i profili esposti, localmente impregnano gli elementi criptocristallini (lamine e granuli es. Mu2 CN1202). Nell'intera unità si riscontrano inoltre scarsi a comuni riempimenti sciolti discontinui talvolta a riempire canali (1,3 mm) che mostrano un iporivestimento di argilla limosa (Mu2 CN1203, Mu3 CN1205). Gli iporivestimenti con rivestimenti di argilla impura e polverosa rispettivamente sono comuni su canali (diametro ca. 400 µm-1,3 mm) e mostrano spessori complessivi fino ad un massimo di 100 µm (CN1203) a molto scarsi (Mu3 CN1205, Mu4 CN1202).

In sezione sottile l'unità U6 è quindi eterogenea e grada verticalmente all'unità U7, come percepito in parte dalle osservazioni sul terreno (tab. III.7), in base al cambiamento della micromassa da argillosa e rossastra ad argillosa-calcitica giallastra e brunastra.

U5

A livello micromorfologico, l'unità U5, rilevata esclusivamente nella sezione N (CN1204), presenta caratteristiche simili a quelle di U4 (*infra*) da cui non è possibile distinguerla se non per una maggiore diffusione di carbonato di calcio secondario e di pedorelitti bruno-rossastri che qui raggiungono dimensioni plurimillimetriche costituiti dallo stesso materiale delle lamine AL-r di U6, inclusi rari iporivestimenti di argilla polverosa con limiti diffusi (spessore di 190 µm). L'unità si costituisce quindi di una serie di lamine, su cui prevale la lamina SL-Ca, rese parzialmente riconoscibili dalla precipitazione di carbonato di calcio che ha colmato i pori dell'unità. Sono quindi presenti le lamine AL (micromassa argilla giallastra), AL-i e Crpt-g oltre che le lamine *milky*.

Le pedofigure maggiormente rappresentate sono appunto quelle legate alla precipitazione di carbonato di calcio come comuni riempimenti dei vuoti di microsparite-sparite e rivestimenti di microsparite *bladed* sui vuoti (canali e vuoti). Sono presenti scarsi noduli dendritici bruno scuro (150 µm).

Dall'analisi micromorfologica sembra quindi che il colore grigiastro rinvenuto sul campo (v. tab. III.7) sia dovuto alla presenza diffusa della micrite nella massa di fondo. Non sono stati riscontrati frammenti di carbone, né chiare evidenze correlabili alla cenere vegetale.

U4

L'unità U4 in sezione sottile presenta una fitta microlaminazione, con lamine isorientate, alla base e al tetto mentre nella sua porzione centrale l'aspetto è massivo a causa della diffusa precipitazione di micrite, scarsamente attestata nel profilo nord¹⁴⁵.

Nel complesso, U4 è principalmente composta da un'alternanza di lamine carbonatiche che incorporano dei pseudomorfi vegetale di calcite (v. tab. III.10, lamine *milky* che spesso passano lateralmente a lamine Ca-Clot, quest'ultime aumentano in spessore verso l'alto), e lamine argillo-limose giallastre AL, localmente AL-i (fosfatiche; fig. III.18). Sono molto scarse le lamine clastiche (SL-Ca), concentrate soprattutto alla base dell'unità (base di Mu2 CN1205) dove si compongono anche di grandi frammenti di sedimento rimaneggiati, mentre altrove rappresentano sostanzialmente degli allineamenti di componenti grossolani sabbiosi (con dimensioni della sabbia media) dispersi nelle lamine AL. Al tetto dell'unità si rilevano scarse e frammentarie lamine AL-opq (Mu1 CN1205, Mu1 CN1204) e la microstruttura è poliedrica angolare fine a suggerire il disseccamento (fig. III.19). Tra i componenti grossolani inclusi nelle lamine sono diffusi i frammenti vegetali calcificati, sia nella morfologia che ricorda un organo vegetale che nella morfologia tabulare, e i granuli sabbiosi, porosi, criptocristallini giallo pallido con inclusioni minerali fini (tab. III.10).

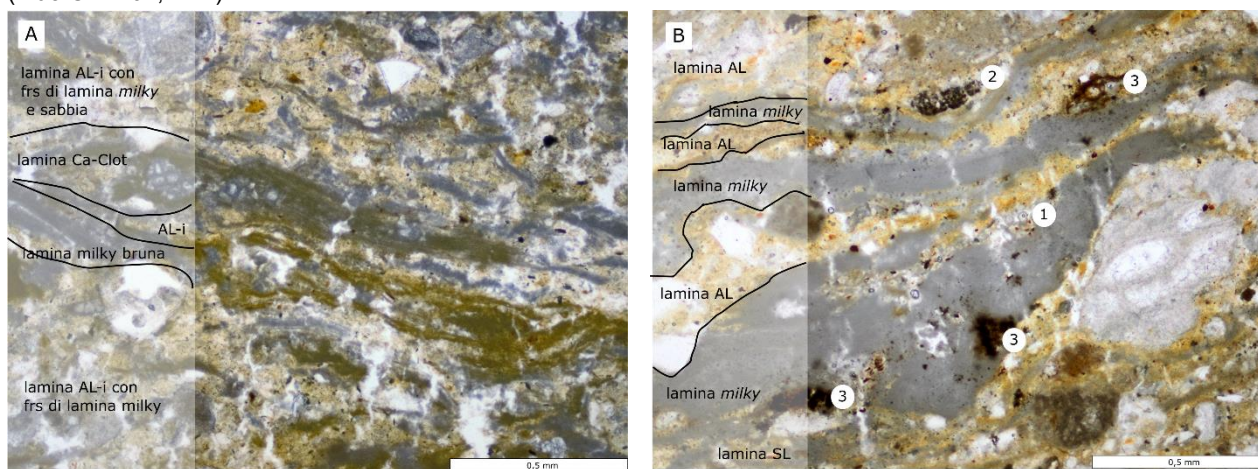
Gli spessori della porzione inferiore¹⁴⁶ ne indicano un assottigliamento verso il fondo del riparo; è fittamente laminata a causa dell'alternanza di lamine *milky* (grigiastre a bruno giallastre verso il basso) con frammenti vegetali calcificati, lamine AL e AL-i, e scarse lamine SL-Ca concentrate inferiormente, a coprire il limite inferiore erosivo, dove sono composte in buona parte da litorelitti (sedimento grigio-giallastro limo-sabbioso a supporto di matrice micritica) che potrebbero rappresentare frammenti di lamine SL-Ca fini (fig. III.18). Il materiale clastico (granuli di sabbia) sia nella forma di lamine SL-Ca, ma soprattutto incluso nelle lamine AL tende generalmente a diminuire verso l'alto. Nel profilo nord (Mu2, 3 CN1204) è presente una maggiore componente clastica che localmente forma dei pacchetti sedimentari SL ben sviluppati (spessori fino a plurimillimetrici), la diffusa impregnazione di micrite su un sedimento argillo-limoso brunastro identifica una microunità (Mu4) non riconosciuta negli altri profili analizzati. Nel profilo est (Mu3 CN1202) è presente un

¹⁴⁵ L'unità U4 è stata campionata nel profilo nord (CN1204 tetto), est (CN1202 tetto) e sud (CN1205 tetto).

¹⁴⁶ Lo spessore sul profilo nord è di 1,5 cm (CN1204), sul profilo est di 1 cm (CN1202) e sul profilo sud di 6-3 mm (CN1205).

frammento millimetrico di biocalcarenite a giacitura planare che deforma plasticamente le lamine sottostanti (*milky* e AL) a suggerire la contemporaneità della sedimentazione detritica e laminare. La microstruttura di questa porzione è poliedrica angolare fine, associabile al processo di disseccamento.

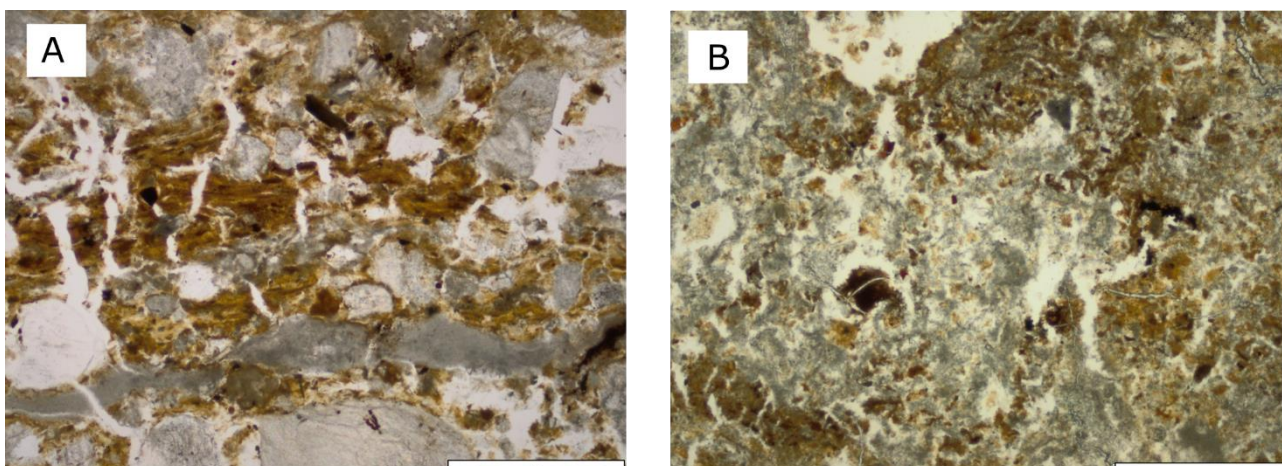
Figura III.18. Esempio della microlaminazione che costituisce la porzione inferiore dell'unità U4. (A) Si noti la fitta alternanza tra lamine AL-i con una componente grossolana (granuli opachi molto fini e frammenti sabbiosi silicoclastici e carbonatici) e le lamine *milky* grigie e bruno-giallastre frammentate e associate alla lamina Ca-Clot (si noti la struttura cellulare preservata all'interno di questa lamina) (Mu2 CN1205, PPL); (B) sequenza microstratificata data dall'alternanza delle lamine *milky* che localmente includono delle strutture cellulari calcificate (1), delle lamine AL che possono includere i resti vegetali calcificati nerastri/grigio scuro (2) e frammenti vegetali umificati (3) quest'ultimi presenti anche alla base delle lamine *milky*, la base è composta da materiale clastico più abbondante e grossolano incluso in una lamina SL (Mu3 CN1202, PPL).



La porzione centrale di U4 (Mu2 CN1202, Mu2 CN1205) è cementata da carbonato di calcio. Presenta spessori di 2,3 a 1,6 cm nel profilo est e di circa 2 cm nel profilo sud mentre nel profilo nord non è stata rilevata permettendo il riconoscimento della microlaminazione, ad indicare un'irregolarità nella precipitazione carbonatica secondaria. La diffusa presenza di micrite ha impregnato la micromassa e riempito e rivestito i vuoti, dove si riscontra la presenza anche di microsparite, mascherando così l'organizzazione primaria del sedimento, che, per quanto visibile, è piuttosto simile alla porzione inferiore di U4. Lo strato è costituito dalla sovrapposizione di lenti e lamine calcitiche piuttosto sviluppate in spessore (lamine *milky*, A-Ca, Ca-Clot) che localmente assumono l'aspetto di pseudomorfi vegetali tabulari ed includono frammenti vegetali calcificati tipo organo, e lenti molto circoscritte di materiale argilloso giallastro (lenti AL) localmente AL-i. Nel profilo est (CN1202), presso il tetto dell'unità, alla base di alcune lenti di micrite o interposti a due livelli di argilla sono presenti dei livelli criptocristallini bruni/arancio con scarsi inclusi minerali molto fini (lamine Crpt a). Al tetto si osservano comuni lamine argillose rosse opache molto sottili (lamine AL-o) e limitate nello spazio che anticipano i caratteri della porzione superiore di U4. Nel profilo nord la microstruttura è localmente spugnosa in corrispondenza della diffusa presenza di lamine *milky* e Ca-Clot e lamine AL-i.

La porzione superiore di U4, riscontrata su tutti i profili in sezione sottile, laminata, si differenzia dalla porzione inferiore per la presenza piuttosto diffusa di lamine AL-opq e sui frammenti e di lamine clastiche arricchite in sparite e microsparite al tetto (SL-Ca), oltre che da una diminuzione dei frammenti vegetali calcificati (fig. III.19A). Si osserva una microstruttura poliedrica angolare molto fine, forse dovuta al disseccamento, e una diffusa precipitazione di carbonato di calcio nella forma di micrite e soprattutto microsparite (fig. III.19B) talora con aspetto *bladed*/a losanga. Gli spessori ne suggeriscono un assottigliamento verso il fondo della grotta¹⁴⁷. I caratteri composizionali e organizzativi di questa porzione dell'unità U4 sono simili a quelli dell'unità U3, per cui se ne propone un continuo genetico.

Figura III.19. Aspetto in sezione sottile della parte superiore di U4. (A) Lamine rossastre opache, con scarse particelle detritiche, alternate a lamine carbonatiche (*milky*, CN1202, PPL, barra 0,5 mm); (B) riorganizzazione del sedimento a causa della precipitazione del carbonato di calcio a formare un nodulo di microsparite e micrite clotted di probabile origine biologica (CN1204, PPL, barra 0,5 mm).



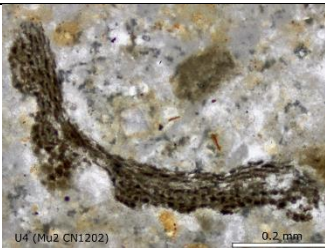

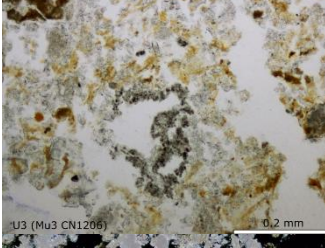
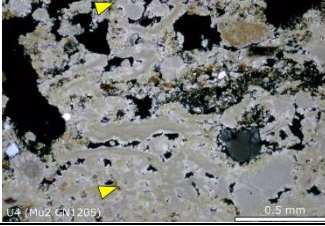
Localmente, in particolare nella parte centrale e superiore dell'unità, si osserva un aspetto massivo a causa della diffusa presenza di micrite e microsparite, rispettivamente, a colmare i vuoti interstiziali dei componenti grossolani cementando il sedimento. La microstruttura dell'unità, a canali, è indicativa dell'azione biologica testimoniata anche dai frammenti di radice conservati in alcuni biopori, e dai riempimenti sciolti continui e discontinui. La porosità ad un livello gerarchico inferiore (Stoops 2003), è costituita al tetto (Mu1) e alla base (Mu3) da vuoti planari molto sottili e discontinui che ne determinano una microstruttura poliedrica angolare molto fine, sviluppo moderato (aggregati 0,5-2,5 mm), che potrebbe derivare dal disseccamento postdeposizionale del materiale.

I componenti grossolani non inclusi nelle lamine (con dimensioni superiori alla sabbia media) sono dati principalmente da scarsi frammenti subangolari di biocalcareneite subarrotondati con giacitura pressoché inclinata, con evidenze di dissoluzione e riprecipitazione dei carbonati, litorelitti giallastri di argilla calcifica

¹⁴⁷ Lo spessore è di 1 cm sul profilo nord (CN1204), di 7-4 mm sul profilo est (CN1202) e di 2-3 mm sul profilo sud (CN1205).

(ricopre il limite inferiore erosivo), rari frammenti di tufo calcareo grigio scuro (Mu1 CN1205) e frammenti di calccrete ben arrotondati (CN1202). A parte i componenti carbonatici di origine vegetale (pseudomorfi in micrite), si riscontrano molto scarsi frammenti di ossa, di selce microcristallina di origine non chiaramente antropogenica e di sostanza organica umificata (alterata nei noduli aggregati).

Tabella III.10. Descrizione dei frammenti vegetali calcificati riscontrati nella sequenza colorata di Cueva Negra.

tipo	morfologia	spessore frammento	dimensioni	dimensioni cellula	unità	lamina associata	foto
1	organo (radice?), morfologia circolare ondulata; cellule con morfologia equante, tabulare, ovale	40-50 μm max 160 μm	fino a 0,3- 0,8 mm di lunghezza; diametro stimato 0,5/0,9 mm max 1,3 mm	8-15 μm	U3 (Mu3), U4, U5, U6	<i>milky</i> , AL-Ca e SL-Ca, AL-i	
2	planare con cellule parallele tabulari;	230-700 μm	fino a 1-3 mm	10 μm	U4, U6	<i>milky</i> che passa lateralmente a Ca-Clot; frs	
3	irregolare con cellule da ovali a irregolari	18-20 μm	ca. 250 μm	5-6 μm	U3 (Mu3)	dispersi	
4	aspetto <i>clotted</i>	lamine e domini		20-75 μm	U4	Ca-Clot	

Le pedofigure connesse alla precipitazione di carbonato di calcio sono predominanti nella forma di rivestimenti e riempimenti di microsparite e micrite particolarmente estesi nella porzione superiore e centrale, cementate; localmente si osservano degli iporivestimenti su canali di microsparite con fabric radiale (Mu2 CN1205). Si rilevano evidenze di attività biologica nell'intera unità quali i riempimenti biogenici sciolti discontinui nei canali a forma irregolare, i noduli aggregati bruno scuro (scarsi con diametro compreso tra 90 e 230 μm), mentre sono rari i frammenti di radice ossidata (es. Mu1-2 CN1205). Sono inoltre presenti rari iporivestimenti-rivestimenti di argilla impura (spessore ca. 40 μm) su canali circolari, localmente riempiti da frammenti di radice ossidata (es. Mu1 CN1205) maggiormente espressi nella porzione inferiore dello strato. Rari i noduli criptocristallini limpidi giallastri (Mu1 CN1205). I processi postdeposizionali sono quindi

rappresentati da una parte dall'attività di organismi biologici (flora e fauna) e dall'altra processi chimici (decomposizione della materia organica e precipitazione del carbonato di calcio). Si riconosce localmente (CN1204) la presenza di riempimenti densi con andamento verticale costituiti da sedimento limo-argilloso con caratteri simili al sedimento di U8 (porzione basale), che potrebbero essere connessi alle strutture sedimentarie di deformazione da iniezione.

Lo studio delle sezioni sottili definisce con maggior dettaglio le osservazioni macroscopiche (v. tab. III.7). Si riconosce così una struttura articolata dell'unità che non è massiva ma microlaminata e microstratificata, dove effettivamente si riconosce una cementazione che però è piuttosto localizzata e discontinua, sebbene sembri aumentare verso E, nell'area scavata. Non sono stati rilevati frammenti di carbone di legna, ma solo molto scarsi frammenti di sostanza organica amorfa e umificata, quindi non combusta. I frammenti di biocalcarenite non mostrano chiare evidenze di combustione: l'arrossamento di alcuni clasti presenta caratteri paragonabili a quanto osservato nel campione di riferimento prelevato dalla roccia di substrato (CN1208), mentre l'annerimento dei frammenti di tufo potrebbe effettivamente suggerire una loro termoalterazione. La frazione fine è costituita in parte da particelle sedimentarie e in parte da carbonato secondario che conferisce all'unità l'aspetto biancastro, ma non sono stati identificati cristalli attribuibili alla cenere vegetale, sebbene l'aspetto *clotted* della micrite possa essere di dubbia origine.

U3

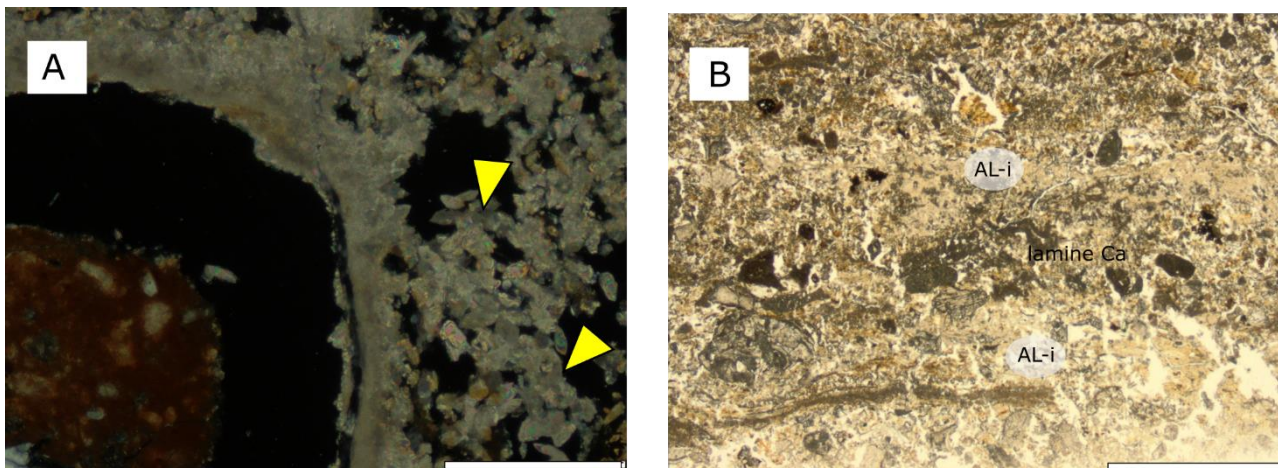
Al microscopio ottico l'unità U3¹⁴⁸ è caratterizzata dalla presenza massiccia di cristalli di micrite e microsparite *bladed*, con aspetto fresco (marginetti netti e angolosi), similmente a quanto osservato al tetto dell'unità U4 (fig. III.20A). Questi cristalli crescono su un sedimento microlaminato, simile a quello osservato in U4.

Si compone di un'alternanza di lamine carbonatiche (lamine Ca e Ca-Clot) che rivestono le lamine argillo-fosfatiche (lamine AL-i), parzialmente impregnate sia di micrite che microsparite. Le lamine argillo-fosfatiche coprono le lamine argillose-limose ricche in micrite (lamine AL), dove gli elementi grossolani (limo-sabbia molto fine) sono scarsi e in parte costituiti da frammenti di sedimento opaco, simile alle lamine AL-opq (Mu1). Nella parte inferiore (Mu3) si nota che le lamine argillo-fosfatiche (lamine AL-i) coprono sottili lamine rossastre opache (lamine AL-opq) che includono allineamenti (spessore 20-30 µm) di sostanza organica amorfa scura, ripresentando il quadro osservato nell'unità U7. Il materiale che compone i litorelitti opachi costituisce le lamine AL-opq diffuse nella porzione centrale (spessore 200 µm) a cui sono interdigitate delle lamine discontinue Ca (costituite da micrite con una morfologia a pallini) e Ca-Clot, che sono autofluorescenti (spessore 100-300 µm; Mu2). La porzione inferiore di U3 (Mu3) si compone anche di scarse e sottili lamine Crpt-g, di frammenti arrotondati microcristallini giallo pallido e porosi e di frammenti vegetali calcificati, seppure tali componenti siano minoritari rispetto a quanto osservato nella sottostante unità U4. Nella parte

¹⁴⁸ L'unità U3 è stata campionata sul profilo est (CN1206).

inferiore il materiale è scarsamente organizzato a causa del dislocamento indotto dalla crescita dei cristalli di carbonato di calcio (fig. III.20B).

Figura III.20. Aspetto in sezione sottile di U3. (A) i triangoli indicano la calcite con forma a losanga, mentre a sinistra vi è un frammento di pedorelitto rossastro opaco (CN1206, Mu1, XPL, barra 200 µm); (B) lamine argillo-fosfatiche (AL-i) alternate e parzialmente impregnate dalle lamine ricche in carbonato di calcio (lamine Ca; CN1206 Mu3, barra 1 mm).



I componenti non inclusi nelle lamine sono scarsi e costituiti da frammenti di biocalcarenite subangolosi che mostrano delle evidenze di dissoluzione (Mu1 e 3) e localmente (Mu1) degli iporivestimenti criptocristallini ed autofluorescenti, questi ultimi presenti anche sui granuli di dimensioni minori (dimensioni nella taglia della sabbia fine e media), da rari frammenti ossei (Mu3) biancastri, rivestiti da microsparite e con delle fratture e rari frammenti di radice ossidata all'interno di canali verticali (diametro 0,6 mm, Mu3), rari frammenti di marna con evidenze di dissoluzione e riprecipitazione di carbonato e granuli di polisparite e frammenti di guscio d'uovo (Mu3).

Le pedofigure includono scarsi riempimenti sciolti discontinui nei canali (diametro 0,5-0,6 mm) e noduli aggregati scuri (110-250 µm). Sono ampiamente diffusi i rivestimenti/iporivestimenti di micrite e microsparite *bladed* con spessore fino a 100 µm su vuoti, parzialmente riempiti da frammenti di materiale delle lamine AL-crpt con diametro di 200 µm, più frequenti in Mu3. Lo stesso materiale, con morfologia quasi a losanga, impregna diffusamente la micromassa, gli elementi porosi criptocristallini e le lamine AL-i. Localmente si osserva che la micrite occupa estensivamente tutti i vuoti del sedimento (tetto Mu3).

L'analisi micromorfologica ha permesso di ridefinire le osservazioni svolte sul campo (tab. III.7). La presenza delle lamine AL-opq e dei frammenti di questo materiale sono responsabili dell'aspetto giallastro rilevato sul campo, mentre la diffusa precipitazione, secondaria, della micrite e della microsparite, ha determinato la disorganizzazione del sedimento percepibile anche sul terreno. La cementazione nodulare è dovuta alla presenza di rivestimenti e iporivestimenti su vuoti e componenti grossolani di carbonato di calcio e non di fosfato come ipotizzato durante le osservazioni di campo.

7.3 Analisi SEM/EDXS

Le analisi SEM/EDXS dell'unità U7 sono sintetizzate nelle tabelle III.11 e III.12, mentre le figure III.21 e III.22 illustrano la localizzazione delle analisi svolte con l'aspetto in sezione sottile.

7.3.1 Area 3

L'area 3 identifica una sottile lamina Crpt-a, coperta da una lamina AL ricca in noduli circolari opachi (fig. III.21a, c). I caratteri ottici della lamina arancio, come l'aspetto criptocristallino, l'isotropia ottica e l'autofluorescenza in UV e BL, ne suggeriscono una natura fosfatica. Allo stesso modo, le caratteristiche dei noduli suggeriscono una composizione Fe-Mn, di cui però si cerca conferma con l'analisi elementare in quanto potrebbero essere costituiti da specie minerali con caratteristiche ottiche simili quali solfati.

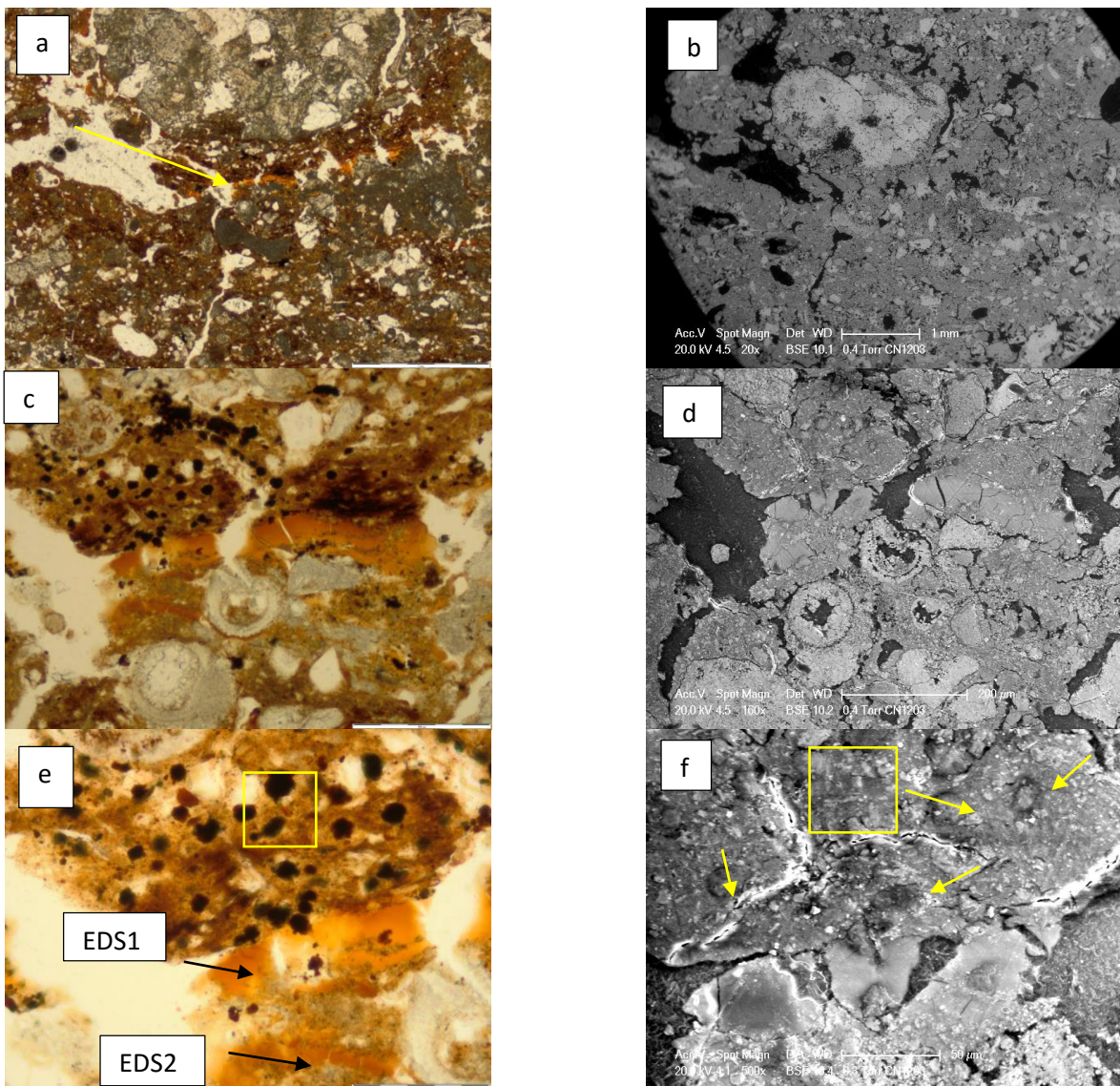
L'analisi EDXS sulla parte densa della lamina criptocristallina arancio ne rivela una composizione prevalente di fosfato di calcio, come indica il rapporto Ca/P (EDS1 in tab. III.11), associato a poca argilla indicata dagli elementi Si, Al, Mg. La parte inferiore della lamina che presenta al microscopio ottico una diffusa presenza di calcite, restituisce all'analisi SEM/EDXS valori circa di 30% Ca (paragonabili a quelli della lamina densa) a cui si aggiungono gli elementi riferibili al materiale detritico Si, ca. 10% Al, 5-2% P, Fe, Mg e K in % minori (EDS2 in tab. III.11). Sembra quindi che le lamine Crpt-a osservate al microscopio ottico siano composte da fosfato di calcio arricchito in argilla che impregna, inferiormente, una lamina ricca in calcite suggerendone un'origine illuviale/di traslocazione.

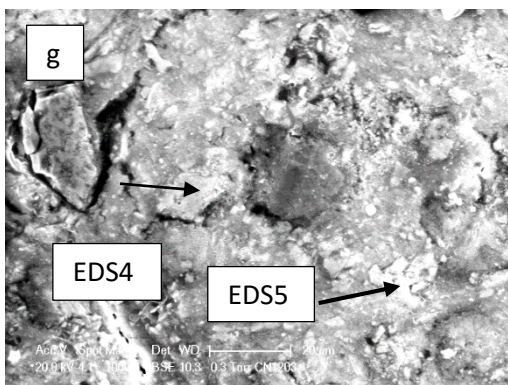
I noduli sferici presenti nella parte superiore dell'area 3 sono immersi in un materiale argilloso (fig. III.21c, e). L'osservazione al SEM permette di individuare all'interno dell'argilla numerose particelle angolari di pochi micrometri con alto numero atomico (colore chiaro), mentre i noduli appaiono in tonalità di grigio scuro (fig. III.21f-g). L'analisi EDXS della micromassa con noduli opachi nel suo insieme (Fig. III.21g; EDS3 in tab. III.11) ne rivela la composizione di argilla, come indicano gli elementi Si, Al, Fe, K, Mg, parzialmente calcitica (Ca) con evidenze di idromorfia (Fe-Mn) associabili ai noduli opachi. Questi ultimi, considerandone le immagini BSE (fig. III.21g), potrebbero essere composti prevalentemente da Mn e sono di natura impregnativa. La micromassa argillosa (EDS4 e EDS5, tab. III.11) è composta anche da P e Ti e da granuli minerali detritici (composti anche da Cl, Mg e K), mentre il Fe può essere relativo in parte all'impregnazione dell'argilla. Si rileva l'assenza di solfati e solfuri (elemento S), che esclude la pirite e il degrado di sostanza organica come origine dei noduli opachi analizzati. Questi andrebbero quindi associati al regime idrico del sedimento, ovvero a condizioni di idromorfia temporanea.

L'osservazione al SEM del clasto di biocalcarenite che copre l'area 3 e dei frammenti calcarei (es. frammenti di fossili, fig. III.21) ha permesso inoltre di evidenziare la presenza di tracce di dissoluzione e ricristallizzazione

del carbonato di calcio nella forma di cristalli allungati (fig. III.21b, d), processi indicativi di una fluttuazione nella chimica del sedimento.

Figura III.21. Area 3: microfotografie al MO (a, c, e) e immagini BSE al SEM (b, d, f, g). (a) contesto dell'area 3 MO, PPL, barra 1 mm, la freccia indica la lamina criptocristallina arancio; (b) come (a) ma SEM BSE, barra 1 mm: si noti il frammento di biocalcarenite subarrotondato con ricristallizzazione; (d) dettaglio della successione stratigrafica dell'area MO, PPL, barra 200 µm, si noti dall'alto: lamina argillosa brunastra ricca in noduli circolari opachi, lamina arancione criptocristallina limpida che verso il basso si arricchisce di micrite ed clasti carbonatici; (d) come (c) ma SEM BSE, barra 200 µm: si notino le evidenze di ricristallizzazione sui frammenti di fossili; (e) dettaglio al MO, PPL, della lamina argillosa bruna ricca di noduli arrotondati opachi, barra 100 µm: nel riquadro il posizionamento di EDS3; (f) come (e) ma SEM BSE, barra 50 µm: i noduli sono indicati dalle frecce gialle; (g) particolare della lamina argillosa con noduli oggetto dell'analisi EDS3 con posizionamento analisi EDS4 e EDS5, SEM BSE, barra 20 µm: si notino le particelle a colori chiari.





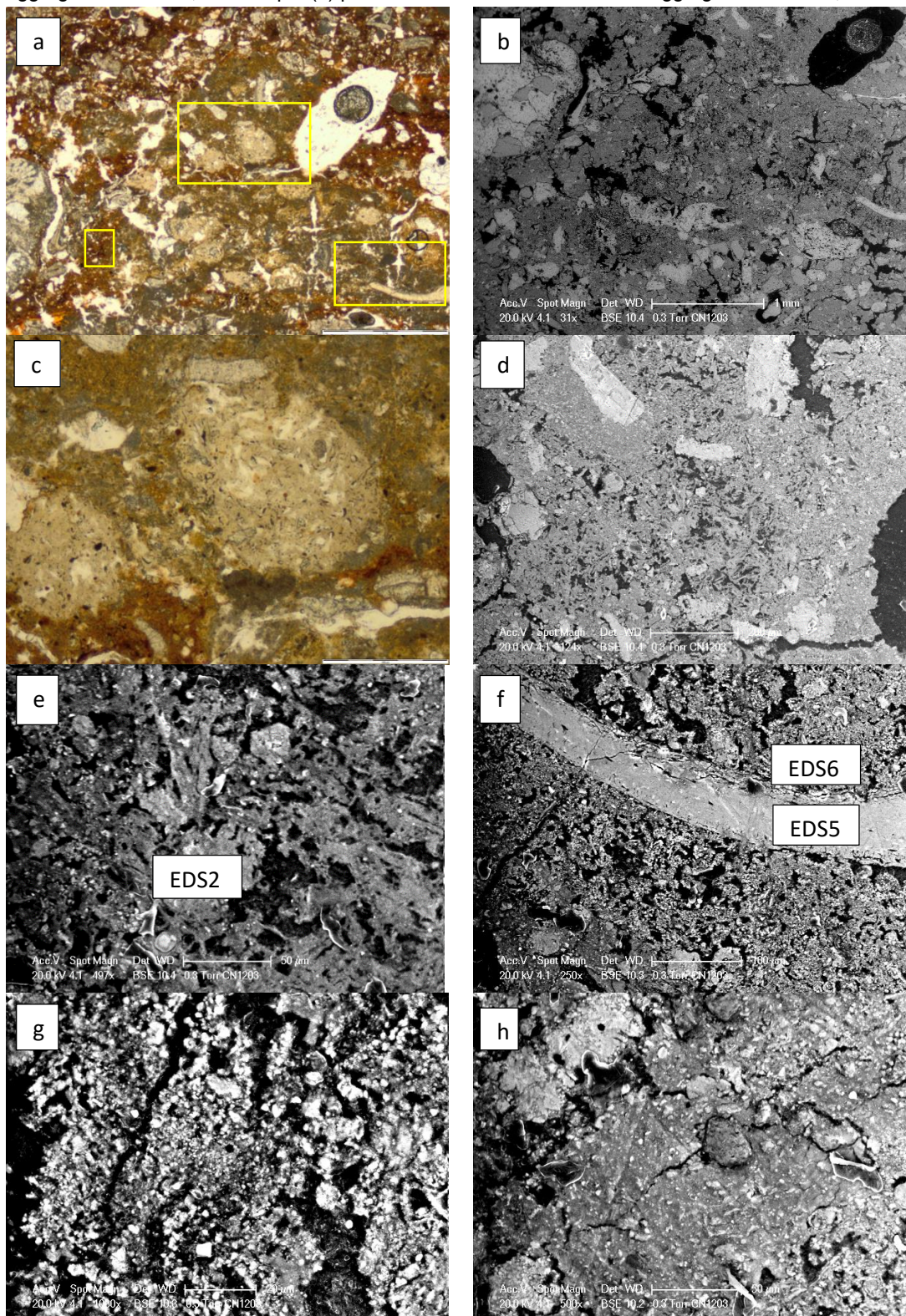
7.3.2 Area 4

L'area 4 è adiacente all'area 3, ma individua un aggregato irregolare, millimetrico, ricco di elementi porosi <otticamente isotropi di colore giallo pallido di probabile origine fosfatica (Fig. III.22a, c). Dati i caratteri micromorfologici di questo aggregato e del sedimento che lo contiene si ritiene che la sua origine non sia connessa al sedimento laminato circostante.

Le analisi SEM/EDXS dell'aggregato con elementi fosfatici porosi (Fig. III.22 d, EDS1 in tab. III.12) vede la presenza di argilla (Si e Al) e calcite (Ca) che si riferiscono alla micromassa e in parte ai frammenti di biocalcarenite, a cui si affiancano altri elementi (P, Fe, Mg, K) che potrebbero riferirsi in parte all'argilla e in parte agli inclusi. L'elemento fosfatico presenta anche al SEM una porosità tipo *fluffy* (fig. III.22d, e) ed è composto da particelle molto fini, alcune delle quali con colori chiari, immerse in un materiale fine denso (fig. 3e). Il componente poroso (fig. III.22e, EDS2 in tab. III.12) è costituito da fosfato di calcio a cui si accompagnano altri elementi (Si, Al, Fe, Mg e K) ad indicare la presenza di argilla e di granuli detritici, quali muscovite, biotite, quarzo, feldspati potassici; sono presenti in minime quantità gli elementi Cl e Ti. La micromassa (EDS6 in tab. III.12) si compone essenzialmente di argilla calcitica con un'elevata quantità di P se confrontata con la micromassa esterna all'aggregato (EDS3 in tab. III.12); al SEM appare composta da cristalli rombici di calcite (colore chiaro, fig. III.22g). Il frammento osseo incluso nell'aggregato è altamente fratturato sulla superficie (fig. 3f), a conferma della scarsa conservazione rilevata al microscopio ottico, e si compone di fosfato di calcio con una presenza di sodio (EDS5 in tab. III.12), che allo stato attuale della ricerca rimane senza spietazione.

La micromassa argillosa del sedimento esterno all'aggregato, nella porzione tra l'aggregato stesso e il frammento di biocalcarenite che sta alla sua sinistra, si caratterizza per la presenza di noduli opachi (osservati anche al SEM) con le stesse caratteristiche di quelli osservati in area 3. L'analisi EDXS (EDS3 in tab. III.12) rileva la presenza di Si e Al attribuibili all'argilla, è presente del fosfato di calcio correlabile alle lamine e ai domini fosfatici criptocristallini arancio. La relativa abbondanza di Fe (6.94%) potrebbe essere in parte dovuta all'argilla e in parte ai noduli opachi osservati, mentre K, Mg e Ti potrebbero essere connessi alla presenza di granuli minerali quali miche olivina.

Figura III.22. Area 4: microfotografie al MO (a, c) e immagini al SEM BSE (b, d). (a) micrografia dell'aggregato MO, PPL, barra 1 mm; si noti a sinistra il frammento di biocalcarenite che compare anche in area 3; i rettangoli indicano da sx a dx i punti di analisi EDS4, EDS1-2, EDS5-6. (b) come (a) ma SEM BSE, barra 1 mm. (c) elemento poroso fosfatico MO, PPL, barra 200 µm (d) come (c) ma SEM BSE, barra 200 µm; (e) dettaglio dell'interno dell'elemento poroso SEM BSE, barra 50 µm con indicazione del punto di analisi EDS2; (f) porzione interna all'aggregato con frammento osseo, SEM BSE, barra 100µm, con posizionamento punti di analisi EDS5 e EDS6. (g) particolare micromassa interna aggregato SEM BSE, barra 20µm (h) particolare micromassa esterna all'aggregato SEM BSE, barra 50 µm.



7.3.3 Elementi minoritari

L'elemento Cl (cloro) è stato riscontrato nell'aggregato di area 4 che è composto da argilla calcitica, ma non nell'osso al suo interno, e in una particella di area 3 mentre risulta assente nelle lamine argillose e fosfatice. Sembra che questo elemento possa rappresentare un marker del sedimento di argilla calcitica, ma per avvalorare quest'ipotesi si dovrebbero analizzare altre porzioni di sedimento. L'elemento Cl può derivare da salgemma (NaCl, tipico minerale di depositi marini), dall'apatite geogenica (elementi diagnostici di apatite: Ca, P e Cl, cloroapatite), ed è presente in scisti cloritici. Va rilevata la presenza di queste particelle nel substrato roccioso (biocalcarenite) di origine marina in cui si apre il riparo per cui si ipotizza una provenienza autoctona.

L'elemento titanio (Ti), rilevato in tutte le aree analizzate tranne l'osso e la lamina Crpt-a, si trova in minerali quali rutilio (TiO₂), titanite (CaTiO₅) e ilmenite (FeTiO₃), tipici di rocce ignee e metamorfiche, frammenti di queste rocce compongono il sedimento come rilevato al microscopio ottico per cui si ritiene provenga dal sedimento alloctono.

Il potassio (K) è un elemento diffuso nella cenere vegetale (cf. Schiegl and Conard 2006), ma è stato rilevato in tutti gli elementi analizzati, con una maggiore concentrazione nella particelle detritiche che compongono l'argilla, per cui si propone un'origine geogenica non connessa alla combustione.

Tabella III.11. Sintesi delle analisi elementali SEM/EDSX eseguite sull'area 3.

Elemento	EDS1-lamina criptocristallina densa (fig,2e)		EDS-lamina cript con calcite (fig,2e)		EDS3-lamina argillosa con noduli (fig,2g)		EDS4-nodulo/argilla- particella chiara (fig,2g)		EDS5-nodulo/argilla- particella chiara (fig,2g)	
	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%
Na ₂ O	0,54	0,63	0,41	0,42	0,22	0,24	0,58	0,82	0,61	0,70
MgO	1,21	2,16	2,34	3,73	2,75	4,57	2,47	5,36	3,59	6,34
Al ₂ O ₃	4,23	2,99	9,04	5,69	14,76	9,72	10,93	9,38	14,13	9,86
SiO ₂	12,45	16,15	28,23	30,17	56,68	63,31	27,91	40,66	38,12	45,16
P ₂ O ₅	29,26	14,87	5,87	2,65	0,56	0,26	3,08	1,90	3,96	1,99
Cl ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,12	5,01
K ₂ O	1,43	1,09	2,81	1,91	4,10	2,92	2,00	1,86	9,63	7,27
CaO	46,85	60,28	46,24	52,93	10,87	13,01	9,45	14,75	14,07	17,86
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,82	0,89	0,97	0,83	0,74
MnO	0,82	0,83	0,92	0,83	2,52	2,39	1,32	1,63	1,94	1,95
Fe ₂ O ₃	2,22	1,00	4,14	1,66	6,56	2,76	41,37	22,67	6,99	3,12
Ca/P	1,60	4,05	7,88	19,97	19,41	50,04	3,07	7,76	3,55	8,97
Mg/Ca	0,03	0,04	0,05	0,07	0,25	0,35	0,26	0,36	0,26	0,35
Na/Al	0,13	0,21	0,05	0,07	0,01	0,02	0,05	0,09	0,04	0,07
Ca/Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	11,21	15,87	10,62	15,21	16,95	24,14
Fe/Al	0,52	0,33	0,46	0,29	0,44	0,28	3,78	2,42	0,49	0,32

Tabella III.12. Sintesi delle analisi elementali SEM/EDSX eseguite sull'area 4.

Elemento	EDS1-aggregato con elemento fosfatico poroso (fig. 3d)		EDS2-elemento fosfatico poroso (fig. 3e)		EDS3- micromassa argillosa esterna ad area4 (fig. h)		EDS4-osso e micromassa aggregato (fig. 3f)		EDS5-osso in aggregato		EDS6- micromassa in aggregato (fig. 3g)	
	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%	Wt%	Mol%
Na ₂ O	0,66	0,70	1,09	1,23	0,43	0,46	0,73	0,79	1,45	1,72	0,74	0,76
MgO	2,55	4,16	2,23	3,87	2,44	3,99	1,78	2,97	0,77	1,40	1,73	2,73
Al ₂ O ₃	7,53	4,85	6,17	4,22	11,70	7,58	5,31	3,51	2,09	1,50	5,75	3,59
SiO ₂	27,76	30,36	19,84	23,06	42,89	47,16	18,41	20,67	6,29	7,70	17,99	19,03
P ₂ O ₅	9,69	4,49	19,22	9,46	2,80	1,30	15,96	7,59	35,04	18,15	6,77	3,03
Cl ₂ O	0,46	0,35	0,31	0,25	0,00	0,00	0,40	0,31	0,17	0,14	0,26	0,19
K ₂ O	2,62	1,83	2,57	1,91	2,95	2,07	1,91	1,37	0,75	0,59	1,84	1,24
CaO	42,85	50,20	41,78	52,03	27,97	32,95	48,78	58,70	51,70	67,80	57,52	65,18
TiO ₂	0,80	0,66	1,13	0,99	1,27	1,05	1,18	1,00	0,00	0,00	1,43	1,14
MnO	0,62	0,58	0,93	0,91	0,60	0,56	1,41	1,34	0,33	0,34	1,49	1,34
Fe ₂ O ₃	4,44	1,83	4,72	2,07	6,94	2,87	4,14	1,75	1,41	0,65	4,47	1,78
Ca/P	4,42	11,18	2,17	5,50	9,99	25,35	3,06	7,73	1,48	3,74	8,50	21,51
Mg/Ca	0,34	0,08	0,05	0,07	0,09	0,12	0,04	0,05	0,01	0,02	0,03	0,04
Na/Al	0,09	0,11	0,49	0,29	0,04	0,06	0,14	0,23	0,69	1,15	0,13	0,21
Ca/Ti	53,56	76,06	36,97	52,56	22,02	31,38	41,34	58,70	0,00	0,00	40,22	57,18
Fe/Al	0,59	0,38	0,76	0,49	0,59	0,38	0,78	0,50	0,67	0,43	0,78	0,50

7.4 Analisi FT-IR

Le analisi FT-IR si sono concentrate sulla valutazione dell'applicabilità della tecnica analitica su sedimento archeologico nella forma di sezioni sottili e sulla valutazione dei parametri IR di un frammento osseo rinvenuto negli strati carbonatici della sequenza colorata (TA-U4, Mu3 CN1204). Le analisi effettuate su sezione sottile con il metodo ATR oltre al limite dimensionale delle componenti analizzabili (devono avere dimensioni millimetriche) sono limitate anche dalle dimensioni del campione stesso in relazione alla camera porta campioni che ne impediscono il movimento e talvolta il posizionamento: questo si è riflesso nell'impossibilità di analizzare delle particelle presenti nelle porzioni periferiche della sezione sottile. Tali fattori hanno impedito di analizzare i frammenti ossei presenti nelle sezioni sottili del complesso 2 e 3 di Cueva Negra, verosimilmente non combusti, che avrebbero fornito degli standard interessanti per la comparazione dei risultati.

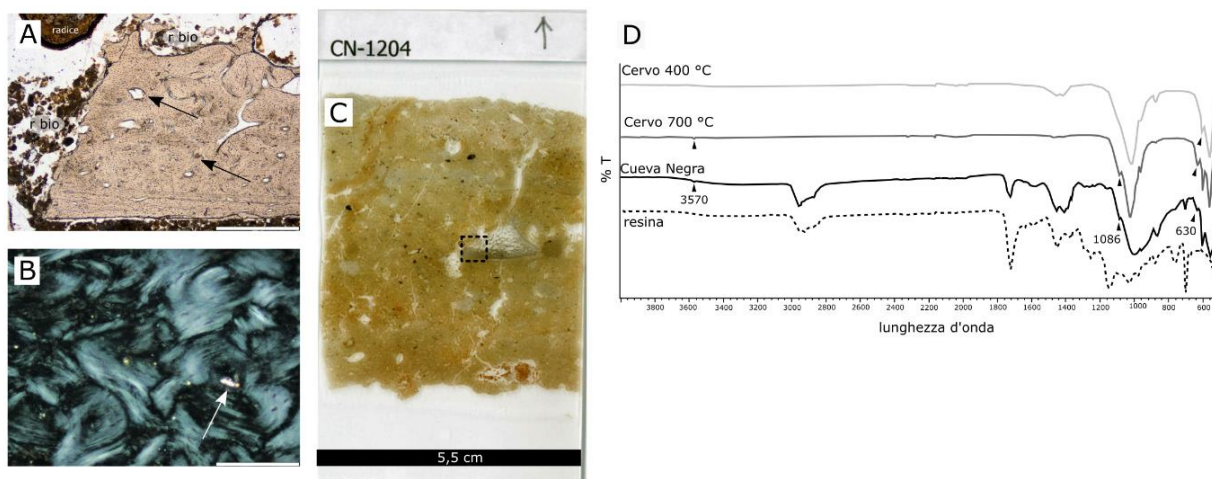
Gli spettri dei frammenti ossei analizzati sono esemplificati nelle figure III.23, III.24, III.25, dove viene indicata la loro localizzazione all'interno delle sezioni sottili, mentre le loro caratteristiche micromorfologiche sono riassunte in tabella III.13.

Tabella III.13. Elenco dei campioni e delle caratteristiche micromorfologiche dei frammenti ossei analizzati con la spettroscopia FT-IR in sezione sottile e del sedimento a cui appartengono (fluo: autofluorescenza in UV e BL). Si ricorda che la parte analizzata è sempre quella densa – corticale. Classe di combustione: 1 – assenza di/bassa intensità di combustione, 2- combustione di bassa-media intensità, 3 – combustione di media intensità, 4 – combustione ad intensità medio-alta.

campione	contesto sedimentario	classe di combustione	osso	colore	birifrangenza	fluo.	istologia	porosità	materiale esogeno
CN1204	accumulo alluvionale/decantazione con apporto animale (guano); precipitazione secondaria di carbonato di calcio	1	trabecolare corticale (parte analizzata FTIR)	giallo pallido	bassa	si	conservata: osteoni visibili con lamelle poco riconoscibili	fessure parallele alla superficie inferiore loc. portano alla fratturazione dell'osso. Foci e tunnel di origine biologica	rare impregnazioni bruno scuro (ossidi di Fe-Mn?) a partire dagli osteoni; rari rivestimenti di calcite su canali haversiani; nella parte trabecolare presenza di sedimento come riempimento discontinuo
CA1201 (dente)	strato carbonatico al tetto del focolare 4, sedimento rimaneggiato dall'acqua	4	dente	bruno e giallastro opaco	assente	no	non conservata	macrofessure tagliano il frammento; microfessure a reticolo	accumulo di sostanza nerastra amorfa (carbonio?); scarsi rivestimenti e riempimenti di calcite
CA1201 (osso)	superficie dello strato biancastro all'interno di sabbie fluviali	1	osso corticale	giallo pallido - biancastro	alta	si	conservata, localmente si osservano gli osteoni e le lamelle, alcuni osteoni con estinzione a croce	scarsamente fessurato, scarsi foci e tunnel alla base del frammento	vuoti planari e canali haversiani con riempimenti di calcite, argilla calcitica e ossidi di Fe
CA1101b (osso A)	strato alluvionale medio fine che ha rimaneggiato la superficie di occupazione antropica	2	osso corticale e trabecolare	da giallo a bruno	alta con toni loc. bruni	si	conservata: osteoni e lamelle ben riconoscibili; deteriorata alla superficie esterna	molto scarsi le fessure dagli osteoni; osteoni oblungi; fessure a reticolo alla superficie esterna	rari rivestimenti di calcite sulla porosità; molto scarsi riempimenti di Fe degli osteoni; accumulo sostanza nerastra (carbonio?)
CA1101b (osso B)	strato alluvionale medio fine che ha rimaneggiato la superficie di occupazione antropica	1	osso corticale	giallo pallido	alta	si	mediamente conservata	rare le fessure che intaccano la parte trabecolare, rari foci e tunnel	presenza di rivestimenti di micrite che localmente mostrano degli iporivestimenti e/o riempimenti ricchi in ossidi di Fe

Confrontando gli spettri ottenuti dai frammenti ossei e dalla resina delle sezioni sottili si evince che la presenza della resina poliesteri non maschera i picchi significativi dei materiali di interesse archeologico (fig. III.23D, III.24F).

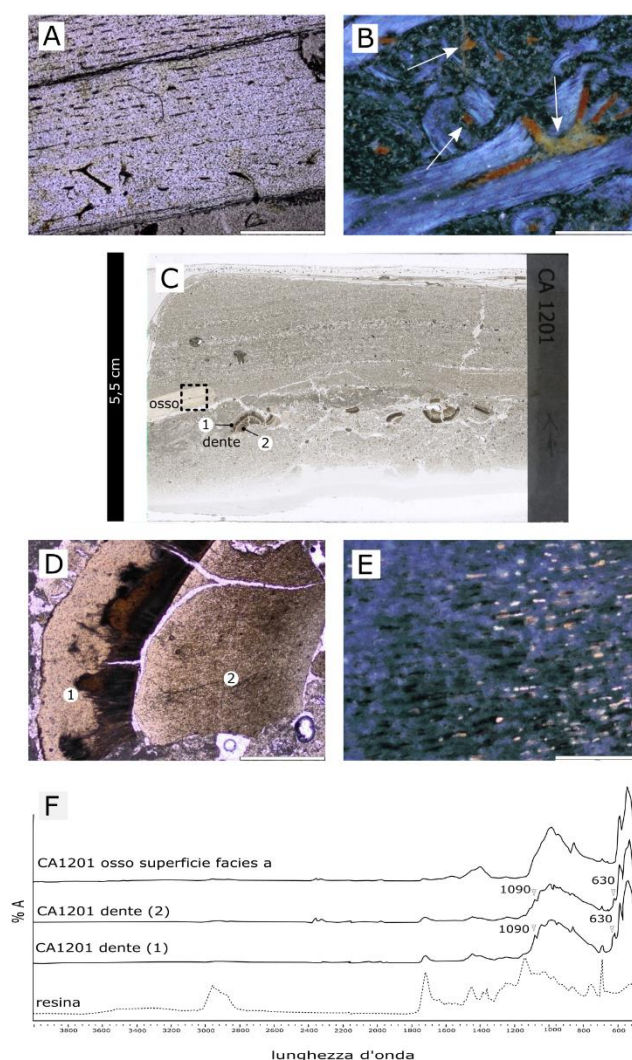
Figura III.23. Frammento osseo di Cueva Negra (TA-U4, CN1204) analizzato con FT-IR su sezione sottile e dati sperimentali (Corrent 2007/2008). (A) microfotografia della porzione ossea analizzata con FT-IR, si noti l'istologia ben conservata, in alto a sinistra un frammento di radice e i riempimenti sciolti discontinui, talora con pellets fecali che circondano il frammento osseo (r bio), le frecce indicano la presenza di rivestimenti argillo-limosi all'interno della porosità ossea (PPL, barra 1 mm); (B) dettaglio della birifrangenza del tessuto osseo corticale analizzato, si notino gli elevati colori di interferenza e l'istologia riconoscibile, la freccia indica il riempimento di calcite secondaria di un canale haversiano (XPL, barra 200 μm); (C) scansione della sezione sottile CN1204, si noti al centro il frammento osseo misurato con FT-IR, il rettangolo identifica l'area analizzata; (D) spettri in trasmittanza ottenuti dall'analisi della resina della sezione sottile (linea tratteggiata, resina), del frammento osseo (linea continua nera), dell'osseo combusto sperimentalmente a 700 °C (linea continua grigio scuro) e a 400 °C (linea continua grigio chiaro). Si noti la presenza dei picchi a 3570 cm^{-1} , 1086 cm^{-1} e a 630 cm^{-1} sia sullo spettro del campione archeologico sia su quello del campione riscaldato a 700 °C. La resina mostra dei picchi caratteristici che non si sovrappongono a quelli presenti nei campioni sperimentali.



Il frammento osseo di Cueva Negra in sezione sottile presenta dei riempimenti della porosità del tessuto osseo di CaCO_3 secondario, mentre le fessurazioni postdeposizionali sono limitate a fratture in situ risultanti dalla compattazione del sedimento e mostrano dei riempimenti di origine animale (*pellets* fecali) costituiti dal sedimento argilloso dell'unità stessa ad indicare una certa esposizione in superficie; il colore pallido e la buona conservazione dell'istologia in PPL ne suggeriscono una scarsa alterazione, sebbene la birifrangenza con colori di interferenza di I ordine tendente al bianco indichi una parziale ricristallizzazione del minerale (fig. III.23; tab. III.14). Secondo i criteri esposti in Berna et al. (2012) il frammento osseo è combusto: lo spettro mostra l'acuirsi dei picchi diagnostici di combustione avvenuta a temperature superiori/uguali a circa 500 °C ma inferiori a 700 °C, ovvero le bande $\nu_4\text{PO}_4$ (565-630 cm^{-1}) e $\nu_3\text{PO}_4$ (1020-1100 cm^{-1}), con la comparsa dei picchi caratteristici a 630 cm^{-1} e 1090 cm^{-1} osservati nello spettro delle ossa combuste sperimentalmente a 700 °C, ma non a 400 °C (fig. III.23D). Questi picchi sono inoltre osservati nel frammento di dente proveniente dal focolare 4 di Cueva Antón (fig. III.24F), associato, secondo i dati micromorfologici, ad una combustione di

media-alta intensità (tab. III.14), mentre tali picchi non sono ben visibili negli altri frammenti ossei analizzati (figg. III.24, III.25) classificati come combustivi a medio o bassa intensità (tab. III.13).

Figura III.24. Frammenti ossei di Cueva Antón (strato archeologico III-i/j, focolare 4) analizzati con FT-IR su sezione sottile (CA1201). (A) Aspetto del tessuto osseo del frammento corticale sito sulla superficie del focolare 4 alla base dello strato sabbioso, si notino le impregnazioni di ossidi di Fe all'interno della porosità (PPL, barra 1 mm); (B) dettaglio di (A): le frecce indicano i riempimenti della porosità (osteoni e altri pori) costituiti da ossidi di Fe e argilla calcitica, si noti la birifrangenza ad alti colori di interferenza e le lamelle ancora visibili (XPL, 200 μm); (C) scansione della sezione sottile CA1201: si noti superiormente il grande frammento osseo (osso) rappresentato in (A) e (B), inferiormente il frammento di dente (dente) rappresentato in (D) e (E): il punto 1 indica la parte esterna biancastra, mentre il punto 2 indica la parte interna brunastra; (D) dettaglio del dente e delle porzioni analizzate, si noti la fessurazione (1 e 2, PPL, barra 1 mm); (E) particolare della birifrangenza del punto 2, si noti l'accumulo secondario di calcite e di sostanza amorfa scura (XPL, barra 100 μm); (F) spettri ottenuti dall'analisi FT-IR della resina della sezione sottile (linea tratteggiata resina), del frammento osseo (CA1201 osso superficie facies a) e del dente (punti 1 e 2); si noti la presenza dei picchi a 1090 cm^{-1} e 630 cm^{-1} nel frammento di dente indicativi di combustione sopra i 500 $^{\circ}\text{C}$ (Berna et al. 2012).

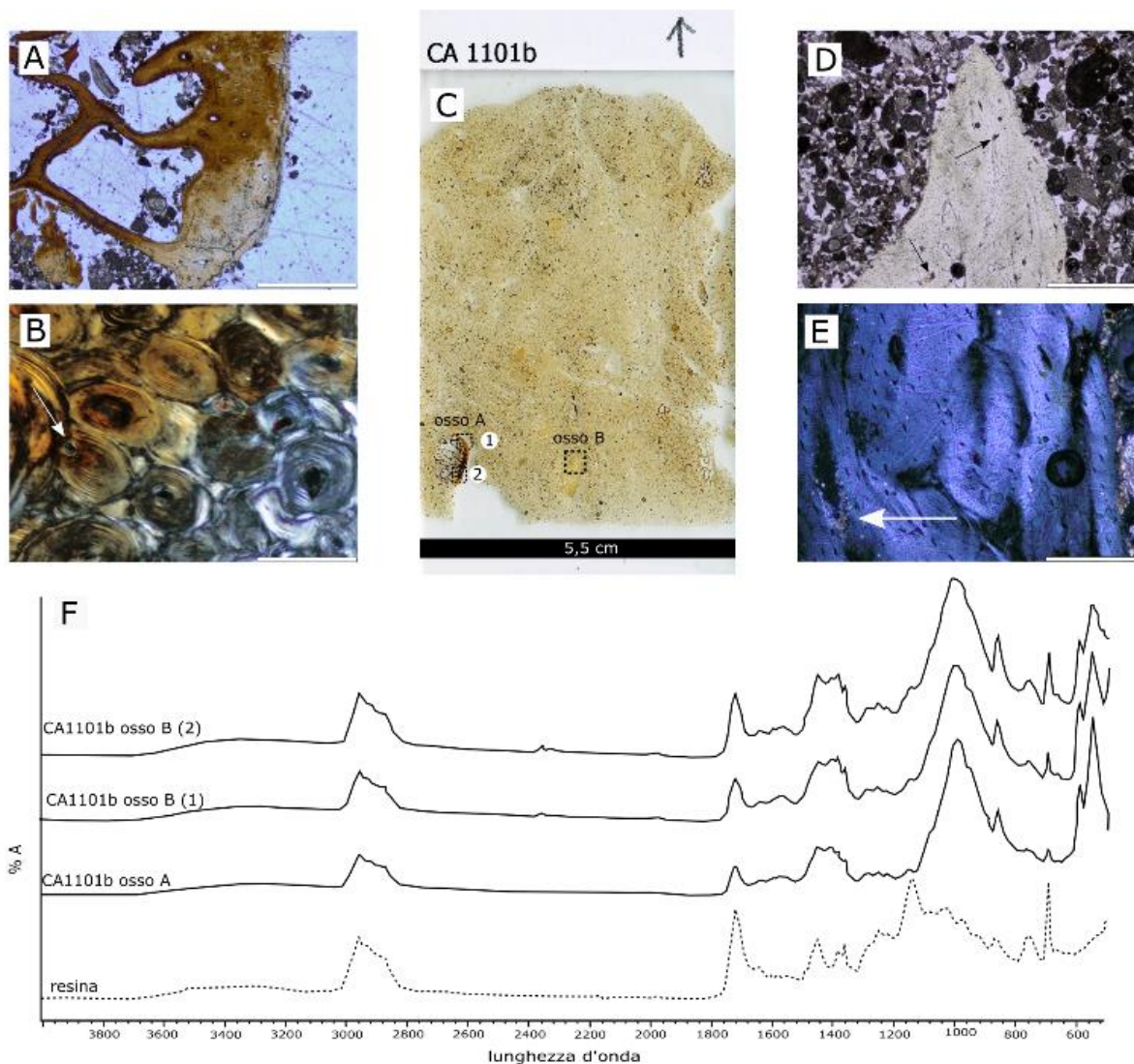


I frammenti ossei archeologici analizzati, sia di Cueva Negra che di Cueva Antón, si compongono di idrossiapatite come indica l'altezza del picco PO_4 a 604 cm^{-1} minore di quella del picco a 567 cm^{-1} (cf. Toffolo et al. 2015). È visibile localmente la porosità diagnostica dell'attacco microbiale e della conseguente diagenesi della bioapatite.

Nell'analisi istologica delle ossa la presenza della struttura ad osteoni con l'organizzazione a lamelle concentriche riconoscibili in XPL grazie alla loro birifrangenza che talvolta mostra un'estinzione definita a croce maltese (es. Guarino et al. 2006) è indicativa dell'orientazione delle fibre collagene e, quindi, della sua presenza. I colori di interferenza di prim'ordine non connessi chiaramente alle lamelle (CN1204, osso B di CA1101b) sono ritenuti indicare la ricristallizzazione della bioapatite (diagenesi e/o calcinazione, Appendice V tab. AV.1). Sulla base dei caratteri micromorfologici l'osso di Cueva Antón CA1201 e l'osso A di CA1101b dovrebbero contenere del collagene, mentre l'osso di Cueva Negra (CN1204) il collagene dovrebbe essere scarsamente conservato. Anche la proprietà dell'autofluorescenza è tradizionalmente associata alla conservazione del collagene (Appendice V tab. AV.1) e tutte le ossa qui analizzate, tranne il frammento di dente, sono autofluorescenti. Il rapporto ricavabile dalle analisi FT-IR $\nu_1\text{Amide}/\nu_3\text{PO}_4$ è considerato un indicatore della conservazione del collagene (Appendice V tab. AV.3) qualora mostri ma non trova corrispondenza con il dato istologico presentando valori elevati per la parte biancastra del frammento di dente combusto (0,034) e per il frammento con struttura istologica scarsamente conservata (CA1101b osso B, 0,060), ma non per il frammento con struttura istologica ben conservata (CA1101b osso A, 0,009 a 0,003). Si ricorda che la componente organica dell'osso, rappresentata anche dal collagene, limita la grandezza dei cristalli della bioapatite che si traduce in un basso SF (cf. Trueman et al. 2004). L'assenza di collagene suggerisce che lo SF dipenda esclusivamente dalla diagenesi.

Considerando i parametri IR ottenuti dai frammenti ossei in sezione sottile e da quelli riscaldati sperimentalmente (tab. III.14) si nota un trend che permette di individuare due gruppi: un primo gruppo che include i frammenti con classe di combustione 1-2, SF da 2.94 a 3,69, C/P da 0.22 a 0.46 e C/CO da 1.02 a 0.77; un secondo gruppo che include i frammenti con classe di combustione > di 3, SF da 2.33 a 5.23, C/P da 0.11 a 0.1 e C/CO da 1.00 a 1.43. Si nota che il singolo SF, ritenuto essere un buon indicatore di combustione (es. Weiner 2010), nelle ossa bruciate sperimentalmente sia a 400 °C che 700 °C (Corrent 2007/2008), ovvero combuste a media e alta intensità, ha valori superiori a 3.8, come osservato sperimentalmente da altri autori (es. Stiner et al. 1995), mentre il frammento osseo di Cueva Negra presenta uno SF inferiore (3.18) e il frammento di dente di Cueva Antón presenta uno SF di 3.5 nella parte chiara e minore di 3 nella parte scura. Schiegl et al. (2003) riscontrano uno SF < di 2.95 su ossa archeologiche (Hohle Fels, Germania) con colorazione crema, non combuste, uno SF compreso tra 3.00 e 3.78 su ossa marroni e nere, e uno SF > di 6 su ossa dalla colorazione bianca; tali dati si riferiscono a frammenti ossei macroscopici di cui non si hanno informazioni sull'istologia. Allo stesso modo Stiner et al. (1995) rilevano SF su ossa sperimentalmente bruciate (la cui intensità è definita su base cromatica) a bassa intensità comparabili con SF di ossa non combuste; tale comportamento è rilevato anche su ossa archeologiche di Hayonimm Cave (Israele dal Natufiano al Musteriano, Stiner et al. 2001). Su ossa esposte in superficie, e soggette a più cicli di fluttuazioni idrologiche, Trueman et al. (2004) rilevano SF compresi tra 2,7 e 3,4 con una perdita di collagene e ricristallizzazione minerale anche dopo soli alcuni anni.

Figura III.25. Frammenti ossei di Cueva Antón (strato III-ij) analizzati con FT-IR su sezione sottile (CA1101b). (A) aspetto screziato brunastro del frammento osseo A con struttura trabecolare (sx) e corticale (dx, PPL, barra 1 mm); (B) particolare della birifrangenza del frammento osseo A, si notino gli alti colori di interferenza, la presenza di porosità microbiali (freccia) e la buona conservazione dell'istologia dove si possono riconoscere distintamente le lamelle degli osteoni; (C) scansione della sezione sottile CA1101b, in basso a sinistra si trova il frammento osseo A, illustrato dalle immagini (A) e (B), con il posizionamento dei punti di analisi (1 e 2) da cui derivano gli spettri (G), in basso al centro si noti il frammento osseo B, illustrato dalle immagini (D) e (E); (D) aspetto dell'osso corticale B, le frecce indicano i riempimenti di alcuni vuoti di ossidi di Fe (PPL, barra 1 mm); (E) dettaglio della birifrangenza, si notino gli elevati colori di interferenza e la presenza di calcite secondaria (freccia, XPL, barra 200 µm); (F) spettri FT-IR raccolti in assorbanza dai frammenti ossei A e B e dalla resina della sezione sottile; si noti l'assenza dei picchi diagnostici di combustione superiore a 500 °C.



Per indagare le cause di questa discrepanza, attualmente non chiare, le ricerche parallele tra analisi istologica e FT-IR dovrebbero proseguire in modo da creare un numero di campioni rappresentativo e un database di riferimento. Inoltre si dovrebbe testare il ruolo della precipitazione di carbonato di calcio biomedata in un

contesto umido alcalino sulla ricristallizzazione della bioapatite: il frammento osseo di Cueva Negra e il frammento di dente di Cueva Antón provengono infatti da condizioni simili, oltre che il ruolo dell'intensità, ovvero anche la durata, della combustione anziché solo le temperature raggiunte come in Berna et al. (2012).

Tabella III.14. Sintesi dei valori dei parametri IR acquisiti dall'analisi delle ossa in sezione sottile, delle ossa riscaldate sperimentalmente (Corrent 2007/2008) e della resina poliestere che consolida il campione micromorfologico. La classe di combustione dei campioni sperimentali è basata sulla colorazione nerastra (400 °C) e bianco candido (700 °C).

campione	materiale	unità	classe di combustione	C/P	C/CO	SF	CO/P	v₁/v₃	CN/P	CO/CO₃
CN1204	osso	TA_U4	1	0.36	0.93	3.14	0.02	0.012	0.004	0.061
CA1201	osso	III-i/j superficie H4	1	0.22	0.77	3.69	0.011	0.011	0	0.037
CA1101b	osso B	III-i/j	1	0.37	0.96	3.34	0.084	0.060	0.005	0.248
CA1101b	osso A (1)	III-i/j	2	0.41	0.93	2.94	0.030	0.009	0.006	0.079
CA1101b	osso A (1)	III-i/j	2	0.43	1.02	2.95	0.028	0.003	0	0.069
<i>sperimentale</i>	<i>osso 400 °C</i>	<i>I</i>	<i>4</i>	<i>0.11</i>	<i>1.00</i>	<i>3.8</i>	<i>0.007</i>	<i>0.007</i>	<i>0.014</i>	<i>0.069</i>
CA1201	dente (1)	III-i/j H4	4	0.15	1.31	3.49	0.034	0.034	0	0.231
CA1201	dente (2)	III-i/j H4	4	0.09	1.40	2.33	0	0	0	0
<i>sperimentale</i>	<i>osso 700 °C</i>	<i>I</i>	<i>6</i>	<i>0.01</i>	<i>1.43</i>	<i>5.23</i>	<i>0.002</i>	<i>0.002</i>	<i>0</i>	<i>0.167</i>
CN1204	resina poliestere			0.20	2.39		0.219	0.212	0.007	0.811
CA1201	resina poliestere			0.15	3.30		0.367	0.344	0	1.941

Capitolo 8

DISCUSSIONE: GLI STRATI COLORATI

8.1 Interpretazione genetica delle lamine: processi di sedimentazione/accumulo

L'aspetto laminato della sequenza, le caratteristiche delle lamine e delle loro variazioni, insieme alla loro associazione verticale ed orizzontale, permette di identificare varie tipologie di processi sedimentari e diagenetici e la loro variazione diacronica, che verranno discussi qui di seguito. L'interpretazione genetica, inoltre, si avvale del confronto con il sedimento analizzato nel deposito superiore del complesso 3 e 2 (v. cap. 6). Come si vedrà, la maggior parte delle lamine è di origine sedimentaria, mentre una piccola porzione è di origine diagenetica.

8.1.1 Apporto idrico: lamine clastiche e le lamine fini

I parametri sedimentari e composizionali delle lamine clastiche (SL) e delle lamine fini che le ricoprono (A-u, AL e AL-o) e la loro presenza in associazione in gradazione diretta, indicano una relazione genetica di queste lamine connessa ad una sedimentazione idrica. La granulometria fine di questi strati indica un ambiente sedimentario di bassa energia, mentre l'alternanza fra particelle clastiche, trasportate sul fondo della corrente idrica, e particelle argillose, trasportate dal flusso in sospensione, indica una periodica perdita di energia dell'agente sedimentario che ne ha indotto la sedimentazione. L'aspetto laminato e microlaminato è in media ben conservato grazie all'impatto limitato della bioturbazione specialmente nella parte bassa della sequenza colorata (unità U7 e U8) e potrebbe indicare un tasso di sedimentazione piuttosto elevato/costante nel tempo da non permettere la stabilizzazione superficiale o un ambiente scarsamente ospitale per la mesofauna.

L'energia del flusso, seppure bassa, ha permesso un parziale rimaneggiamento del materiale che giaceva sulla superficie del riparo o esternamente ad esso ma nelle vicinanze, come indicano i frammenti di biocalcareneite prodotti dall'alterazione della volta rocciosa, i frammenti di calcite laminata (biocostruzioni), i frammenti di deiezioni animali, probabilmente di uccello (*infra*), i litorelitti del sedimento alluvionale. La perdita di energia del mezzo idrico verso il fondo del riparo ne ha determinato l'accumulo. Le lamine A-u, rilevate soprattutto al tetto della microsequenza sedimentaria alluvionale (dal basso costituita da lamine SL, AL, A-u), potrebbero rappresentare delle sottili croste sedimentarie/strutturali connesse allo scorrimento idrico a bassa energia indotto, ad esempio, dalla pioggia (*skin seal*, v. Pagliai and Stoops. 2010) come indica la forte iso-orientazione delle argille e il limitato spessore delle lamine stesse (in media di poche decine di micrometri).

Il limitato spessore di queste microsequenze, nell'ordine di poche centinaia di micrometri ad alcuni millimetri, potrebbe essere associato ad un dilavamento della superficie interna del riparo (*runoff* diffuso) indotto sia

da periodiche esondazioni del fiume che scorreva non molto vicino al riparo sia da precipitazioni a carattere piovoso. La composizione della frazione grossolana delle lamine SL e AL rispecchia grossomodo le medesime litologie riscontrate nel resto del deposito pleistocenico (complessi 2 e 3, § sopra) e supporta così l'ipotesi di un apporto connesso alle tracimazioni fluviali.

Si rileva comunque una variazione composizionale nel sedimento delle unità U7 e U8 dove è stata rilevata micromorfologicamente la presenza di particelle di roccia vulcanica non osservate nel deposito soprastante né nella biocalcarenite che costituisce il substrato. Questa anomalia è stata riscontrata anche dalle analisi XRF (fluorescenza a raggi x) e XRD (diffrazione a raggi x, Walker et al. in stampa) che ha riconosciuto la peculiare presenza in U7, scarsamente in U6 ma non nel sedimento soprastante, di sanidino. Il sanidino è un feldspato alcalino tipico appunto di rocce vulcaniche (es. MacKenzie and Adams 1994), per cui sembra che il bacino idrografico del Quípar abbia drenato un substrato vulcanico durante la formazione della parte basale della sequenza di Cueva Negra. Le rocce vulcaniche potrebbero essere connesse con i fenomeni vulcanici dell'inizio del Quaternario riscontrati in Rambla de Tarragona, nei dintorni del sito, da Ibarгүйen and Rodríguez-Estrella (1996) o all'affioramento di ofioliti Triassiche sui versanti destri dell'alto corso del Quípar. La scarsa rielaborazione del materiale vulcanico, indicato dalla granulometria grossolana e dallo scarso arrotondamento delle particelle, supporta un'origine del materiale a breve distanza dal sito. Allo stato attuale della ricerca non è però possibile escludere che tali particelle possano derivare dall'erosione di un substrato conglomeratico.

La muscovite è presente nelle unità U6 e U7 sia in sezione sottile sia rilevate con le analisi condotte da Walker et al. (in stampa), minerali raramente osservato nella sequenza soprastante dove si trova spesso connesso ai pedorelitti rossastri argillosi. L'analisi micromorfologica ha riconosciuto che limitate quantità di muscovite sono presenti all'interno della biocalcarenite del substrato roccioso, la quale potrebbe essere la fonte di questo minerale nella sequenza colorata insieme ai rari pedorelitti alloctoni osservati (es. U5, CN1204).

Il colore bruno-rossastro a giallastro dell'argilla è indicativo della presenza di ossidi di Fe, confermata dall'osservazione OIL, i quali testimoniano l'assenza di significativi processi di ossi-riduzione (idromorfia prolungata nel tempo) come confermato dalla presenza di scarsi noduli aggregati rossastri.

L'argilla rossastra si compone di illite come rilevato dalle analisi mineralogiche effettuate da Walker et al. (in stampa), che è presente tra lo 0,4 e lo 0,7% sia nella sequenza colorata (U6 e U7) che nel sedimento soprastante. Il colore del materiale fine è strettamente dipendente dalle caratteristiche del *parent material* (es. Stoops et al. 2010) per cui l'argilla, e parte delle componenti SIL¹⁴⁹, potrebbe provenire dai conglomerati pliocenici che affiorano poco a monte rispetto al sito che sono definiti essere ricchi di argilla rossastra (IGME

¹⁴⁹ Come indica la presenza di rivestimenti di argilla sui granuli limosi di quarzo, riscontrati anche nei complessi 2 e 3.

1972c-d, fig. III.2). Nell'unità U6 e U7 sembra però aver agito anche la diagenesi nella produzione di ossidi di Fe (v. sotto).

Le lamine AL-o, caratterizzate da una micromassa bruna scura e ricca in ossidi di Fe, rappresentano una sedimentazione alluvionale in un contesto ricco di sostanza organica il cui degrado microbiale ha indotto il rilascio di ossidi di Fe e l'arricchimento di questo elemento della micromassa circostante. L'origine della materia organica e degli ossidi di Fe, elementi diagnostici di questa lamina, verrà discussa successivamente (v. sotto).

Le lamine argillose AL, A-u e quelle clastiche SL e sono presenti nell'intera sequenza colorata ma diminuiscono verso l'alto. Nell'unità U8 sono ben espresse le lamine clastiche (SL) ad indicare un apporto alluvionale di maggior energia, riconoscibili anche in U7 e U6, mentre si nota una loro diminuzione e scomparsa nella parte alta e carbonatica (U5, U4 e U3), ad indicare un esaurimento dell'azione alluvionale. L'ambiente sedimentario potrebbe quindi essere connesso ad una pozza, inizialmente ciclicamente alimentata da acqua corrente e connessa probabilmente al corso d'acqua principale, il fiume Quípar (U8 - U6). La presenza di una depressione è supportata dall'inclinazione della microlaminazione che immerge verso il centro del riparo. Successivamente (U6-U2), la connessione si esaurisce progressivamente e la sedimentazione è caratterizzata da dinamiche non alluvionali, come suggerisce la diffusa presenza di lamine carbonatiche con frammenti vegetali calcificati e lamine criptocristalline con inclusioni fini che rappresentano un apporto biologico.

8.1.2 Apporto biologico/organico: lamine fosfatiche, carbonatiche e componenti grossolani

Granuli fosfatici porosi, lamine AL-i e Crpt-g: apporto animale

La sequenza colorata vede un incremento dal basso verso l'alto della presenza di lamine autofluorescenti AL-i con inclusioni minerali fini. Se nelle unità inferiori (U8 e U7) questo materiale è presente come sottili e sporadiche lenti piuttosto limpide (Crpt-g), spesso a ricoprire i depositi di un evento alluvionale, superiormente (U6, U5, U4) le lamine AL-i acquisiscono spessore e continuità laterale e mostrano una composizione paragonabile a quelle dei frammenti fosfatici porosi, qui piuttosto diffusi ma non rilevati inferiormente. Le caratteristiche della massa di fondo (isotropa ed autofluorescente), composta in parte da fosfato di calcio come suggerisce il dato FT-IR e SEM/EDSX (sez. II § 7.3, 7.4), la presenza di una componente detritica minerale, e la struttura porosa di questi ultimi, indicativa della diffusa presenza di frammenti organici degradati, ne potrebbe suggerire un'origine connessa alle deiezioni animali, probabilmente di uccelli (Broennimann et al. in prep., Shahack-Gross et al. 2004). L'agente biologico sembra essere responsabile dell'accumulo anche dei frammenti limo-sabbiosi di ossa. Questi elementi, lamine e granuli, sono associabili all'idrossiapatite diffusamente riscontrata in U6, minoritaria in U7, da Walker et al. (in stampa) tramite le analisi XRF e XRD.

Le deiezioni fresche di uccelli sono ricche in cellulosa, facilmente degradabile, e rispetto a quelle dei pipistrelli insettivori, sono meno acide avendo un pH neutro/alcalino (Shahack-Gross et al. 2014), possono garantire la conservazione delle ossa (es. Berna et al. 2004, Weiner 2010). Oltre alla frazione solida, gli escrementi di uccello si compongono di acido urico che in sezione sottile si manifesta sotto forma di piccole sfere simili agli sferuliti fecali (diametro < 10 µm) a comporre delle striature grigiastre di pochi micrometri di lunghezza e spessore. A causa della loro solubilità questi elementi sono generalmente assenti nel record archeologico (Broennimann et al. in prep.). Le lamine grigiastre con alti colori di interferenza simile alla micrite (lamine *milky*) osservate in U6, U5 e U4 di Cueva Negra potrebbero derivare, almeno in parte, dalla diagenesi dell'acido urico. Per supportare quest'ipotesi sono necessari ulteriori studi anche di carattere sperimentale per testare la trasformazione e i prodotti di trasformazione sia dell'acido urico che delle deiezioni di uccelli (e anche pipistrelli) poiché questo tema in campo archeologico e geoarcheologico è stato scarsamente affrontato (es. Broennimann et al. in prep., Canti et al. in prep. Bergadá et al. 2013, Macphail and Crowther 2008, Shahack-Gross et al. 2009)¹⁵⁰ sebbene l'occupazione di grotte e ripari sottoroccia da parte di gruppi di avifauna e pipistrelli sia ampiamente documentata e rappresenti quindi un potenziale agente di sedimentazione.

L'aspetto spugnoso tipico degli accumuli di guano (es. Karkanis and Goldberg 2010) potrebbe essere stato compattato a seguito della diagenesi e alla sedimentazione della sequenza soprastante (spessore di circa 4,5 m), ma, data la presenza dell'apporto alluvionale, sembra che il guano sia stato in parte rimaneggiato, probabilmente allo stato già alterato (degrado della sostanza organica è avvenuto altrove), come ne suggerisce la composizione fosfatica e il colore giallastro pallido.

La diffusa presenza di aggregati escrementali (unità U6 – U3) associata agli sporadici frammenti di uova rilevati in sezione sottile (unità U6) è concorde con la cospicua presenza nel record biologico di ossa di avifauna (Walker et al. 2010b) che potrebbe indicare un'occupazione aviaria del riparo sottoroccia. Lo stazionamento di uccelli, inclusi rapaci e corvidi, all'interno del sito è inoltre indicato dai frammenti di microfauna con tracce di alterazione chimica compatibile con una parziale digestione ed attribuiti alle borre, il materiale rigurgitato dagli uccelli per lo più rapaci, riscontrati anche all'interno della sequenza colorata (Rhodes 2014, Walker et al. In stampa). Attualmente non sono disponibili studi dettagliati sull'aspetto delle borre, o di residui di borre, in sezione sottile. Nella sequenza colorata di Cueva Negra sono stati rilevati dei frammenti millimetrici (unità U7 CN1203) e delle lamine tabulari o lenticolari (es. Mu2 U7 CN1203) costituite da un materiale grigiastro, micritico, ricco di frammenti ossei con scarso materiale detritico nella taglia della sabbia e di frammenti escrementali, che potrebbero rappresentare una parte dei prodotti di degradazione delle borre stesse, le ossa, forse accumulate nei pressi delle fratture della volta rocciosa dove si verificava

¹⁵⁰ Sono più diffusi gli studi di carattere mineralogico e geochimico (cf. ad. es Wurster et al. 2015, Bird et al. 2007).

una maggiore precipitazione di carbonato di calcio e poi ridepositate dal mezzo idrico all'interno del riparo stesso.

Le lamine AL-i con inclusi minerali fini e i frammenti fosfatici porosi sono quindi indicativi di una sedimentazione biologica, rideposta dal flusso idrico. L'apporto biologico è particolarmente diffuso nelle unità carbonatiche superiori e all'interno dell'unità U6 dove le croste organo-fosfatiche indicano una sedimentazione in situ su una superficie stabile, in assenza di accumulo alluvionale e/o frequentazione umana (es. Karkanis et al. 2000, Courty et al. 1989, fig. III.17C). La fonte di fosfato non sembra essere costituita dalle ossa, come proposto altrove (es. Walker et al. in stampa), poiché i frammenti ossei rilevati in sezione sottile (unità U3-U8) non mostrano evidenze nette di dissoluzione, solo localmente presentano un'alterazione che però potrebbe essere connessa al degrado indotto dalla digestione animale (v. sopra). L'ambiente sedimentario di U4 e U5, ricco in carbonato di calcio nella forma di lamine (*milky* e Ca), ma anche di fosfato di calcio nella forma di lamine AL-i e frammenti di deiezioni animali, ha determinato condizioni chimiche favorevoli alla conservazione dei frammenti ossei con pH sufficientemente elevato da proteggere dalla dissoluzione i frammenti ossei (ovvero > di 7, Berna et al. 2004, Weiner 2010).

Lamine criptocristalline limpide (Crpt-g -a), lamine AL-o e noduli criptocristallini amorfi: diagenesi dell'apporto animale

Le lamine criptocristalline limpide (Crptb-a) e le lamine AL-o con allineamenti di sostanza organica amorfa sono caratteristiche dell'unità U7 e della parte superiore della sottostante unità U8 dove sono diffusi i noduli criptocristallini amorfi (figg. III.14, III.15, III.16) .

Le lamine AL-o sono ricche in ossidi di Fe, come indica il colore rosso in OIL, e di sostanza organica amorfa fine, nella forma di pigmento colloidale. Questi sono dispersi nella micromassa e ne determinano la parziale opacizzazione. La micromassa, costituita da argilla (confermato dal dato SEM/EDSX), compone anche le lamine SL dell'unità U7. La materia organica vegetale di queste lamine si manifesta in sezione sottile come frammenti marrone scuro (sostanza organica polimorfica, Wilson and Righi 2010), noduli aggregati associati, derivanti dalla trasformazione in situ della materia vegetale (cf. ad es. Wilson and Righi 2010), mentre è testimoniata a livello chimico dalla presenza intorno al 20-21,5% di CO₂ organico e dal contenuto organico tra 1,45 e 1,8% (rispettivamente in U6 e U7, Walker et al. in stampa). L'apporto organico che costituisce l'unità U7, in parte di origine sedimentaria, come indicato dai frammenti tabulari di sostanza organica amorfa, spesso disposti in sottili lamine (fig. III.14) può essere connesso all'ambiente di sedimentazione di tipo palustre, in acque ferme con un alta presenza di frammenti vegetali e/o all'apporto animale nella forma di deiezioni, ad esempio, di uccelli e pipistrelli, attestate anche nelle unità soprastanti (v. sopra). I frammenti e allineamenti organici di U7, limitati spazialmente a poche centinaia di micrometri, potrebbero rappresentare residui di chitina, la frazione meno degradabile dell'esoscheletro di insetti, ed indicare da un lato la presenza

di animali con alimentazione insettivora e dall'altro lato un avanzato stato di degradazione della materia organica (cf. Bergadà et al. 2013).

La biodegradazione della sostanza organica veicolata da microrganismi, quali batteri e funghi, determina la decomposizione dei complessi organici in composti inorganici semplici, tra cui gli ossidi di Fe e Mn (es. Karkanis and Goldberg 2010). Gli ossidi di Fe osservati in queste porzioni sedimentarie potrebbero derivare quindi dalla mineralizzazione e umificazione della materia organica.

Il degrado della sostanza organica, in particolare quella inclusa nel guano, produce fosfati secondari soggetti a mobilitazione idrica sia per scorrimento superficiale (es. Bergadà et al. 2013) sia per illuviazione interna al sedimento (es. Corrêa et al. 2013, Schaefer et al. 2008, Sima et al. 2007) che si caratterizzano per l'aspetto criptocristallino (corrispondenti a gel ricchi in fosfato). Il degrado della sostanza organica determina inoltre l'instaurarsi di condizioni acide e l'alterazione del substrato carbonatico con la formazione dei *reaction rims* (iporivestimenti di fosfato) e la precipitazione di gesso e di noduli isotropi autofluorescenti di fosfato di calcio biancastri (Karkanis and Goldberg 2010, Shahack-Gross et al. 2004). Noduli simili, organo-fosfatici e autofluorescenti, eterometrici e con un colore variabile dal giallo pallido al biancastro, si osservano insieme a lenti discontinue biancastre (lamine Crpt-g) anche nelle unità U8 e U6, dove alcuni frammenti di biocalcarenite mostrano segni di dissoluzione, mentre gli iporivestimenti giallastri di fosfato di calcio sui frammenti calcarei di dimensioni maggiori sono scarsamente presenti. Ne consegue che le deiezioni di uccello/pipistrello rappresentano una delle fonti principali della materia organica accumulata nella sequenza colorata, in U7 e U8 in particolare. Il degrado del materiale escrementale, che può avvenire nell'ordine di pochi anni alle decine di anni (Shahack-Gross et al. 2004), e la percolazione dei suoi prodotti ha determinato la genesi delle componenti fosfatiche limpide, di cui quelle con la colorazione arancione hanno una genesi lievemente differente connesse al contesto sedimentario, come presentato qui di seguito.

Il degrado della sostanza organica accumulata in superficie, anche non associata a deiezioni animali, può produrre un gel di sostanza organica monomorfa, criptocristallina, limpida di colore arancione e solo occasionalmente autofluorescente essendo composta principalmente da composti allumino-organici arricchiti Al-Fe e spesso mostra una porosità da disseccamento; tale sostanza è facilmente mobilizzata sia verticalmente che lateralmente dallo scorrimento idrico e/o dai movimenti della falda acquifera (Wilson and Righi 2010). Le lamine criptocristalline arancioni (lamine Crpt-a), i noduli fosfatici arancioni e i piccoli rivestimenti costituiti dallo stesso materiale dei noduli posseggono delle proprietà ottiche simili a quelle della sostanza organica monomorfa e mostrano una porosità simile (fig. III.21). Sebbene tali elementi siano costituiti da fosfato di calcio (v. tab. III.11) si osserva la loro autofluorescenza solo localmente. Questo comportamento può essere spiegato dalla presenza diffusa di acidi umici, prodotti dall'umificazione della materia organica, che assorbono la luce UV riducendo l'autofluorescenza, diffusi nel gel di cui sopra (cf. Wilson and Righi 2010). Si ritiene quindi che le lamine Crpt-a, i noduli e i rivestimenti di fosfato di calcio

arancione derivino dall'illuviazione dei fosfati prodotti dall'alterazione del guano, nella forma di colloidali, arricchiti durante la loro traslocazione da acidi umici che ne mascherano l'autofluorescenza. Corrêa et al. (2013) propongono che la genesi del materiale fine, nella taglia dell'argilla, composto da fosfati secondari derivi dall'alterazione di materia organica facilmente degradabile e, forse, dalla cenere degli strati di occupazione antropica soprastanti. Data la diffusa presenza di indicatori di guano e/o deiezioni di uccelli, sembra che a Cueva Negra l'origine dei fosfati sia da collegare a tale apporto. Allo stato attuale della ricerca non è chiaro se la produzione della sostanza organica monomorfa sia effettivamente correlabile con la formazione di un orizzonte di suolo Bh (spodico, Wilson and Righi 2010) o se sia connessa alla sola trasformazione del guano/apporto alluvionale organico stesso, il quale regolando il pH agevola la traslocazione della sostanza organica.

La disposizione dei noduli e delle lamine criptocristalline a varie profondità potrebbe indicare un accumulo protrattosi nel tempo ed intervallato da un accumulo non veicolato biogenicamente, ma di tipo alluvionale, o quantomeno connesso al rimaneggiamento alluvionale a breve distanza di materiali comunque presenti nella cavità come testimoniato dalle lamine alluvionali. L'assenza di gesso, non rilevato né mediante l'osservazione micromorfologica né con le analisi SEM/EDSX, potrebbe essere il risultato della dissoluzione connessa all'umidità interna al riparo. Localmente però sono osservati dei cristalli di microspatite la cui morfologia, a losanga e tabulare, potrebbe indicare una sostituzione pseudomorfa del gesso stesso (v. oltre).

Gli apporti alluvionali sono quindi affiancati, ed alterati, dagli apporti animali e dai prodotti della loro diagenesi. L'accumulo di guano è comunemente attestato in grotte e ripari sottoroccia durante fasi di non frequentazione antropica (es. Bergadá et al. 2013, Karkanis et al. 2002, Courty et al. 1989), quando le colonie di pipistrelli/gli stormi di uccelli si insediano in corrispondenza di fratture delle volte rocciose. A Cueva Negra i volatili potrebbero aver sfruttato le fratture attualmente osservabili che percorrono la volta, non direttamente sovrastanti il quadrato C2g, qui analizzato, ma anche altre asperità attualmente non visibili, per cui è verosimile che l'accumulo in posizione primaria abbia riguardato anche altre porzioni del riparo. La sedimentazione di guano e l'accumulo dei suoi prodotti di alterazione avviene su superfici effimere durante periodi di stasi sedimentaria, ed è stato possibilmente rimaneggiato dall'azione alluvionale.

Frammenti vegetali calcificati e lamine *milky*: l'apporto vegetale

I frammenti vegetali calcificati, grigi e grigi scuri, con una struttura cellulare ben riconoscibile (tab. III.10) appartengono a piante vascolari, ma hanno un'origine dibattuta. Sebbene sia stato suggerito che una parte (tipo 1) rappresentassero frammenti di *Celtis sp.*¹⁵¹ (es. Christopher Miller, Carolina Mallol com. pers. 2013), un confronto morfologico e dimensionale ha potuto escludere questa provenienza, proponendone in via preliminare un'origine connessa al *Lithospermum arvense* o ad organismi vegetali acquatici/palustri (De Luca,

¹⁵¹ Per una caratterizzazione morfologica e mineralogica dei semi di *Celtis sp.* si veda Shillito et al. (2009).

2013/2014). Questi residui sono diffusi nella parte bassa di U3, in U4, nella porzione superiore di U6, mentre sono rari in U5. Talvolta si riscontrano in stretta associazione, ma non chiaramente inclusi, al materiale fecale rimaneggiato (lamine AL-i). Possiedono un'organizzazione cellulare di varie morfologie come esemplificato in tabella III.10, ma il tipo 1, costituito da cellule differenziate ma isometriche organizzate a formare un frammento di organo vegetale, è paragonabile con la morfologia del tessuto radicale osservato in sezione sottile (U6). In letteratura elementi di natura radicale calcificati, conosciuti anche con il termine di *Microcodium*¹⁵², sono presenti tipicamente nei suoli calcificati e in particolare negli orizzonti laminari dei suoli tipo calcrete. La calcificazione intracellulare è ritenuta avvenire in vivo come conseguenza dell'adattamento di piante terrestri pioniere (quali, ad esempio, Graminaceae o vegetazione ripariale) a substrati calcarei poveri di nutrienti e in questo senso rappresenta un accumulo di carbonato di calcio indotto biologicamente (cf. Košir 2004). Gli altri frammenti riscontrati nella sequenza colorata, con un'organizzazione meno articolata, essendo costituiti da cellule tabulari (tipo 2) sono spesso in stretta relazione spaziale con le lamine Ca-Clot e potrebbero rappresentare la sezione tangenziale del cilindro vascolare della radice (cf. Košir 2004: fig. 1). Si propone, quindi, che una parte di questi frammenti vegetali calcificati rappresentino degli apparati radicali, al pari delle lamine Ca-Clot, le quali talvolta includono delle strutture calcificate di natura vegetale. È stato dimostrato che la precipitazione di CaCO₃ all'interno delle cellule corticali di radice è un processo rapido, nell'ordine di pochi giorni (*ibid*). Di fatto la micrite *clotted* e i peloidi si formano per l'azione microbale (es. Flügel 2004). Le lamine *milky* potrebbero derivare dalla precipitazione di carbonato di calcio mediata biologicamente su una superficie colonizzata da microbatteri (alghe, funghi etc.), come suggerisce la loro stretta relazione con frammenti vegetali calcificati e con le strutture cellulari irregolari (tipo 3 tab. III.10i), a formare dei tappeti con comportamento duttile, come suggerisce la loro giacitura a drappaggio e la loro deformazione plastica. Tali superfici vegetate (*biofilms* vegetali) intrappolano le particelle e favoriscono la nucleazione di carbonato di calcio, come avviene nelle stromatoliti (cf. es. Jones and Renaut 2010). Non è escluso che siano connesse in qualche modo alla diagenesi dell'acido urico delle deiezioni di uccelli, rappresentate dalle lamine AL-i, a cui sono strettamente connesse. Il colore bruno-arancio delle lamine *milky* particolarmente diffuse alla base dell'unità U4 potrebbe quindi derivare: (a) dalla presenza di materia organica, come melanina o caroteni, intrappolata tra i cristalli di micrite formati per biomineralizzazione da colonie di microrganismi epilitici (funghi) come osservato sulle sculture di periodo classico delle Grecia (Polikreti and Maniatis 2003, Garcia-Valles et al 1997); (b) dalla presenza di minerali dell'argilla mobilizzata per l'azione idrica; (c) dalla presenza di cellulosa non completamente decomposta come si evince dai colori di interferenza.

¹⁵² Le strutture *Microcodium* sono riconosciute nei paleosuoli calcificati a partire dal Cretacico fino al Quaternario e secondo alcuni autori rappresentano delle strutture radicali (cf. ad esempio Košir 2004 per una sintesi), mentre secondo altri derivano dall'azione fungale (es. Kabanov et al. 2008).

I frammenti vegetali e le lamine *milky* e Ca-Clot possono quindi essere indicative dell'azione biologica di organismi vegetali che può essere associata al processo pedogenetico che determina la formazione di un suolo calcrete laminare (*root-mat*) anche in corrispondenza di ambienti palustri ed alluvionali (es. Alonso-Zarza 2003). Tale processo postdeposizionale verrà discusso con maggior dettaglio successivamente.

Se l'origine vegetale connessa alle anche alle radici è piuttosto chiara, più nebulosa è la natura della calcificazione. Di fatto, i frammenti di radice biomineralizzati contengono dei cristalli di calcite, ma le pareti hanno un colore brunastro e includono della sostanza organica rilevabile con l'osservazione con la luce ultravioletta (Košir 2004). I frammenti di Cueva Negra costituiti da calcite con aspetto grigio-scuro nerastro (tipo 1) potrebbero essersi calcificati durante l'accumulo di calcite postdeposizionale che ha interessato le unità, ma non si può escludere la combustione come processo formativo. Infatti, frammenti simili per dimensioni, morfologia e composizione, sono stati interpretati in contesto di grotta (Cendres Cave, Alicante, Spagna) come resti combusti di piante angiosperme rappresentati le foglie, la corteccia o gli steli, seppure riferibili a strati archeologici del Paleolitico Superiore ricchi di guano di pipistrelli e di deiezioni di rapaci (Bergadá et al. 2013). Elementi simili al tipo 1 di Cueva Negra, ma con spessore lievemente maggiore, seppure non descritti né documentati in dettaglio, sono stati rilevati a Wonderwerk Cave dallo strato 10 (Goldberg et al. 2015: fig. 23), che ha restituito evidenze di combustione documentate tramite FT-IR da Berna et al. (2012), e sono stati interpretati come resti del tegumento di semi, mentre altri frammenti, simili al tipo 2 di Cueva Negra, sono stati definiti inizialmente come frammenti di cenere vegetale (Berna et al. 2012) e successivamente come frammenti vegetali calcificati naturalmente (Goldberg et al. 2015).

A Cueva Negra gli elementi tipo 1 sono diffusi in gran parte della sequenza colorata (U4, U5, U6, scarsamente in U3 e U8) dove l'accumulo biogenico, aviario, è diffuso, al pari dei siti cui sopra. Si potrebbe quindi associare in qualche modo la presenza di tali frammenti alla frequentazione di uccelli. Non è chiaro l'impatto della digestione sulla conservazione di questi frammenti, se derivino da borre o dal guano e se possano essere stati importati per la nidificazione e poi accumulati sulla superficie della grotta ed incorporati dal suolo incipiente. I frammenti calcificati quindi da una parte potrebbero rappresentare dei frammenti radicali calcificati durante la pedogenesi e dei residui di microrganismi vegetali connessi ad una colonizzazione della superficie prossima all'area campionata, forse combusti accidentalmente altrove nella grotta e rideposti tramite ruscellamento superficiale.

8.1.3 Apporto autoctono: i frammenti di biocalcarenite e i prodotti della sua alterazione (lamine Ca)

La disgregazione della roccia locale ha determinato l'accumulo gravitativo di frammenti grossolani di biocalcarenite, processo comunemente osservato nei ripari sottoroccia (es. Goldberg and Sherwood 2006), riscontrati in sezione sottile nella taglia della sabbia e della ghiaia e mentre sul terreno raggiungono dimensioni di 15-20 cm. Allo stesso tempo, questa dinamica ha indotto il rilascio degli elementi che la compongono, come granuli di calcare micritico e frammenti di fossili, ma con una componente silicoclastica,

generalmente limosa ma occasionalmente nella taglia delle sabbie medie. L'alterazione della biocalcarenite, per dissoluzione chimica e per disgregazione fisica, libera inoltre carbonato di calcio che può aver contribuito alla precipitazione di micrite e microsparite nel sedimento, sia come noduli impregnativi sia come lamine di micrite e microsparite (lamine Ca). Il degrado della biocalcarenite, è avvenuto anche in tempi postdeposizionali, all'interno del sedimento già accumulato a causa della reazione con la percolazione di soluzioni a pH acido, come quelle organo-fosfatice indotte dal degrado della sostanza organica delle deiezioni di uccelli e pipistrelli (es. Karkanias and Goldberg 2010). In questo caso si osserva la precipitazione del carbonato di calcio nella forma di lamine Ca nei pressi del granulo alterato stesso. Tale processo è responsabile della liberazione nel sedimento di granuli di quarzo non esposti in superficie, che non hanno quindi assorbito dosi di irradiazione databile con la termoluminescenza stimolata otticamente attraverso il metodo *multigrain*, il quale potrebbe portare a sovrastimare l'età del deposito, problema risolvibile con l'applicazione del metodo *single grain* (cf. Aldeias et al. 2014).

La biocalcarenite marina del substrato locale si configura come una roccia *cold water carbonate* (es. Flügel 2004) che si traduce in una scarsa cementazione. La permeabilità della roccia, aumentata dalla sua natura composta da granuli eterometrici e aree a solubilità differente, favorisce la percolazione d'acqua all'interno del substrato e la sua alterazione. Allo stesso tempo l'acqua di infiltrazione, la cui aggressività può essere aumentata dalla presenza di una copertura di suolo sul versante in cui si apre la grotta, si carica di CaCO₃ che può precipitare all'interno del riempimento del riparo, specialmente in prossimità delle fratture della volta. Tale processo potrebbe aver determinato la formazione delle lamine carbonatiche Ca e A-Ca localmente ricche di frammenti ossei e scarse di apporti clastici alluvionali.

L'alterazione del substrato, fisica e chimica, ha contribuito alla sedimentazione nel riparo sia in via diretta, con l'accumulo gravitativo di questi componenti, ovvero frammenti di biocalcarenite e dei suoi granuli (carbonatici e silicoclastici), sia in via indiretta, con il rimaneggiamento idrico dei prodotti di disgregazione della roccia locale. I frammenti di biocalcarenite di dimensione maggiore rappresentano quindi un apporto autoctono di tipo gravitativo, rielaborato in parte dai processi alluvionali.

8.1.4 Apporto antropico

Le evidenze connesse all'azione antropica riscontrate micromorfologicamente all'interno della sequenza colorata sono molto scarse e di attribuzione incerta. Uno dei parametri identificativi consiste nella dimensione eterometrica di alcune componenti riscontrati nell'unità U4, quali il frammenti di osso centimetrico e il pedorelitto presente in CN1204 (profilo N del deposito) e il frammento di selce, sebbene con margini subangolosi e piuttosto irregolari, riscontrato in CN1202 (profilo E del deposito). Le loro dimensioni ne indicano una sedimentazione non coerente né con l'apporto alluvionale, caratterizzato da una granulometria sabbio-limosa e argillosa, né con l'apporto biogenico della frazione minerale compresa nella taglia delle sabbie. Di fatto queste categorie di materiali (ABC) sono associabili con l'azione antropica

connessa all'alimentazione (ossa), al calpestio (pedorelitto argilloso) e alla produzione litica (frammento di selce criptocristallina), sebbene accumulo di ossa e calpestio possano derivare, alternativamente, dall'azione di altri animali carnivori.

8.2 Processi postdeposizionali

Oltre all'alterazione della materia organica risultante dall'azione della microfauna (batteri e funghi), i processi di alterazione postdeposizionale sono connessi alla precipitazione di carbonato di calcio, alla traslocazione delle argille e all'azione biologica della mesofauna e radici. Questi processi sono in parte connessi alla stabilizzazione superficiale con una disponibilità d'acqua e di luce almeno minima. L'organizzazione delle pedofigure e la loro stratigrafia permette di stabilire una scansione degli eventi postdeposizionali. Il degrado della materia organica dell'apporto biogenico e la traslocazione dei gel colloidali è avvenuto in una prima fase di alterazione; successivamente si è attuata l'azione della mesofauna e della vegetazione. I processi biologici sono avvenuti in tempi comparabili all'illuviazione dell'argilla; l'ultimo processo ad agire è stata la precipitazione di CaCO_3 sia nella forma di micrite che microsparite.

8.2.1 Accumulo di carbonato di calcio

Il carbonato di calcio presente nella sequenza colorata è stato accumulato da processi sia processi biotici sia abiotici. Le lamine *milky* e la micrite *clotted* (con aspetto peloidale) con aspetto alveolare e strutture vegetali calcificate (tab. III.10), alcune delle quali simili a frammenti radicali calcificati, rappresenta l'accumulo carbonatico biomediato presentato più sopra. L'azione radicale è inoltre responsabile dell'accumulo di micrite in corrispondenza delle radici attraverso il processo di essudazione, a formare degli iporivestimenti sui canali radicali, definiti anche rizoliti (fig. III.19B), e supporta l'esistenza di un tappeto di radici (*root mat*). Si rilevano inoltre delle aree ricche in calcite aciculare/laminare (tetto di U4, base di U3) indicative dell'azione micelica o comunque biologica (es. Alonso-Zarza and Wright 2010b). Queste evidenze suggeriscono la presenza di una microfabric biogenica (beta microfabric in Alonso-Zarza and Wright 2010a), come negli orizzonti laminari di suoli tipo calcrete (cf. Alonso-Zarza and Wright 2010a). La diffusa presenza di questi elementi associata ad una riconoscibilità della microstratificazione originaria suggerisce un debole sviluppo del suolo, confinato alle prime fasi di pedogenesi ed interrotto dal periodico accumulo sedimentario (alluvionale e/o animale). I frammenti vegetali calcificati potrebbero derivare dal meccanismo di nutrizione adottato da alcune piante terrestri attive su substrati calcarei, poveri di nutrienti, e testimoniano lo sviluppo di piante vascolari di una comunità pioniera che ha colonizzato il substrato in momenti di esposizione subaerea (cf. es. Košir 2004). L'ambiente che ha visto la precipitazione di CaCO_3 mediata biologicamente era umido, come dimostrano le piccole fessure da disseccamento e le sottili lamine alluvionali; la litificazione delle lamine dei calcrete laminari può essere favorita dalla precipitazione di carbonato in un ambiente deposizionale di acque stanganti tipo pozza. I calcrete laminari si formano all'interfaccia suolo/atmosfera e testimoniano l'esposizione in superficie (Alonso-Zarza and Wright 2010a). La calcite con aspetto

aciculare/tabulare riscontrata localmente in U3 e al tetto di U4 potrebbe essere indicativa di una precipitazione biotica, per cui il processo di carbonatazione vede la commistione tra i due processi biotici e abiotici configurandosi come un accumulo non solo diagenetico ma pedogenetico. L'aspetto nodulare al tetto (U3) e laminare alla base (U4) potrebbe identificare lo sviluppo di un calcrite ad uno stadio poco evoluto.

Il processo abiotico di precipitazione del CaCO_3 è in parte connesso all'evaporazione in mezzo acquoso in ambiente vadoso, come dimostra la presenza dei menischi di calcite, e in ambiente freatico. Il movimento della falda freatica ha intaccato ripetutamente il materiale di U6 e solo parzialmente di U4, come dimostrano gli iporivestimenti e quasi-rivestimenti di micrite grigia lungo la porosità verticale. Inoltre, come evidenziato sopra, la percolazione d'acqua attraverso il substrato roccioso in cui si apre il riparo ha determinato la precipitazione di carbonato di calcio nella forma di lamine di micrite (Ca) al pari della dissoluzione in situ dei frammenti di biocalcareneite, quest'ultima incentivata dalle condizioni acide prodotte dalla degradazione della sostanza organica.

La precipitazione secondaria di micrite in U4 è più pronunciata nei profili E e S, mentre nel profilo N è meno sviluppata ed è ancora visibile la microlaminazione primaria del sedimento, informazione concorde con l'architettura macroscopica della sequenza carbonatica, maggiormente sviluppata verso il fondo della grotta. Anche l'unità U3 presenta una distribuzione spaziale simile (assente a nord, si ispessisce a sud). Per quanto limitata sia l'esposizione dell'evidenza analizzabile, ed analizzata, sembra che la fonte della precipitazione di carbonato di calcio abiotica sia collocata verso il fondo della grotta, dove sono attualmente presenti delle fessurazioni del substrato (fig. III.4). Non conoscendo la morfologia dell'intera parete di roccia non è possibile escludere la presenza di gallerie o condotti che possano aver concorso all'apporto di acque sature di carbonato di calcio.

La carbonatazione della parte centrale di U4, densa e costituita da micrite in stretta associazione con le strutture biogeniche (lamine Ca-Clot), è in parte differente da quella osservata in U3 e al tetto dell'unità U4, costituita prevalentemente da microsparite diffusa nella massa di fondo. Di fatto la diffusa precipitazione di CaCO_3 nella forma di sparite e microsparite di U3 ha indotto la frammentazione delle lamine opache (es. U2). La crescita dei cristalli di calcite genera delle pressioni che sfociano nella deformazione meccanica del sedimento (es. Stoops and Schaefer, 2010), processo conosciuto anche come aloclastismo (es. Castiglioni 1986) e tipico di ambienti molto aridi o a contrasto stagionale come in avviene in ambiente mediterraneo. Nell'unità U3 (Mu1 e Mu3 CN1206) e al tetto dell'unità U4 (es. Mu1 CN1204) la morfologia del carbonato di calcio, microsparite *bladed* quasi a losanga (dimensioni medie 20 μm , fig.), è paragonabile alla morfologia a losanga e lenticolare del gesso di cui potrebbe essere lo pseudomorfo (cf. Poch et al. 2010). Il gesso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) è infatti un minerale molto solubile (2,6 g/l) e può essere sostituito da micrite e microsparite qualora le condizioni divengano più umide, seppur in un contesto arido e semiarido (*ibid*); tale processo di pseudomorfosi sembra inoltre essere favorito dall'attività biologica (alta concentrazione di CO_2 , *ibid*) che a

Cueva Negra è abbastanza diffusa per effetto dell'apporto animale e dell'attività biologica (*cf* bioturbazione). Nei dintorni del sito sono presenti degli affioramenti di roccia gessosa, molto diffusi sul versante destro della Rambla de Tarragoya (formazione del Triassico, fig. III. 2), che potrebbero aver contribuito ad arricchire le acque della falda freatica, ma la loro distanza e lo scarso apporto alluvionale in questa porzione sedimentaria non sembrano poter rappresentare una fonte per la saturazione dell'acqua di gesso. Sembra più probabile che la soluzione ricca in gesso si sia formata in situ a seguito della degradazione della sostanza organica (Poch et al. 2010) inclusa probabilmente nel guano (Shahack-Gross et al. 2004) che costituisce uno degli apporti predominanti della sequenza sedimentaria, anche se non si può escluderne un apporto eolico connesso all'aerosol marino (*cf*. Bergadá et al. 2015), sebbene il sito sia piuttosto distante dalla costa. La persistenza al tetto della sequenza degli pseudomorfi del gesso in calcite potrebbe supporta condizioni meno umide determinate dalla diminuzione dell'apporto idrico testimoniato dall'analisi delle lamine.

Il cambiamento geochimico del contesto sedimentario a favore di condizioni alcaline risultante dalla carbonatazione postdeposizionale è indicato dall'alterazione dei noduli e delle lamine fosfatice Crpt-g e AL-i, prodotti dall'accumulo e dal degrado della sostanza organica del guano da parte dell'impregnazione di calcite, ben espresso nelle unità U4 e U3. In questo caso tale cambiamento non riflette condizioni climatiche più umide, bensì condizioni idrogeologiche locali, percolazione minima di acque satura, ma soprattutto un'interruzione dell'accumulo di guano e dell'aumento conseguente di pH (*es*. Karkanias and Goldberg 2010). La precipitazione secondaria di calcio ha portato al rivestimento dei frammenti ossei e ne ha garantito una buona conservazione anche del tessuto osseo. La fluttuazione dell'ambiente geochimico è anche testimoniata dalla dissoluzione e ri-precipitazione di carbonato di calcio registrati nei frammenti di biocalcarenite, calcare micritico-marna e cristalli di sparite, osservati anche al SEM (fig. III.22). L'acidificazione responsabile della dissoluzione è associabile alle condizioni create dall'accumulo di guano e dalla sua degradazione che libera CO₂ e acidi abbassando il pH e rendendo instabile la calcite. L'interruzione di questo processo in condizioni alcaline come quelle di un riparo sottoroccia aperto in un substrato alcalino (biocalcarenite) determina un innalzamento del pH, aumentato dalla percolazione di acqua, in quantità molto limitata, satura di carbonato di calcio di probabile origine endocarsica.

8.2.2 Bioturbazione e traslocazione d'argilla

La bioturbazione è diffusa nell'unità U4, U5 e U6 come testimonia la microstruttura degli strati a canali, la porosità biologica con canali e camere sia di origine animale, confermata dalla presenza di riempimenti sciolti discontinui costituiti da *pellets* fecali, sia di origine vegetale, come suggerisce l'aspetto circolare di una parte dei canali (Stoops et al. 2010) e i resti di radici ossidate.

Le particelle ben orientate di argilla sui biopori possono derivare dall'illuviazione pedogenetica, da cicli ripetuti secco-umido o dall'alterazione dell'argilla in presenza di grandi concentrazioni di fosfato (Shahack-Gross et al. 2004). La stretta relazione tra le pedofigure di argilla e i biopori, riscontrata anche nel deposito

del complesso 3, e il limite diffuso tra la pedofigura stessa (iporivestimento) e la massa di fondo suggeriscono che la riorganizzazione dell'argilla sia dovuta al passaggio dell'agente biologico (cf. Kühn et al. 2010), a cui può essere seguita l'illuviazione di argilla. L'aspetto polveroso e l'impurità del materiale fine insieme all'assenza di microlaminazione dei rivestimenti, presenti su canali con diametro superiore a 200 µm, che spesso sono associati agli iporivestimenti, potrebbe indicare un'origine connessa alla percolazione d'acqua conseguente allo scorrimento in superficie (*flood coating*, Kühn et al. 2010) piuttosto che un'illuviazione. Questa osservazione è confermata anche dalla distribuzione preferenziale di queste pedofigure sui biopori e non su tutti i vuoti del sedimento.

8.3 Storia formativa degli strati colorati

L'analisi microstratigrafica della sequenza colorata di Cueva Negra ne riconosce una complessa storia formativa, che ha visto l'azione di una varietà di processi pedo-sedimentari di natura geogenica e biogenica, mentre l'azione antropica è testimoniata indirettamente dalla presenza di componenti biogeniche ed antropogeniche.

La successione sedimentaria degli strati colorati si è accumulata tramite l'azione alluvionale ad energia bassa, talora in condizioni di acqua stagnante, e tramite la sedimentazione biogenica, relativa all'accumulo di deiezioni per lo più di uccelli e forse di pipistrelli. I maggiori processi postdeposizionali riscontrati riguardano l'alterazione della sostanza organica, la traslocazione dei suoi prodotti secondari e l'accumulo di carbonato di calcio, in parte di natura pedogenetica e in parte connesso all'evaporazione delle acque locali.

Il sito durante la formazione degli strati colorati si trovava in un contesto geomorfologico marginale rispetto all'alveo fluviale del Quípar ed era raggiunto dalle acque di esondazione in maniera discontinua e con bassa energia. L'apporto alluvionale, di entità contenuta, ha determinato il dilavamento della superficie del riparo e decresce verso l'alto. La diminuzione dello scorrimento idrico indica una stabilizzazione dell'area indagata del riparo, forse correlabile con una fase interstadiale fredda. A livello micromorfologico non sono state riconosciute evidenze di gelo discontinuo, per cui sembra probabile che il decremento dell'accumulo alluvionale al sito sia la conseguenza di un'avulsione fluviale.

La stabilizzazione della superficie è accompagnata dall'occupazione del riparo da parte di una colonia di pipistrelli/uccelli. L'aspetto laminato dell'intera sequenza, l'arrotondamento delle componenti e la presenza di litorelitti e frammenti di lamine (*rip-up clasts*) indicano un parziale rimaneggiamento idrico del materiale che affiorava in superficie all'interno o nelle dirette vicinanze del riparo. L'azione eolica non sembra essere stata responsabile dell'accumulo delle lamine SL in quanto queste sono spesso associate alle lamine argillo-limose, materiale difficilmente trasportato dal vento (es. Mallol and Mentzer 2015). Tali componenti sono rappresentate con maggiore frequenza verso l'alto da deiezioni aviarie, mentre rimane abbastanza costante la presenza dai prodotti dell'alterazione del substrato roccioso, quali i frammenti di biocalcarenite. La

presenza di lamine con caratteri standardizzati e la loro variazione, indica uno stile sedimentario che cambia gradualmente verso l'alto, dove si manifesta un'importante fase di biostasia caratterizzata dalla precipitazione di carbonato di calcio e dalla relativa assenza di acque correnti.

L'unità TA-U8 si è accumulata in un ambiente alluvionale di bassa energia dove l'apporto di origine trattiva perde progressivamente intensità a favore degli episodi di decantazione che si fanno sempre più frequenti (o di breve durata) e ricchi di sostanza organica indicativi di un ambiente spondale verso l'alto dove si aggiunge l'apporto organico di origine animale (deiezioni di uccelli-pipistrelli). Il riparo sottoroccia, o almeno la zona indagata, era quindi periodicamente occupato da un corpo idrico poco sviluppato ed effimero derivante dalle periodiche tracimazioni fluviali. Il tetto dell'unità rappresenta il limite inferiore del fronte di alterazione testimoniato dai fosfati precipitati all'interno della sequenza a seguito dell'alterazione della sostanza organica che componeva gli strati superiori (U6 e U7).

Anche l'unità TA-U7 si è sedimentata a seguito dell'azione idrica di bassa energia, responsabile dell'accumulo degli apporti fini organici da decantazione e clastici trattivi, a cui si aggiunge la sedimentazione di guano di uccelli/pipistrelli (residui di chitina e fosfati). Il colore bruno-rossastro è determinato dalla diffusa presenza di sostanza organica amorfa e dai prodotti della sua diagenesi, quali ossidi di Fe e gel colloidale organo-minerale con fosfati, rielaborati in lamine dalla ciclica azione idrica. Una maggiore stabilizzazione superficiale è rappresentata dal sedimento calcitico accumulato per processi idrici forse di natura carsica che ha in parte rielaborato il materiale biologico (ossa e deiezioni). La periodica esposizione superficiale è confermata dalla presenza della minuta microstruttura poliedrica angolare.

L'unità TA-U6 si è formata per l'azione periodica di processi alluvionali che depositano sedimento clastico e argilloso e rielaborano la superficie interna al riparo sulla quale giaceva il guano di uccello e i detriti autoctoni. L'apporto animale talvolta è predominante e forma delle croste ad indicare delle superfici esposte, seppure effimere. Analoghe superfici sono marcate dalle lamine carbonatiche biocostruite che individuano un'interruzione dell'apporto clastico in presenza di una certa umidità interna al riparo. La precipitazione secondaria di carbonato di calcio diffusa in questa unità potrebbe indicare una limitata percolazione idrica lungo le pareti rocciose, alternata alla deposizione idrica e biogenica. L'aspetto arrossato è conferito in parte dall'argilla ricca di ossidi di Fe di origine alluvionale e in parte dall'alterazione delle deiezioni di uccelli/pipistrelli in condizioni subsuperficiali ossidanti (v. sotto).

La genesi delle unità carbonatiche TA-U5 e TA-U4 è connessa alla deposizione di carbonato di calcio mediata biologicamente in un contesto caratterizzato da un'esposizione subsuperficiale in condizioni umide, dove però l'acqua corrente era molto limitata per quantità ed intensità, in progressiva diminuzione verso l'alto, a cui si accompagna l'accumulo di deiezioni animali. L'esposizione superficiale e subsuperficiale in un ambiente ricco di carbonato di calcio ha permesso lo sviluppo del suolo tipo calcrete laminare con lo sviluppo di un tappeto di radici a sviluppo orizzontale (*root mat*) e di biofilm microbiali, come testimoniato dalle evidenze

di precipitazione di CaCO_3 mediata biologicamente. Lo sviluppo del suolo viene periodicamente rallentato dall'apporto sedimentario di tipo biogenico e alluvionale fine, indicativi di un dilavamento a bassa energia della superficie del riparo. La presenza di strutture sedimentarie di iniezione è indicativa della deformazione di sedimenti saturi d'acqua nella porzione prossima all'imboccatura della cavità.

Le dinamiche formative dell'unità TA-U3 sono simili a quanto osservato nelle sottostanti unità carbonatiche (TA-U5 e U4), ma la massiccia precipitazione di carbonato di calcio, forse a sostituire cristalli di gesso prodotto dalla decomposizione dal guano, ne suggerisce un'alterazione pedogenetica più intensa dovuta alla presenza di acque sature di CaCO_3 di origine endocarsica (gallerie non riscontrate o percolazione attraverso la roccia della volta).

Dall'analisi dell'evoluzione diacronica della sequenza si nota come il sedimento di U8, alla base del complesso 3-2, presenti una composizione lievemente differente rispetto al resto del deposito a suggerire una variazione del bacino idrografico e della fonte di provenienza del sedimento alluvionale.

8.4 Termoalterazione? Comparazione con altri siti

La combustione in focolari semplici produce una tipica associazione di sedimenti: cenere al tetto, derivante dalla combustione completa del combustibile, che copre il materiale parzialmente combusto alla base del quale giace, eventualmente, una fascia di alterazione rossastra che rappresenta il sedimento scottato dal calore (es. Mallol et al. 2013, Mentzer 2012, Miller and Sievers 2012, Courty et al. 1989). Tale successione presenta delle similitudini a quanto rilevato macroscopicamente a Cueva Negra (Angelucci et al. 2013b). La cenere vegetale rappresenta la trasformazione dei minerali presenti nelle piante combuste, e in particolare la ricristallizzazione per combustione del calcio presente nelle cellule e nelle pareti cellulari in carbonato di calcio (Canti 2003); a livello microscopico si presenta come aggregati microcristallini di micrite (diametro 10-30 μm , Canti 2003, definiti anche pseudomorfi di cenere) tra cui possono essere dispersi dei corpuscoli silicei e/o il prodotto della loro fusione (aggregati silicei: Schiegl et al. 1994, 1996, scorie vetrose vescicolari: Canti 2003), e domini di materiale microcristallino con colori di interferenza di basso ordine (bianco e grigio, Canti 2003). La quantità di carbonato di calcio e di silice può variare a seconda del tipo di pianta combusta (piante arboree vs piante erbacee es. Miller and Sievers 2012), ma anche dall'alterazione avvenuta. L'alterazione della cenere implica la dissoluzione delle sue componenti, sia il carbonato di calcio che i corpi silicei, rispettivamente in condizioni neutre-acide ed alcaline risultando in un deposito residuale con frammenti di carbone e quarzo e altri minerali combusti con le piante (Canti 2003, Goldberg et al. 2009) e/o nella ricristallizzazione del carbonato di calcio massivo (es. Miller et al. 2013). Inoltre è stato osservato che la reazione tra il carbonato di calcio della cenere e soluzioni ricche in fosfato può determinarne la trasformazione in fosfato di calcio¹⁵³, processo conosciuto come fosfatizzazione.

¹⁵³ Il fosfato di calcio è indicato in bibliografia anche come apatite carbonatata, dahllite [$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2$].

Spesso gli strati cinerei includono dei frammenti ossei variamente combusti (es. Goldberg and Berna 2010, Schiegl et al. 2003) che si possono discriminare su base cromatica e sulle caratteristiche istologiche e strutturali (Appendice V tab. AV.1), ma l'analisi delle caratteristiche del tessuto osseo in micromorfologia archeologica non è diffusa e l'identificazione delle ossa combuste in sezione sottile avviene su base cromatica. Lo strato carbonioso di una evidenza di termoalterazione si compone di carboni vegetali, derivanti dalla combustione parziale del combustibile, che conservano la struttura vegetale primaria e presentano un colore nero anche in OIL, e dall'alterazione del materiale della superficie topografica (Mallol et al. 2013), come indica la sostanza organica parzialmente combusta e l'alterazione del sedimento stesso (es. Aldeias et al. 2016). La combustione incompleta avviene in condizioni riducenti dove la carenza di ossigeno può essere favorita dalla compattazione e dallo spessore elevato del materiale bruciato (es. Miller and Sievers 2012). La fascia rubefatta si distingue in sezione sottile per la diffusa presenza di ossidi di Fe che impregnano una *groundmass* con caratteri sedimentari per lo più naturali, quali, ad esempio, la laminazione (es. Aldeias et al. 2016; Canti and Linford 2000).

L'analisi microstratigrafica della sequenza sedimentaria colorata non ha rilevato la tipica successione prodotta dalla termoalterazione essendo U6, la fascia arrossata, sovrastante allo strato U7, organico e scuro. Inoltre non è stata riconosciuta a livello micromorfologico la presenza in associazione di componenti derivanti inequivocabilmente dalla combustione in situ, quali pseudomorfi di cenere, elementi o aggregati silicei indicativi di cenere vegetale, frammenti di carbone né frammenti di calcare con evidenze di combustione certe, quali cambiamenti cromatici o evidenze di ricristallizzazione e/o frammenti di ossa combuste. Il grande frammento osseo inglobato nell'unità biancastra simile alla cenere (TA-U4, CN1204) non mostra caratteri micromorfologici associabili alla combustione, se non debole intensità (sez. III §7.3), né parametri IR indicativi di una ricristallizzazione per termoalterazione, sebbene lo spettro riveli la presenza di picchi che compaiono con il riscaldamento compreso tra 500 e 700 °C (es. Berna et al. 2012). I parametri IR, quali lo *splitting factor* (SF), e le caratteristiche ottiche del tessuto osseo potrebbero anche suggerire di un'alterazione per diagenesi naturale compatibile con un'esposizione in superficie per più decenni (es. Trueman et al. 2004, 2008). Una parziale ricristallizzazione della bioapatite è indicata da un lato dalla birifrangenza bassa osservata al microscopio ottico (XPL) e dalla autofluorescenza attenuata che potrebbe derivare dall'azione biologica testimoniata dalla porosità dell'osso stesso e dalla presenza di radici nei pressi del frammento osseo. Considerando il contesto sedimentario dell'osso di Cueva Negra si propone che l'idrolisi e la degradazione microbale abbiano contribuito alla degradazione del collagene, indicata dall'autofluorescenza attenuata e dal basso rapporto $v1/v2$ e allo stesso tempo alla ricristallizzazione della bioapatite (indicata dallo SF). Tali parametri presentano dei valori comparabili a quelli estrapolati dall'analisi IR di resti ossei pleistocenici diagenizzati (non combusti), ad esempio, dell'Australia (Trueman et al. 2008). Resta da spiegare la discrepanza tra i picchi diagnostici di combustione moderata rilevati nello spettro dell'osso di Cueva Negra (500-700 °C, Berna et al. 2012), su cui non è chiaro l'impatto della bioturbazione e dell'accumulo di fosfato;

di fatto le caratteristiche istologiche suggeriscono una combustione di intensità bassa, inferiore ai 500 °C o di breve durata (minore di 1 h).

È però presente un singolo frammento osseo, di dimensioni della sabbia media, con caratteri morfologici, quali la colorazione marrone pallido e la porosità degli osteoni deformata, compatibile con la combustione di moderata intensità (classe 3, Appendice V tab. AV.2) rilevato all'interno dell'unità U6 (CN1202). Allo stesso modo, la trasformazione in carbonato di calcio dei frammenti vegetali con una struttura cellulare complessa, associabile ad un organo vegetale (tab. III.10) potrebbero risultare dalla combustione, sebbene generalmente la combustione determini la trasformazione dei minerali inclusi nelle cellule vegetali senza conservare la struttura vegetale originaria (Canti 2003), ma la loro diffusione nelle unità sia carbonatiche che argillose in associazione sia ai depositi alluvionali (lamine clastiche SL) che ai depositi animali (lamine AL-i) ne suggerisca una posizione secondaria. Inoltre il loro aspetto non è chiaramente associabile alla fusinite (com. pers. Paul Wright 2015), sostanza prodotta durante la carbonizzazione del materiale vegetale (es. Bullock et al. 1985). Altri frammenti vegetali calcificati, rilevati sporadicamente nell'unità U4 (Mu2 CA1202), presentano delle caratteristiche che sono simili a quelle interpretate come residui di cenere vegetale (es. Machado et al. 2013: fig. 8d). La materia organica amorfa riscontrata nella sequenza, sia nella parte laminata argillosa basale (U7) che nella parte carbonatica superiore (U4), mostra evidenze di umificazione, quali l'alterazione in noduli aggregati, le quali, insieme al colore brunoastro in OIL (es. Goldberg et al. 2010), non sono associabili inequivocabilmente a residui carbonizzati, sebbene questi siano soggetti a diagenesi nel caso di basse temperature di combustione (es. cf. Ascough et al. 2011), contesti sedimentari alcalini o con attività microbica (Braadbaart et al. 2009). Questo apporto vegetale potrebbe derivare anche dalla nidificazione degli uccelli all'interno del riparo o dal degrado degli organismi vegetali che colonizzavano la superficie del riparo.

Il colore rossastro dell'unità U6 è impartito dalla presenza di una micromassa argillosa rossastra, costituita da illite (Walker et al. in stampa) ricca in ossidi di Fe, come conferma l'osservazione OIL, che compone lamine discrete (lamine AL-r) e la micromassa delle lamine clastiche (lamine SL-r) di origine alluvionale. Sembra quindi che la colorazione rispecchi principalmente una caratteristica del sedimento primario che probabilmente derivare dallo smantellamento delle formazioni plioceniche ricche in argilla rossastra affioranti in Rambla de Tarragona o dalla coltre pedogenetica che rivestiva i dintorni del sito come osservato della parte superiore del deposito (cap. 6). Inoltre, la diffusa presenza di ematite, ossido identificato sulla base della colorazione rossa brillante sia in PPL che OIL e rilevato anche dalle analisi XRF e XRD e Termogravimetria (Walker et al. in stampa), potrebbe in parte derivare dall'alterazione della materia organica contenuta nelle deiezioni di uccelli o di pipistrelli osservate nell'unità U6. La decomposizione in superficie della materia organica in contesto aerobico produce condizioni riducenti per l'azione microbale e una diminuzione del pH (Karkanis et al. 2000), le quali aumentano la solubilità del ferro nella sua forma ridotta e quindi la sua migrazione. La precipitazione del ferro, nella forma di ematite, avviene in condizioni

aerobiche (Karkanas et al. 2002). Questo minerale è stato ampiamente documentato all'interno dell'unità U6 e potrebbe quindi rappresentare, almeno in parte, un indicatore della presenza primaria di sostanza organica poi alterata dalla diagenesi (cf. Karkanas et al 2002). Probabilmente, però, la diagenesi è avvenuta altrove come dimostra la buona conservazione dei frammenti di guscio d'uovo presenti in U6. Nell'unità U7 la presenza di sostanza organica non completamente ossidata si ravvisa all'interno delle lamine brunastre opache, il cui colore rossastro può effettivamente derivare da questo processo. L'incompleta ossidazione potrebbe derivare dalle condizioni scarsamente aerobiche indotte da una parte dal contesto alluvionale e dall'altra dal cumulo di sedimento sovrastante, accumulatosi verosimilmente in un arco cronologico ristretto. Si ritiene quindi che la termoalterazione, attestata dall'analisi della macro- e microfauna e dei resti litici (Walker et al. in stampa), non sia il processo responsabile della formazione della successione sedimentaria colorata analizzata nel quadrato C2g alla base del deposito di Cueva Negra, ma non se ne può escludere l'azione diretta in altre aree del riparo sottoroccia o la trasformazione per effetto di una massiccia alterazione diagenetica. Le dinamiche di sedimentazione attive al tempo della formazione della sequenza colorata sono caratterizzate dal degrado della sostanza organica, il quale determinando condizioni acide, testimoniate dalla dissoluzione dei frammenti di biocalcarenite, influenza la conservazione delle componenti carbonatiche, inclusa l'eventuale cenere di legna, determinandone la dissoluzione e la diagenesi con la formazione di fosfati secondari quali fosfato di calcio (es. Karkanas et al 2002). Come si è visto precedentemente questo minerale è ampiamente diffuso a Cueva Negra, ma la sua origine è connessa all'accumulo ed alterazione delle stesse deiezioni animali, sebbene non si possano escludere minoritari apporti cinerei-di combustione. Di fatto, le evidenze di fuoco riscontrate sul campo, ovvero le ossa bruciate e la frattura a coppella sui pezzi litici, indicano la combustione, a meno che non ne venga dimostrata l'associazione con altri processi. Walker et al. (2016) definiscono la combustione come intenzionale, sebbene siano state osservate numerose ossa di microfauna combuste. Tale carattere insieme all'aspetto laminato del deposito, ricco in fosfati, non esclude chiaramente il possibile ruolo 'naturale' della combustione.

8.4.1 Evidenze di termoalterazione nel Paleolitico Inferiore: il dato microstratigrafico

Il quadro formativo delineato per le ipotetiche evidenze di combustione riscontrate a Cueva Negra non è molto dissimile da quello riscontrato in altri siti del Paleolitico Inferiore che hanno restituito delle ossa combuste identificate tramite analisi FT-IR.

La sequenza di Zhoukoudian (Cina), datata al Pleistocene Medio (500-200 ka) mostra degli strati (strato 10 e 4) ritenuti contenere resti di fauna combusta oltre che carboni costituiti da argille laminate con un cromatismo accentuato, rossastro e giallastro, che appaiono in associazione a strati scuri ritenuti testimoniare la combustione del sedimento (cf. Weiner et al 1998). Lo strato 10 si compone di una sequenza (spessore 50-65 cm) che ricorda la sequenza colorata di Cueva Negra, essendo composta al tetto da un'unità litostratigrafica piuttosto compatta di argilla limosa giallo-rossastra a rosa (cementazione discontinua),

mentre l'unità alla base si costituisce di limi bruno-rossastro scuro a bruno-rossastro ben laminati verso la base (Weiner et al. 1998 fig. 1 e fig.3) da cui provengono resti di macrofauna e abbondante microfauna, di cui parte di quelli grigi o neri sono definiti combusti sulla base dello spettro IR mentre altri sono non bruciati ma arricchiti di ossidi. La maggior parte dell'insieme faunistico, bruciato e non, deriva dall'unità superiore, come riscontrato a Cueva Negra (Walker et al. in stampa, Rhodes 2014). Tale unità non presenta una composizione mineralogica comparabile con quella della cenere essendo costituita da argilla e quarzo (Weiner et al. 1998). A Zhoukoudian Goldberg et al. (2001) rilevano in sezione sottile la diffusa presenza di frammenti di coprolite associati ad un sedimento maggiormente clastico disorganizzato e associano all'azione antropica, non contemporanea con quella biologica, la presenza di ossa, forse combuste, e di ciottoli fluviali. L'unità inferiore con limo e argilla laminate con frammenti di materia organica bruno-rossastra a bruno giallastro e argilla, limo e materia organica bruno scuro finemente laminato è considerata essere sedimentato in un contesto di acque stagnanti o correnti a bassa energia coerenti con le esondazioni del fiume che scorre nei pressi del sito (Goldberg et al. 2001). La diffusa presenza di fosfato di calcio è attribuita alla diagenesi della calcite, mentre la colorazione rossastra è dovuta alla presenza di illite ricca in ossidi di Fe (*ibidem*). Altrove nella sequenza (Stato 4, ricco in frammenti fosfatici riferiti a deiezioni animali) sono stati riscontrati dei frammenti di semi carbonatici, con morfologia in parte simile ai frammenti vegetali calcificati di Cueva Negra, spesso organizzati in aggregati di dimensioni di circa 0,5 mm (cf. *Celtis* sp. Goldberg et al. 2001: fig 17g) attribuiti alla crescita di queste piante nei paraggi.

Lo strato 10 di Wonderwerk Cave (Sudafrica, 1 Ma, *Earlier Stone Age*) ha restituito delle evidenze di combustione quali ossa combuste (rilevate con FT-IR), litica con evidenze di termoalterazione (indicata dalla fratturazione a *pot-lid*) attribuite all'attestazione di combustione in situ più antica (Berna et al. 2012). Dallo strato provengono dei macroresti botanici, millimetrici, riferibili al culmo, ovvero il fusto, di monocotiledoni ed erbacee, al fusto o alle radici di dicotiledoni con differenti tessuti riconoscibili, i cui diametri sono inferiori a 1 mm (per lo più 0,5-0,7 mm) ritenuti essere il residuo del combustibile. Alcuni di questi frammenti sono associabili a piante tipo *Eleocharis spp.*, una tipica pianta di ambiente palustre di cui alcune varietà vivono sommerse dalle acque. L'assenza di carboni è attribuita all'alterazione diagenetica. Berna et al. (2012) dimostrano la combustione in situ grazie alla presenza in sezione sottile di residui vegetali interpretati come frammenti di cenere vegetale la cui origine è definita *unambiguous*. La microstratigrafia individua alcune superfici ricche di tali resti, interpretati come materiale vegetale incenerito, e ossa bruciate (identificate con μ FT-IR, indicative di combustione >500 °C), i cui frammenti in sezione sottile sono angolosi, da cui gli autori deducono una combustione intenzionale in situ data l'assenza di elementi riconducibili al guano, riconosciuto essere materiale da cui si può sviluppare l'autocombustione (es. Onac et al. 2006). Ciò nonostante, lo studio maggiormente approfondito ed esteso del contesto sedimentario indica che parte di questi frammenti non sono inceneriti, ma si sono calcificati naturalmente (Goldberg et al. 2015). Di fatto l'analisi botanica di questi frammenti dello strato 10 di Wonderwerk Cave trova delle somiglianze con quelli dello strato 8 (Bamford

2015), formatosi in ambiente freatico (Goldberg et al. 2015). I resti di fauna con cambiamenti cromatici tipici di combustione dallo strato 10 (neri grigio e bianchi) con caratteri FT-IR associabili alla combustione superiore a 500 °C (riflettanza Berna et al. 2012: fig. 4). *Pot-lids* possono formarsi anche extra fuoco, sebbene la bibliografia a riguardo sia molto scarsa. Toffolo et al. (2015) dimostrano inoltre che ambienti idrici ricchi di carbonato di calcio quali le sorgenti di Florisbad (Sudafrica) hanno contribuito al processo di fossilizzazione delle ossa pleistoceniche (circa 400-100 ka) tramite un'intensa ricristallizzazione del minerale osseo (aumento di SF), l'arricchimento della parte esterna dell'osso di fluorite. La revisione della micromorfologia dello strato 10 di Wonderwerk Cave (Goldberg et al. 2015) ne riconosce una componente attribuibile al guano animale (rappresentati da allineamenti di fosfato di calcio associato a carbonato di calcio, noduli di fosfato di calcio nella parte inferiore dello strato), localmente a formare una crosta, a cui si aggiunge la componente vegetale calcificata naturalmente (i frammenti inizialmente ritenuti essere cenere costituiti da micrite finemente laminata e scarsa struttura cellulare riconoscibile). Gli autori suggeriscono un accumulo alloctono eolico, autoctono per degrado della volta a cui si è affiancata la sedimentazione animale con il guano, condizioni riscontrate anche a Cueva Negra (sequenza colorata).

Quesem Cave (Israele 420-200 ka) ha restituito evidenze di uso del fuoco (Karkanas et al 2007) anche di tipo ripetuto (Shahack-Gross et al 2014), identificato sulla base di criteri mineralogici e microscopici, quali la presenza chiara di pseudomorfi di carbonato di calcio (cenere) associati a frammenti ossei combusti ed argilla scottata dal fuoco (analisi μ FT-IR su sezione sottile). Il focolare è composto da due cicli di utilizzo che hanno coinvolto un'area di circa 4 m² indicativa forse di uso da parte di un grande gruppo antropico, al centro della grotta, associata a resti animali con tracce d'uso e un insieme litico denso.

Schöningen (Germania, Pleistocene Medio, Paleolitico Inferiore) è un sito all'aperto che conserva una sequenza sedimentaria riferita al MIS 9 costituita da vari cicli lacustri (ambiente deltaico) di fango carbonatico grigio che passa superiormente a fango organico bruno scuro, con il limite tra i due marcato da una colorazione arrossata. Questa sequenza, interpretata come il risultato della termoalterazione, è stata recentemente analizzata tramite micromorfologia e altre tecniche (Schtalschmidt et al. 2015) che ne ha rivelato un'origine non connessa al fuoco. L'alternanza tra marne e fango organico è ritenuta rappresentare le fluttuazioni lacustri che seguono le oscillazioni climatiche, dove le microevidenze di alterazione, quali scarsi frammenti carboniosi, sono riferibili ad una posizione secondaria.

Capitolo 9

CONCLUSIONI

La sequenza sedimentaria di Cueva Negra si è formata a seguito dell'azione idrica per trasporto trattivo, che in parte ha rielaborato la superficie del riparo dove giacevano verosimilmente i resti archeologici, e per decantazione. Tali processi hanno agito più o meno continuativamente in parallelo alla disgregazione della roccia locale, contribuendo all'aggradazione dei sedimenti del complesso 3 e 2, dove non sono presenti delle discontinuità significative. Infatti, il suolo e la superficie troncata sembrano di natura effimera dato lo scarso sviluppo pedogenetico e l'uniformità delle componenti sedimentarie. La successione colorata, alla base del complesso 3-2, si è accumulata tramite processi analoghi a quelli attivi anche successivamente, a cui si è accompagnata l'azione biologica nella forma di accumulo escrementale e di precipitazione di carbonato di calcio mediata biologicamente. L'aspetto microlaminato rilevato dalla micromorfologia nell'intera sequenza colorata indica una successione di eventi deposizionali discreti, e in misura minore diagenetici, non compatibile con l'ipotesi di una sua origine connessa all'accumulo di prodotti di combustione (cenere, carboni) e alla termoalterazione basale. Tali dinamiche identificano delle microcondizioni di stabilizzazione interne al riparo che non si ripetono nel resto del riempimento del sito. Tale stasi, insieme alla variazione litologica riscontrata alla base della sequenza colorata (presenza di elementi ignei peculiari), potrebbe indicare la presenza di uno iato sedimentario. I dati preliminari dell'analisi dell'industria litica e della microfauna di questa parte del deposito suggeriscono l'uniformità con il resto del deposito ed indicherebbero uno iato sedimentario non significativo (nell'ordine delle centinaia di anni), compatibile con il dato micromorfologico.

9.1 Insieme archeologico

L'apporto antropico, per quanto osservato in sezione sottile, è molto limitato e in parte non testimonia attività umana in situ, ma una redistribuzione in orizzontale da parte del flusso idrico (complesso 2) su paleosuperfici riconoscibili sia in sezione sottile che sul campo. L'attività biologica intensa, correlabile a formiche, ha determinato la riorganizzazione di una parte del deposito del complesso 2 in corrispondenza dei blocchi distaccatisi dalla volta e accumulatisi al tetto del deposito pleistocenico, ma la sua localizzazione spaziale contenuta non può essere ritenuta responsabile della movimentazione verticale del materiale archeologico in toto e della sua omogeneizzazione. La presenza di evidenze di apporti deposizionali contrasta ugualmente l'ipotesi di una rielaborazione postdeposizionale in senso verticale del record archeologico. L'energia moderata-bassa del flusso idrico ha determinato una limitata redistribuzione laterale dell'apporto antropico e animale, che probabilmente giaceva all'interno del riparo stesso o nelle immediate vicinanze. Lo

studio geoarcheologico qui presentato pone in luce come parte dei microframmenti di selce osservati in sezione sottile possano rappresentare elementi naturali. Questa considerazione, ipotetica, potrebbe venire testata tramite uno studio approfondito e meticoloso dei resti litici analizzando le caratteristiche superficiali (es. presenza di patine, abrasioni) degli elementi con dimensioni inferiori a 2 cm in modo da escludere o meno una loro eventuale origine alluvionale (es. Malinsky-Buller et al. 2011).

La presenza degli elementi macroscopici bruciati (Walker et al. in stampa) in un contesto paragonabile a quello di una depressione poco profonda in cui si sono accumulate deiezioni animali e sedimenti alluvionali fini, potrebbe essere associata ad una loro posizione secondaria risultante dall'attività antropica di scarto (*tossing*).

L'attestazione della presenza di un corso idrico e delle sue periodiche tracimazioni che localmente hanno determinato la formazione di corpi idrici stagnanti nelle dirette vicinanze del sito conferma la frequentazione da parte di gruppi ominini di ambienti ecotonali a mosaico costituiti da aree alluvionali, zone forestate e zone aperte evidenziata dal dato pollinico e microfaunistico (Walker et al. 2013). Tale comportamento è attestato anche nel Vicino Oriente durante il Paleolitico Inferiore e durante il Musteriano (cf. Zaidner et al. 2016).

9.2 Gli strati colorati

L'osservazione micromorfologica e le analisi SEM/EDSX degli strati colorati di Cueva Negra evidenziano che i processi che hanno agito loro formazione di questa sequenza peculiare sono associati essenzialmente all'azione idrica, all'azione biologica e in misura minore al degrado della parete rocciosa. L'azione biologica è ampiamente rappresentata dagli accumuli organo-fosfatici di materiale escrementale, forse borre di uccelli e/o pipistrelli, che hanno innescato una serie di trasformazioni diagenetiche in parte responsabili del cromatismo accentuato degli strati inferiori della sequenza, mentre l'aspetto cinereo superficiale deriva dalla precipitazione secondaria di carbonato di calcio associata alla percolazione di acque sature (endocarsiche) e all'azione vegetale e microbale.

Di fatto, lo studio geoarcheologico della sequenza colorata non ne riconosce un'origine direttamente connessa alla combustione, sebbene alcuni frammenti carbonatici vegetali in posizione secondaria non ne escludano l'azione, forse accidentale, nei paraggi dell'area campionata. A livello micromorfologico non sono stati individuati frammenti associabili inequivocabilmente al carbone, né elementi chiaramente associabili alla cenere vegetale. L'alterazione della sostanza organica inclusa nelle deiezioni di uccello/pipistrello, processo ampiamente attestato nella sequenza colorata, potrebbe aver indotto la dissoluzione della cenere di legna i cui prodotti secondari non sono stati riconosciuti in sezione sottile, ma per valutarne definitivamente la presenza sarebbe necessario svolgere un'analisi mineralogica dell'intera sequenza tramite la tecnica FT-IR (su sedimento sciolto), la quale permetterebbe di riconoscere la presenza di eventuali fosfati di alta temperatura (quali ad esempio berlinite e idrossilestadite), prodotti dall'autocombustione

del guano in grotta (Onac et al. 2007, 2006) che, data l'occupazione di uccelli/pipistrelli della grotta dimostrata con la presente ricerca, non può essere esclusa a priori.

Le analisi FT-IR sul frammento osseo millimetrico riscontrato nell'unità carbonatica U4 ne suggeriscono una combustione, sebbene non tutti i parametri considerati siano concordi: le proprietà ottiche dell'osso stesso, quali colorazione, porosità ed istologia, non sono indicative della combustione di alta intensità, suggerita invece dalle analisi FT-IR. Tale discrepanza potrà essere affrontata proseguendo le analisi FT-IR microcontestuali associate allo studio dell'istologia ossea.

9.3 Il deposito di Cueva Negra: implicazioni archeologiche, ambientali e cronologiche

L'evidenza stratigrafica e sedimentologica di Cueva Negra (complesso 2, 3 e sequenza colorata) indica un ambiente di deposizione ad energia da bassa a moderata, che incrementa verso il tetto. Ne consegue una posizione pressoché primaria dell'industria litica e dei frammenti di fauna nella porzione inferiore del deposito (complesso 3 e sequenza colorata) e una posizione derivata alla base della parte superiore del deposito pleistocenico (complesso 2), dove si rileva un sedimento ghiaioso a riempire una superficie erosiva. L'organizzazione, le dimensioni e talvolta l'aspetto suggeriscono il rimaneggiamento dei frammenti litici e dei frammenti di coproliti osservati nelle sezioni sottili del complesso 2, i quali potevano quindi giacere altrove sulla superficie del riparo. Parallelamente, la provenienza del materiale alluvionale non esclude che parte dei frammenti di selce rinvenuti nel sito siano di origine naturale. L'apporto autoctono, veicolato dalla gravità e costituito dai frammenti di biocalcare e dei suoi componenti, è diffuso lungo l'intera sequenza.

L'analisi micromorfologica del record sedimentario del sito ha identificato una lieve variazione nella composizione del sedimento alluvionale coperto dalla sequenza colorata rispetto al resto del deposito correlabile al drenaggio di rocce vulcaniche forse riferibili ai fenomeni di diapirismo che hanno interessato Rambla de Tarragoya, poco a monte del sito, all'inizio del Quaternario. Quest'osservazione supporta la datazione della parte inferiore del deposito alle fasi più antiche del Pleistocene.

La formazione della sequenza colorata sembra essere avvenuta nell'ordine di 10^2 anni, come suggerito dall'alto tasso di accumulo riferito al deposito di guano, ad indicare una relativa continuità nell'accumulo sedimentario del complesso 3-2 a cui appartiene. L'evidenza erosiva che separa il complesso 3 dal complesso 2, come indicato da Angelucci et al. (2013b), ha un carattere effimero ed un significato pressoché istantaneo in termini cronostatigrafici. Allo stesso modo il suolo troncato è caratterizzato da uno sviluppo debole dovuto alla diffusa attività biologica, mentre non sono osservabili evidenze indicative di una stabilizzazione prolungata nel tempo. La sequenza colorata identifica quindi una stasi, uno iato nella sedimentazione alluvionale non rilevato altrove nel record sedimentario. La ripresa dell'attività alluvionale a bassa energia (complesso 3-2) ha sigillato il deposito della sequenza colorata permettendone la conservazione.

Lo scarso sviluppo della microstruttura osservata nell'intera sequenza sedimentaria analizzata supporta una sedimentazione piuttosto continua nel tempo e con tassi di accumulo piuttosto elevati. Le pedofigure osservate nell'intera sequenza non mostrano significativi cambiamenti, eccezion fatta per le evidenze di alterazione della sostanza organica e la precipitazione diffusa di carbonato di calcio della sequenza colorata (TA-U3-U8), indicative di microcondizioni locali. Va comunque rilevata la massiva carbonatazione del complesso 2, di età pleistocenica, e la diffusione nel complesso 3 (3-2 e strati colorati in particolare) di argilla illuviale, indicativa di condizioni umide anche se forse connessa allo scorrimento idrico in superficie e all'azione biologica (es. Karkanas and Goldberg 2013).

L'ambiente sedimentario della sequenza colorata vede una diminuzione della disponibilità di acqua corrente nel corso del tempo, che potrebbe indicare una variazione ambientale a livello quantomeno regionale dipendente dalla diminuzione delle precipitazioni, ma anche una variazione locale connessa alla configurazione geomorfologica della valle antistante al riparo e al corso fluviale con conseguenti condizioni aride all'interno del sito. Di fatto, la frequentazione del riparo da parte di gruppi di uccelli e/o pipistrelli indica delle condizioni climatiche miti, sebbene all'interno della sequenza colorata siano state riscontrate numerose pietre provenienti dal degrado del substrato locale. La degradazione della parete può essere connessa a vari processi, come ad esempio il gelo-disgelo (es. Sherwood and Goldberg 2006), ma va rilevato che le proprietà della biocalcarenite locale possono averne favorito l'alterazione anche in condizioni umide, ma miti.

9.4 Evidenze di fuoco altri siti Paleolitico Medio- Inferiore

Al contrario di quanto affermato da Berna et al. (2012) la presente ricerca attesta che la micromorfologia del suolo/archeologica non fornisce inequivocabili evidenze di termoalterazione riferibili alla preistoria più arcaica. Se gli spettri FT-IR sulla sezione sottile indicano l'effettiva combustione di un frammento osseo, secondo i parametri interpretativi proposti essenzialmente da Berna et al. (2012), gli altri parametri IR ritenuti indicativi di combustione e l'osservazione al microscopio ottico non rivelano termoalterazione al pari dell'analisi del sedimento che individua processi di formazione non antropogenici. Si osserva inoltre come le evidenze di fuoco attestate tramite FT-IR (e μ FT-IR), interpretate secondo i criteri di Berna et al. (2012), derivino da frammenti ossei di macrofauna provenienti da un contesto ricco di carbonato di calcio di origine naturale, quali gli strati di Wonderwerk Cave, Qesem Cave e Zhoukoudian.

9.5 Micromorfologia e FT-IR

L'approccio microcontestuale e microstratigrafico allo studio di supposte evidenze di combustione si è rivelato utile per chiarire le dinamiche formative e interpretare i dati analitici ottenuti con un approccio tradizionale (macrostratigrafico es. presenza di fosfato di calcio ed ematite), sebbene ulteriori analisi mineralogiche siano utili per chiarire definitivamente la discrepanza tra analisi FT-IR e il dato micromorfologico.

Si è visto come le medesime figure microscopiche siano state interpretate diversamente (combustione e non) nel corso del tempo o da autori differenti, come il recente caso di Wonderwerk cave (Berna et al. 2012, Goldberg et al. 2015).

Allo stato attuale della ricerca non è chiaro se i macroresti ossei e litici bruciati riscontrati sul campo conservino tracce dirette di lavorazione antropica, quali scheggiatura, ritocco e/o tracce d'uso (Walker et al. 2016). La natura alloctona e le dimensioni pluricentriche di questi elementi suggerisce indirettamente l'apporto antropico poiché gli altri agenti deposizionali attivi nella formazione della sequenza possedevano energia sufficiente allo spostamento essenzialmente di sabbia e ghiaia fine, ma non elementi di dimensioni maggiori. La concentrazione degli elementi e dei prodotti della loro combustione (*pot-lid* e frammenti) indica una loro termoalterazione *in situ*, non confermata però dalla micromorfologia. È stato dimostrato comunque che l'azione di cicli secco-umido, ovvero dei repentini cambiamenti dell'umidità, produce delle fratture simili a quelle indotte dalla temperatura almeno sulle ossa lunghe e denti di grandi mammiferi analizzati a Geelbek Dunes (Sudafrica, Conard et al. 2008).

Da un punto di vista metodologico, la presente ricerca ha evidenziato come l'analisi IR su sezioni sottili non risulti inficiata dalla presenza della resina usata per il consolidamento del sedimento e sia particolarmente utile per un'analisi contestuale in quanto di rapido svolgimento e non distruttiva. I dati IR ottenuti dall'analisi di ossa in sezione sottile hanno il vantaggio di poter essere messi in relazione diretta con i caratteri istologici dell'osso e con la presenza di materiale esogeno all'interno del tessuto osseo ottenuti dall'osservazione al microscopio ottico. Al contrario, trattandosi di frammenti non possono essere correlati con la determinazione della specie o a quale osso si riferiscono, sebbene sia possibile discriminare fra osso corticale (o compatto) e trabecolare (o spugnoso). Un ulteriore vantaggio della caratterizzazione IR di ossa in sezione sottile consiste nell'assenza del pretrattamento con acido acetico che potrebbe alterare la dimensione dei cristalli e alterare quindi i parametri IR quali lo SF. Per ottenere dati puntuali, scopo principe dell'analisi contestuale, va rispettato il limite di risoluzione spaziale della tecnica FTIR ATR per cui si possono caratterizzare singole particelle qualora esse presentino dimensioni superiori al millimetro (in termini sedimentologici ci si riferisce a particelle della taglia superiore alla sabbia grossolana). Tale tecnica risulta quindi particolarmente efficace nello studio di sedimenti clastici sabbiosi o ghiaiosi o con elementi di tali dimensioni.

L'analisi SEM/EDS e micromorfologia si sono confermate essere tecniche complementari alla caratterizzazione del sedimento archeologico, a maggior ragione all'interno di un'analisi contestuale degli stessi campioni. Le analisi LV SEM/EDS, non distruttive, non hanno richiesto una preparazione ulteriore del campione (ovvero la sezione sottile) già caratterizzato con la micromorfologia, ma l'interpretazione delle analisi chimica risulta difficoltosa.

Cueva Negra
APPENDICI

APPENDICE V - Parametri micromorfologici e FT-IR per lo studio di ossa combuste

Tabella AV.1 Evidenze micromorfologiche di ossa combuste. Elenco delle caratteristiche osservabili su frammenti ossei in sezione sottile (microscopio petrografico) e relativo significato in termini di termoalterazione e diagenesi.

caratteri	significato	bibliografia
colore da bruno pallido a color crema	assenza di combustione	es. Schiegl et al. 2003
colore da giallo intenso, bruno scuro a bianco, anche sullo stesso frammento	combustione: aumento dell'intensità	Hanson and Cain 2007, Schiegl et al. 2003
accumulo di carbonio	combustione	Hanson and Cain 2007
colore opaco (PPL)	carbonizzazione	Schiegl et al. 2003
porosità a partire dagli osteoni	combustione da media ad alta intensità	Hanson and Cain 2007
porosità marginale a reticolo	combustione ad alta intensità se associato a colore bianco	Hanson and Cain 2007
porosità extra a canali o foci	diametro ca. 20 µm alterazione microbionica	es. Trueman et al. 2004
porosità parallela alla superficie con distacco frammenti	compressione: compattazione del sedimento o calpestio	es. Miller et al. 2009
birifrangenza assente	perdita collagene per diagenesi o combustione	Guarino et al. 2006
birifrangenza con colori di interferenza di I ordine tendenti al bianco	perdita collagene e ricristallizzazione dell'apatite (anche calcinazione)	Schiegl et al. 2003, Stiner et al. 1995
birifrangenza ben riconoscibile con osteoni a croce maltese	buona conservazione del tessuto osseo	Guarino et al. 2006
istologia non riconoscibile	combustione alta intensità o diagenesi	Hanson and Cain 2007
assenza o diminuzione autofluorescenza UV, BL	ricristallizzazione apatite e perdita di collagene: scarsa conservazione per diagenesi o combustione a media-alta intensità	Schiegl et al. 2003, Stoops 2003, Stiner et al. 1995, Bullock et al. 1985, Altemüller and von Vliet-Lanoë 1990, Courty et al. 1989

Tabella AV.2. Elenco delle classi di termoalterazione adottate nel testo e criteri identificativi a livello istologico (da Hanson and Cain 2007: tab. 3). L'intensità si riferisce sia alla temperatura raggiunta sia alla durata del riscaldamento.

classe	intensità del riscaldamento	principali caratteri istologici
1	nessuno/basso	colore bruno chiaro o bianco; conservazione delle caratteristiche istologiche, assenza di accumulo di carbonio nei vuoti, assenza di fratturazione termica
2	basso/medio	aumento dell'intensità cromatica (giallo, bruno, arancione chiaro e rosso), scarso accumulo di carbonio nei vuoti lungo i margini dell'osso, assenza di fratturazione termica
3	medio	colore da rosso cupo a bruno rossastro, i margini assumono una colorazione più scura, diffuso accumulo di carbonio nel campione, comparsa di fratturazione termica che si diparte dagli osteoni
4	medio/alta	colore da marrone a nero, i margini possono divenire nerastri o biancastri, la struttura istologica non è osservabile nei campioni biancastri, diffuso accumulo di carbonio e diffusa la porosità che si diparte dagli osteoni
5	alta	il centro del campione da nero a bianco mentre i margini sono biancastri e privi di struttura istologica, la porosità è molto accentuata nelle porzioni bianche, accumulo di carbonio limitato a piccole aree
6	molto alta	l'intero osso è bianco e privo di struttura osteologica

Tabella AV.3 Elenco parametri IR indicativi di combustione e di diagenesi dei frammenti ossei.

parametri IR	picchi	significato	bibliografia
SF	(565 cm ⁻¹ +603 cm ⁻¹)/590 cm ⁻¹	indicatore di combustione se questa è avvenuta a media intensità (non a bassa o alta) e/o di fossilizzazione	Weiner 2010, Thomson et al. 2013 2009, Trueman et al. 2004
C/P	1415 cm ⁻¹ /1035 cm ⁻¹	diminuisce con l'aumentare dell'intensità della combustione	Olsen et al. 2008, Thomson et al. 2013
C/C	1455 cm ⁻¹ /1415 cm ⁻¹	dipendente dalla temperature; fornisce informazioni sulla composizione strutturale rapporto tra carbonio organico e inorganico nell'osso	Thomson et al. 2009
CO/P	1650 cm ⁻¹ /1035 cm ⁻¹	diminuisce all'aumento della temperature di combustione in modo più netto rispetto il C/P	Thomson et al. 2013
ν_1Amide/ν_3PO₄	1660 cm ⁻¹ /1035 cm ⁻¹	conservazione del collagene	Weiner and Bar-Yosef 1990, Stiner et al. 1995, Trueman et al. 2004
CNP	2010 cm ⁻¹ /1035 cm ⁻¹	indica combustione in presenza di ammoniaca (proveniente verosimilmente dalla carne che copre l'osso) se > 0.25	Snoeck et al. 2014
CO/CO₃	1650 cm ⁻¹ /1425 cm ⁻¹ 630 cm ⁻¹ e 1090 cm ⁻¹	diminuisce all'aumentare della temperature (da 1.10 a 0.50 scompare oltre 1000°C). picchi che compaiono con la combustione a temperature > 500 °C	Thomson et al. 2013 Berna et al. 2012

APPENDICE VI - Descrizione delle sezioni sottili di Cueva Negra: i complessi 2 e 3

Tabella AVI.1. Sintesi del dato micromorfologico relativo alla microstruttura e al materiale fine di Cueva Negra. LEGENDA: cx – complesso geoarcheologico, TS – sezione sottile, Mu - microunità; Aggregati: PA - poliedrico angolare, PS - aggregato poliedrico subangolare, GR - grumo, GRA - granulo; Vuoti: pv - vuoto intergranulare, pl - vuoti planari, va - vacui, ve -vescicole, mv - vuoti da impronta, c - canali, cc - camere; RIDP - distribuzione relativa grossolana/fine: C - chitonica, G - gefurica, P - porfirica, M - monica, (f) fine, (g) grossolana, (u) uguale, (c) chiusa; g/f - rapporto grossolano/fine; (t) - al tetto; loc - localmente; materiale fine: AC - argilla calcitica, A - argilla, M - micrite, Ms - microsparite; aspetto: P - puntinato, M - maculato; B-fabric: ss - maculata a puntini, cc - cristallitica, ind - indifferenziata, st - striata, gs - granostriata, mm - maculata a mosaico, deb - debolmente sviluppata, mod - moderatamente sviluppata, ben - ben sviluppata.

cx	TS	MU	microstruttura	aggregati	porosità		RIDP	g/f	colore	materiale fine		
					%	tipo				materiali	asp etto	b-fabric
2	CN1201	1	a vacui (t), a grani singoli - a microaggregati intergranulari (b), loc spugnosa	\	35	va, pv, c	P (t), Mg e Eu (b)	70/30 (t), 90/10 (b)	bruno	AC loc A	M	ss deb cc, loc mm
		2- lam.	a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	40	pv, va, pl	C-Ef	90/10 a 100/0	bruno	AC	M	ss deb cc
		3	spugnosa - a vacui, loc a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	30-40	va, pv, c	Mg - Eu, loc P	90/10 loc 85/15	bruno	AC loc A	M	cc deb cc, loc mm
	CN1107	1 - loc. cementato	spugnosa/a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	30-40 loc 5	va, pv, rari c	M-Eu/Ef, loc P	90/10 loc 85/15	grigio giallastro a bruno pallido, loc grigio a grigio giallastro	AC loc Ms	M	ss deb cc, loc cc
		2 - lam	a ponte - a microaggregati intergranulari	\	10 a 40	pv, va	G-Ef	95/5 a 85/15	grigio giallastro	AC	M	ss deb cc
	CN1105	3	loc spugnosa (area cementata)/a ponte - a microaggregati intergranulari	\	30 loc <5	pv e va	G-Ef/Eu, loc P	95/5 a 80/20	grigio giallastro	AC loc M	M	ss deb cc, loc cc
		4 - lam.	a ponte - a microaggregati intergranulari	\	45	pv	G-E	95/05	grigio giallastro	AC	\	cc deb cc, loc gs
	1	spugnosa - a vacui, (b) poliedrica subangolare/a ponte - a microaggregati intergranulari	PS/GR (0,3 mm) deb	25 loc 40	va e c, pv, pl	P loc G-E	60/40 loc 85/25	bruno arancione	(t) AC, A deb calcitica	M-P	(t) ss deb cc, mm	

Sez. III Cueva Negra. Appendice VI Descrizione micromorfologica dei complessi 2 e 3

	CN1106	1	loc spugnosa/a ponte - a microaggregati intergranulari	\	35	va e pv, loc c	Eu (t) Ef (b), G	95/5 a 80/20	giallo grigiastro loc grigio	AC loc Ms	M	ss deb cc, loc cc
	CN1104	1	a canali loc spugnosa e granulare (aree bioturbate) - vermicolare/a ponte a microaggregati intergranulari	GRA (2 mm) deb	30	c, va, loc pv e pl	P loc E-G	da 60/40 a 95/5	giallo bruno grigiastro	AC loc A	P	ss deb cc, loc gs
1	CN1101	1	spugnosa/a grani singoli - a microaggregati intergranulari	\	30	c e pv, va e mv	Mg-P	95/5 a 60/40	giallo grigiastro loc grigio	AC	M	ss deb cc
		2 gradazione diretta fine (t)	a vacui - vermicolare/a ponte a microaggregati intergranulari	\	25	c e va, pv	G-Ef/Eu-P	60/40 a 90/10	giallo bruno grigiastro	AC	P-M	ss loc ind
3	CN1102	\	a vacui - vermicolare, loc spungosa e poliedrica angolare	PA (0,5-1 cm) deb	30	c, va, loc pl	P-Mf	60/40 a 5/95	bruno giallastro	AC	P-M	ss deb cc
		1-lamine fini	poliedrica subangolare/a canali loc a vacui	PSA (0,5-1,5 cm) mod	5	c, pl	Mf	0/100	bruno giallastro	AC	M-P	ss
		1 - lamine grossolane	poliedrica subangolare/a canali loc a vacui	PSA (0,5-1,5 cm) mod	10	c e va, pl	P	65/35	bruno giallastro	AC	M	ss, loc ss deb cc
2	CN1103	2	poliedrica subangolare/vermicolare	PSA (0,5-1,5 cm) deb (t) mod (b)	20	c e va, pl, pv	P	70/30	bruno a bruno giallastro a grigio giallastro (b)	AC	M-P	ss loc deb cc (b)
		3	poliedrica subangolare/a canali	PSA (0,5-1,5 cm) mod		come Mu2						

Sez. III Cueva Negra. Appendice VI Descrizione micromorfologica dei complessi 2 e 3

Tabella AVI.2. Sintesi del dato micromorfologico inerente i parametri sedimentari, incluse le strutture sedimentarie di laminazione. TS – sezione sottile, Mu – microunità, com – compattazione, sel - selezione granulometrica; deb - debolmente, mod - moderato, buo – buono, loc – localmente, nd non determinata; frazione granulometrica: gg – molto grossolana, g – grossolana, f – fine; SR – subarrotondato, RR – ben arrotondato, P – frammenti fosfatici, CLC – elementi carbonatici (v. testo), SIL – elementi silicoclastici (v. testo), o.m. – materia organica; L – limo, S – sabbia (ff – molto fine, f- fine, m – media, g – grossolana), G – ghiaia.

TS	Mu	com	sel	gradazione	frazione granulometrica			strutture sedimentarie	limite inferiore
					gg	g	f		
CN1201	1	deb loc mod	deb	\	35	45	20	discontinue di materiale fine	graduale
	2	deb	mod	diretta Sg a G	60	35	5	laminazione della Mu	graduale
	3	deb - mod	mod	\	10	85	5	\	nd
CN1107	1	mod loc buo	deb	nd	50, SR-RR, CLC, SIL-P <5	40 diminuisce verso la base, 70% CLC, 30% SIL	10	\	graduale
	2	buo	mod	nd	20, SR-R CLC	75	5	embricazione deb riconoscibile, laminazione spessore 0,5 mm	
	3	buo	mod	\	35 SR-RR CLC e BIO	60	5 anche o.m.	scarsamente riconoscibili, loc. embricazione	
	4	buo	mod	\	5	85	10	scarsamente laminato	nd
CN1105	1	buo	mod	\	35/40	>55	5	loc., scarsamente riconoscibili discontinue	nd
CN1106	1	mod	deb		(t) 50 (b) 30	(t) 45 (b) 75	5	loc laminazione Sff-Sm scarsamente riconoscibili	nd
CN1104	1	buo	mod	\	25	70	5	laminazione grossolana centrale discontinua lateralmente elementi >1 mm	nd
CN1101	1	mod	deb	\	35	60	5		
	2	buo	deb	diretta	30	65	5	gradazione diretta con lamina L al tetto; stone line poco riconoscibile al centro	
CN1102	\	buo	mod	diretta	15	55	30	scarse lamine limo- argillose ca. 100 mc; scarse lamine argillose (estinzione netta) 30 mc	
CN1103	1	buo	buo	diretta	\	\	100		
	1 lamine grossolane	buo	buo	diretta	\	70	30		
	2	buo	deb	\	10	70	20		

3 buo buo v. Mu2

Tabella AVI.3. Sintesi del dato micromorfologico relativo ai componenti grossolani. La suddivisione in classi fa riferimento al testo. TS – sezione sottile e complesso geoarcheologico (cx) di provenienza; Mu – microunità (lf – lamine fini, lg – lamine grossolane); CLC: frs – frammenti; SIL: la dimensione indicata si riferisce ai granuli che presentano il rivestimento; ABC: s.o. – sostanza organica; OTH: Pedo- pedorelitti di argilla bruna, cp – *clay pellets* (se non specificato diversamente questi componenti sono ben arrotondati); classi dimensionali: G – ghiaia, S – sabbia, L – limo, A – argilla, gg – molto grossolano, g – grossolano, m – medio, ff – molto fine, f- fine.

TS	Mu	granulometria media	CLC %	CLC		SIL		ABC				OTH			
				note	rivestimento argilla su biocalcarene	%	rivestimento argilla/note	%	ossa	coproliti	s.o. amorfa	selce	%	Pedo e cp	litorelitti
cx 2 CN1201	1	ghiaia e Sg, Sm e Sf	75	predominante in frazione >1,5 mm, raro calcareo	scarsi fino Sg	15	scarsi	5	eterometriche	fino Sgg	rara tabulare	\	<5	Sf-Sm	
	2	G a Sg	80	frs di speleotemi e tufo calcareo	\	10	\	5	\	Sg	\	\	5	Sm	
	3	Sff-Sm con elementi CLC	80	frs di tufo calcareo anche bruno-rossastro e in dissoluzione	molto scarsi Sf-Sm	15	\	5	Sff	Sm	rara tabulare	scarsa Sm	<5	Sff	
cx 2 CN1107	1	Sf e Sm con frammenti SR >2 mm	85	biocalcarene e tufo calcareo >1 mm; alcuni frs di biocalcarene molto alterati (dissoluzione e impregnazione di ossidi di Fe)	molto scarsi Sf-Sm (calcareo sparitico)	15	rari Lg	<5	Sm, biancastre, loc verticalizzate	Sf-Sm	\	\	<5	Sff-Sf	
	2	Sff-Sm	70	biocalcarene, marna, tufo calcareo	molto scarsi (tufo calcareo e polisparite)	25	molto scarsi L	<5	biancastre, verticalizzate	\	\	\	<5	Sff	
	3	Sf con elementi eterometrici	70	fossili e biocalcarene con noduli aggregati e botroidali		25	molto scarsi Lg/quarzo RR fino a 0,8 mm	<5	Sm-Sg loc rotte in situ	Sm-Sgg	frs radice	\	5	Sff	>1 mm (SR)
	4	Sf	80		molto scarsi (frs RR con dissoluzione)	15	\	5	\	Sm-Sgg	anche radice	\	<5	Sf-Sm	Sf (SR)
cx 2 CN1105	1		70	impregnazioni ossidi di Fe nei frs di fossili, tufo calcareo molto scarso	molto scarsi (frs con dissoluzione)	25	\	5	Sf-Sg	fino Sg	radice	\		vedi testo	

Sez. III Cueva Negra. Appendice VI Descrizione micromorfologica dei complessi 2 e 3

cx 2 CN1106	1	eterometrica	70	molto scarsi frammenti >1 mm bruni; tufo calcareo	(loc anche con impregnazioni di ossidi Fe-Mn)	25	rari Sff	<5	Sf-Sm	Sf-Sgg	\	Sgg	<5	Sff-Sm (SA)
	1	eterometrica	70	disgregazione in situ dei frammenti di bioalcalarenite, calcare micritico/marna (SA a RR), raro tufo calcareo		25	scarsi Lm/argillite RR Sm	5	Sf-Sm (SA)	Sm (R)		Sm (A)	<5	Sm (SA), Sf
cx 3-1 CN1104	1	eterometrico	70	comune frs di tufo SA fino >1 mm, loc con aspetto <i>clotted</i>		25	scarsi Lm-Lg	<5		> Sm (SR)	Lf-Sff, radice		<5	Sf loc allineati
	2	eterometrica ma con dimensioni medie L-Sff (t) a Sm (b)	65	molto scarsi frs di bioalcalarenite bruna e con impregnazioni di ossidi di Fe, comuni i frs con dissoluzione; marne e tufo calcareo (SR)	molto scarsi frs (frs con dissoluzione) rari su sparite > Sm	20	scarsi Lm-Lg/molto scarsa muscovite	10	Lg-Sg	Sf-Sm (SR)	tabulare L-Sf	Sm	5	Lg-Sg Sff-Sf (SA-R)
cx 3-1 CN1101	\	Sff-Sm	70	frs di bioalcalarenite con crosta laminata di carbonato e in dissoluzione	tufo calcareo e granuli Lg	20	scarsi Lm-Lg	5\10	Sff-Sgg	Sm (SR) con calcite secondari a	fino Sff	Sm	5	fino a Sm
cx 3-2 N1103	1 - lf	A-Lf	80			20	scarsa muscovite	\	\	\	\	\	\	\
	1 - lg	Sff-Lm	80	SA-SR		20	scarsi Lm	\	\	\	\	\	\	\
	2	Sff-Sm	75	molto scarsi i frs grigio scuri (Sm SR) evidenze di dissoluzione, molto scarsi frammenti di tufo calcareo, marna e bioalcalarenite fino a mm		20	molto scarsi a comuni (b) Lm-Lg	<5	eterometriche	Sgg (SA)	Lf-g		5 (b 20)	Lm-g-Sff (SR) raro Sg laminato A-L
	3													

Sez. III Cueva Negra. Appendice VI Descrizione micromorfologica dei complessi 2 e 3

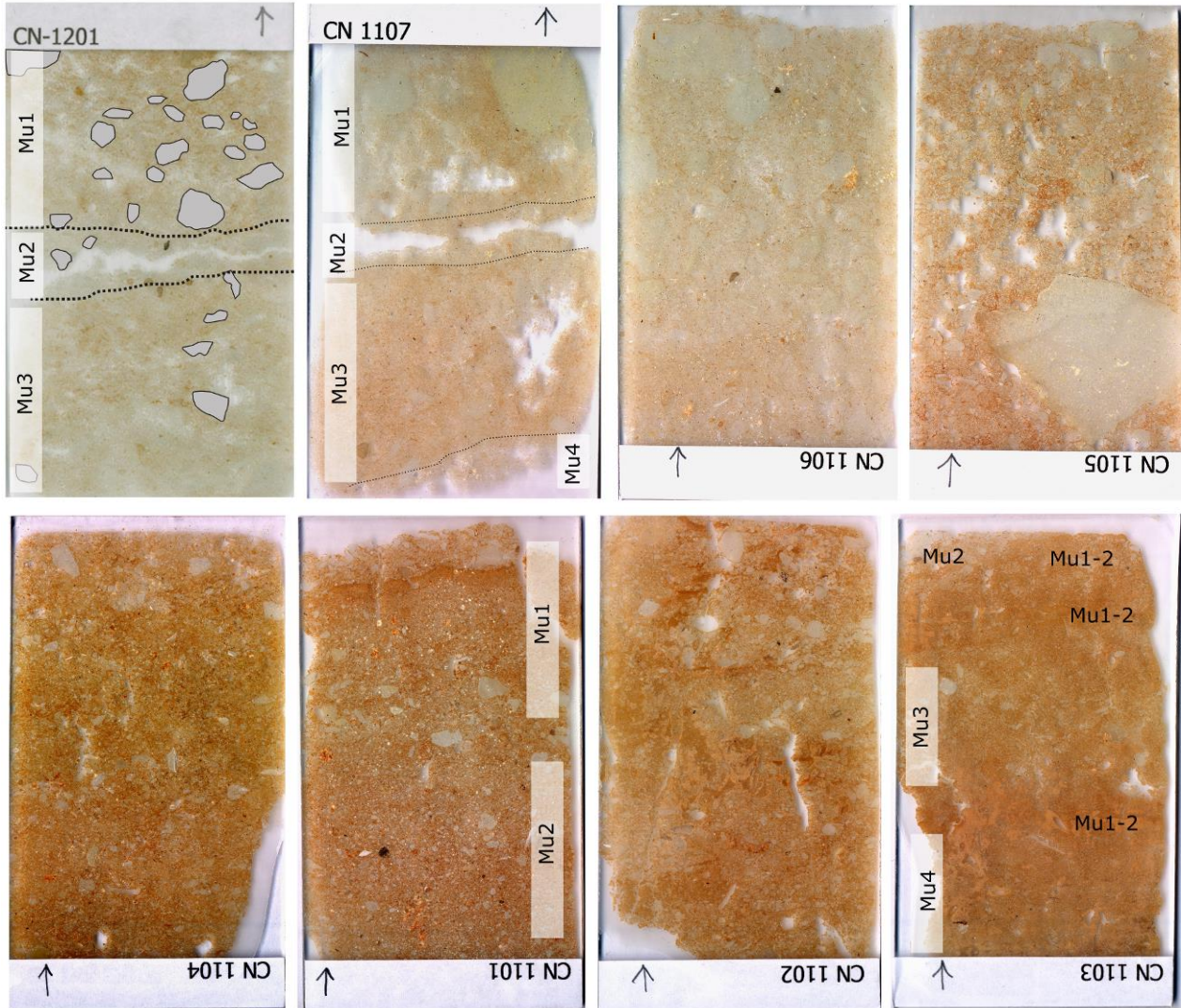
Tabella AVI.4 Sintesi del dato micromorfologico relativo alle pedofigure. TS – sezione sottile (cx - complesso geoarcheologico), Mu - microunità; loc - localmente, cmpt – componenti, CLC – elementi carbonatici (v. testo), frs – frammenti, P – fosfato; dimensioni: A – argilla, L – limo, S – sabbia, ff – molto fine, f – fine, m – medio, g – grossolano.

TS	Mu	CaCO ₃	ossidi Fe	ossidi Fe-Mn o so	argilla impura e polverosa	biogeniche
cx 2 CN1201	1	comuni rivestimenti di microsparite sciolta su pori e cmpt	\	scarsi a comuni noduli neri dendritici e tipici, occasionalmente impregnano granuli di limo e frs di P	\	\
	2			scarsi noduli neri tipici nella micromassa	\	\
	3			scarsi noduli tipici e dendritici	\	\
cx 2 CN1107	1	loc impregnazioni della groundmass (micrite e microsparite)	loc area cementata molto scarsi noduli impregnativi tipici Lg/Sff	molto scarsi noduli aggregati Sf-Sff e noduli tipici Lm-Lf; loc area cementata	\	\
	2	\	\	molto scarsi noduli tipici impregnativi L	\	\
	3	impregnazione micromassa di microsparite	\	scarsi a comuni noduli tipici e dendritici Lm, loc. impregnano fr di P e CLC;	\	\
	4	\	\	molto scarsi i noduli tipici ed aggregati	\	\
cx2 CN1105	1	(b) comuni iporivestimenti e quasi-rivestimenti di micrite sui vuoti; rivestimenti di microsparite sui vuoti	\	comuni noduli aggregati e dendritici anche su CLC e ossa; molto scarsi noduli tipici Lg	rivestimenti massivi su vacui di argilla calcitica puntinata, loc frammentati, molto scarsi iporivestimenti di argilla arancione orientata nei canali	
cx2 CN1106	1	comuni rivestimenti e riempimenti di microsparite v RIDP	\	molto scarsi i noduli dendritici nel materiale fine e su CLC	\	molto scarsi i frs di iporivestimenti radicali con riempimento di lublinite 0,5 mm
cx 3-1 CN1104	1	comuni rivestimenti su pori di microsparite sciolta	molto scarsi i rivestimenti di biopori	scarsi a comuni noduli dendritici ed aggregati, molto scarsi su ossa	scarsi iporivestimenti di argilla impura granostriata su canali rivestiti da microsparite	frequenti strutture <i>bow-like</i> , loc riempimenti sciolti discontinui di canali con argilla e sabbia
cx3-	1	comuni rivestimenti di microsparite sciolta	\	scarsi noduli aggregati e dendritici in micromassa		

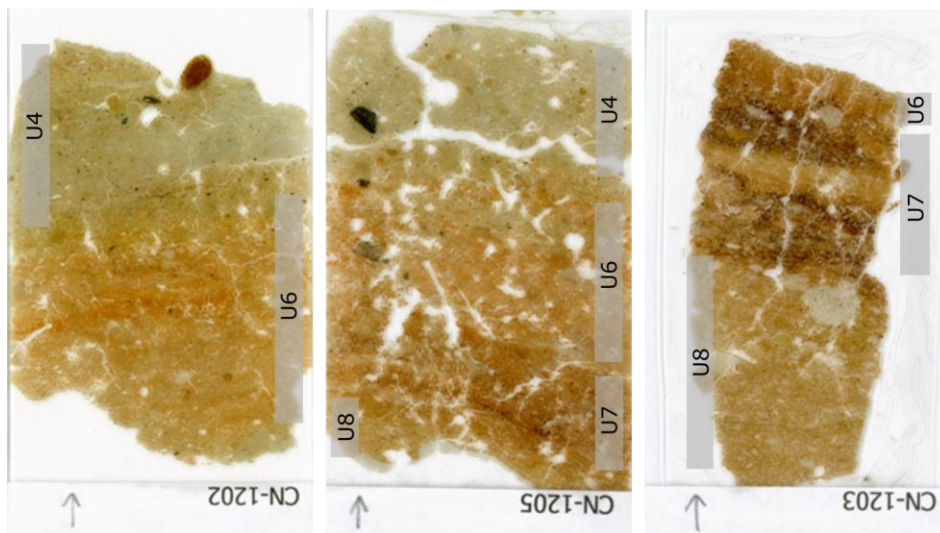
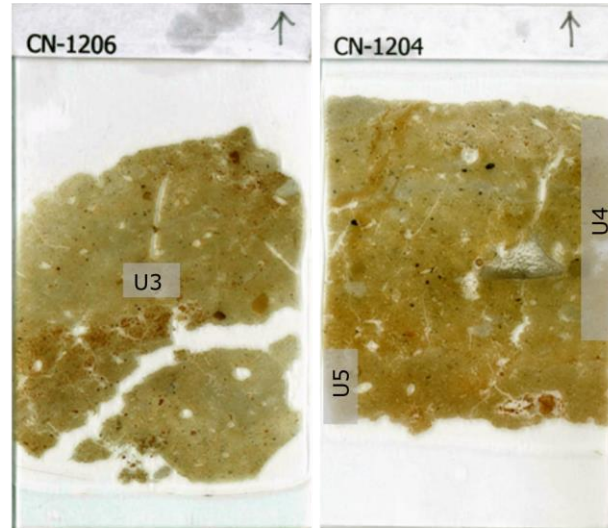
Sez. III Cueva Negra. Appendice VI Descrizione micromorfologica dei complessi 2 e 3

	2	scarsi rivestimenti di microsparite sciolta \	comuni noduli aggregati su micromassa e includono CLC, fino a Sff	molto scarsi iporivestimenti di argilla ss su canali	comuni strutture <i>bow-like</i> , scarsi riempimenti sciolti discontinui
cx3-1 CN1102	\	comuni rivestimenti di micrite su canali con/o senza rivestimento di argilla associati a quasi-rivestimenti di micrite (comuni loc frequenti) \	comuni noduli dendritici e aggregati in micromassa e ossa		scarsi riempimenti sciolti discontinui
cx3-2 CN1103	1-f	rivestimenti e riempimenti di microsparite sciolta su canali e vuoti planari \	molto scarsi i noduli Lff-A nella micromassa e a rivestire canali		scarsi riempimenti densi completi
	1-lg	rivestimenti e riempimenti di microsparite sciolta su canali e vuoti planari \			molto scarsi riempimenti sciolti discontinui
	2	rivestimenti e riempimenti di microsparite sciolta su canali e vuoti planari \	scarsi i noduli Lff a rivestire canali e come noduli aggregati nella micromassa e attorno ai CLC		scarsi riempimenti sciolti discontinui, scarsi a comuni riempimenti densi completi
	3	iporivestimenti e quasi-rivestimenti di micrite grigio scura su canali			

APPENDICE VII – SCANSIONE DELLE SEZIONI SOTTILI DEI COMPLESSI 2 E 3



APPENDICE VII – SCANSIONE DELLE SEZIONI SOTTILI DEGLI STRATI COLORATI



SEZIONE IV

Conclusioni finali e prospettive di ricerca

Conclusioni finali e prospettive di ricerca

Risultati

La micromorfologia delle successioni sedimentarie di Cueva Antón e Cueva Negra, oggetto della presente ricerca, ha posto in luce le dinamiche di formazione dei due siti analizzati, il grado di integrità del registro sedimentario ed archeologico e l'ambiente in cui è avvenuta la frequentazione antropica.

Lo studio micromorfologico della sequenza di Cueva Antón è stato limitato dall'impossibilità di accesso al sito durante il periodo in cui è stata svolta la presente ricerca. È stato peraltro delineato come le facies riscontrate macroscopicamente trovino una buona correlazione con l'organizzazione e le caratteristiche tessiturali rilevate in sezione sottile, a confermare l'eccellente stato di conservazione del record sedimentario. Infatti l'alterazione postdeposizionale più intensa è stata attiva al sito in porzioni localizzate della sequenza, quali il paleosuolo palustre alla base del riempimento e il paleosuolo nella porzione inferiore della sequenza archeologica. Le superfici su cui si è svolta l'azione antropica, che è testimoniata in sezione sottile essenzialmente dalle evidenze di termoalterazione (ossa variamente combuste, frammenti di cenere di legna) e di calpestio (microstruttura laminare), sono state alterate marginalmente dall'azione delle acque di tracimazione del fiume Mula. Il processo alluvionale ha agito quindi costantemente nel tempo con un elevato tasso di accumulo e la bassa energia del mezzo ha garantito una minima dislocazione delle evidenze archeologiche agendo soprattutto come processo di sedimentazione/seppellimento. La limitata esposizione in superficie, insieme all'effetto protettivo del riparo, ha consentito la conservazione dei materiali archeologici, sebbene con un minimo rimaneggiamento laterale, inclusi i frammenti di cenere altamente solubili. Un caso particolare è dato dal focolare 4. L'analisi microstratigrafica di questa struttura di combustione, che sul campo appariva composta dalla successione di uno strato cinereo, carbonioso e rubefatto, rivela l'assenza dei prodotti di combustione, cenere e carboni, dovuta al rimaneggiamento idrico. La sequenza del focolare osservata macroscopicamente deriva in parte dalla termoalterazione delle sabbie stesse, la cui componente sedimentaria, le particelle di tufo calcareo in particolare, si è annerita ed arrossata a seguito del calore, e in parte dall'accumulo di carbonato secondario avvenuto a seguito della stagnazione presso il sito delle acque di piena del fiume.

Il fiume Mula durante il Pleistocene Superiore aveva un regime maggiormente regolare rispetto alla situazione attuale, come conseguenza della maggiore piovosità, distribuita in maniera più uniforme durante il corso dell'anno rispetto a quanto accade oggi. L'analisi della composizione dell'apporto alluvionale non riscontra significative variazioni litologiche, per cui sembra che il fiume durante l'accumulo della sequenza

indagata sia stato alimentato dal medesimo bacino imbrifero. Viene però rilevato un aumento della componente autoctona nella forma di placchette gelive e dei frammenti di suolo, erosi dalla coltre pedogenetica che rivestiva i dintorni del sito. Tale variazione sembra riflettere, piuttosto che uno iato sedimentario, un deterioramento climatico in senso freddo come peraltro indicato dal dato botanico disponibile e, parzialmente, dal dato cronologico.

La sedimentazione al sito deriva essenzialmente dalle periodiche tracimazioni del fiume Mula, che scorreva nei pressi del sito con una conformazione multicanale. La porzione inferiore della sequenza archeologica è stata protetta dall'affioramento del substrato roccioso che ha ostacolato l'ingresso delle acque e ne ha diminuito l'energia. Parte del deposito è formata dall'attivazione/abbandono di canali periferici al canale principale, la cui attivazione avveniva verosimilmente durante episodi di piena. La porzione superiore del deposito sembra derivare da eventi di piena eccezionale che sono associabili da una parte all'inizio della fase incisiva che porterà alla formazione di quello che oggi è l'Estrecho del Corcovado e da una parte ad un cambiamento del regime fluviale maggiormente torrentizio.

Il complesso che chiude inferiormente il riempimento del sito costituisce un deposito palustre probabilmente sviluppatosi a partire da sedimenti del fiume Mula. La correlazione di questa porzione sedimentaria con i terrazzi riscontrati nel basso corso del Mula potrebbe individuarne la genesi connessa ad un nuovo profilo di equilibrio del corso fluviale causato da uno sbarramento della valle a seguito della neotettonica.

I gruppi neandertaliani hanno frequentato a più riprese il riparo sottoroccia in un ambiente di pianura alluvionale, periodicamente soggetta ad inondazioni di entità contenuta in un contesto climatico che passa da temperato umido a maggiormente freddo ed arido. L'analisi microstratigrafica dei focolari ha confermato che le occupazioni antropiche sono state di breve durata probabilmente a carattere stagionale. La continua e ciclica sedimentazione fluviale al sito ne ha permesso la conservazione pressoché in posizione primaria.

Il principale risultato dell'analisi geoarcheologica condotta a Cueva Negra è stato la definizione della stratigrafia del deposito e dei principali processi responsabili della sua formazione. Si ricorda che precedentemente allo studio geoarcheologico del sito, pubblicato in parte in Angelucci et al. (2013b), la successione sedimentaria e la sua origine erano oggetto di dispute tali da riguardare anche la bontà dell'associazione archeologica.

L'esito più rilevante dello studio microstratigrafico e microcontestuale della sequenza sedimentaria di Cueva Negra consiste nel chiarimento della genesi della cosiddetta sequenza colorata. Tale sequenza, ritenuta risultare dalla termoalterazione antropica, deriva invece dall'azione combinata dell'accumulo di guano e di sedimento alluvionale organico e dalla loro diagenesi. Il riconoscimento di queste dinamiche formative esclude l'azione della combustione antropogenica in situ. I futuri studi degli elementi macroscopici combusti rilevati nei pressi di questa porzione sedimentaria potrà chiarire ulteriormente la natura della combustione

(umana o naturale), sebbene la diffusa presenza di fosfati potrebbe essere correlata al fenomeno dell'autocombustione del guano, fenomeno documentato, seppur raramente, in ripari sottoroccia e grotte.

La presente ricerca ha messo inoltre in evidenza la possibile presenza al sito di pseudomanufatti, frammenti di selce derivanti dall'erosione fluviale delle formazioni conglomeratiche plioceniche che affiorano a monte del sito. Questa eventualità, rilevata microscopicamente nella porzione superiore del deposito pleistocenico dove le energie di sedimentazione erano maggiori, potrà venir testata tramite uno studio accurato dell'industria litica in termini di analisi di tracce d'uso e della distribuzione spaziale delle varie classi dimensionali.

L'apporto alluvionale, verosimilmente connesso allo scorrere di un paleoalveo del fiume Quípar, è predominante ed è costituito dalle medesime componenti nell'intera successione sedimentaria esaminata ad eccezione della parte inferiore della sequenza colorata. Qui le particelle sedimentarie sono in parte costituite da rocce ignee che potrebbero indicare il rimaneggiamento di un accumulo di tefra, non documentato però nell'area, o il drenaggio più intensivo del comparto meridionale della Rambla de Tarragoya, ricco di rocce vulcaniche del Triassico.

Le condizioni in cui si è accumulato il deposito di Cueva Negra sembrano essere state temperato-umide come suggerisce l'analisi preliminare della microfauna e la diffusa presenza di tracce dell'attività di microrganismi e piante. La successione sedimentaria non documenta evidenze di stasi sedimentaria significativa a supporto del rapido accumulo del riempimento della grotta. Attualmente non è del tutto chiaro se le cause di tracimazione del fiume siano da associare alla normale attività fluviale o se possano essere ancorate a condizioni tettoniche o climatiche attive quantomeno a scala regionale.

Prospettive future

La ricerca qui presentata si basa sull'analisi di una porzione dei siti indagati, caratterizzati da un'elevata variabilità laterale. Il proseguimento degli scavi, in particolare della porzione inferiore del riempimento di Cueva Negra, fornirà sicuramente ulteriori dati per l'interpretazione del sito. L'abbinamento tra archeologia sperimentale e micromorfologia potrebbe inoltre rappresentare un'ulteriore linea di ricerca per lo studio delle sequenze sedimentarie del Paleolitico e allo stesso tempo un'analisi a scala regionale (extra-sito) permetterà di stabilire con maggiore certezza l'evoluzione dei sistemi deposizionali alluvionali.

Per lo studio di Cueva Antón diviene fondamentale ampliare lo studio geomorfologico dell'intorno del sito, ostacolato negli ultimi anni dall'alto livello delle acque del bacino artificiale. La mappatura e la correlazione dei vari terrazzi alluvionali presenti lungo l'asse vallivo può fornire un'inquadramento cronologico ulteriore alla sequenza alluvionale, anche del complesso palustre inferiore la cui età non è definita.

Al fine di chiarire la morfologia del fondo del riparo, attualmente desunta in via indiretta, si suggerisce un'indagine di tipo geofisica, come la rilevazione georadar.

Sebbene i risultati dell'analisi micromorfologica di Cueva Negra siano rilevanti e chiari, è stata osservata una carenza in letteratura di studi riguardanti gli accumuli di guano in sezione sottile. Un approccio sperimentale potrebbe colmare parte di questa lacuna. Si propone lo sviluppo di una linea di ricerca volta alla caratterizzazione di accumulo di guano in sezione sottile, sia nella forma 'fresca', degradata e combusta sperimentalmente al fine di elaborare un *dataset* di riferimento ed agevolare il riconoscimento di questi materiali al microscopio ottico.

Nel presente lavoro di tesi si è tentato di associare le analisi mineralogiche delle ossa (FT-IR) alla loro caratterizzazione micromorfologica (volta allo stabilire il grado di conservazione del tessuto osseo). I risultati di questo approccio microcontestuale non sono del tutto coerenti, ma attualmente non sono disponibili in letteratura studi simili. Un possibile proseguimento della ricerca riguarda l'ampliamento di questo approccio, ovvero testare su campioni sperimentali ed archeologici la corrispondenza tra parametri IR e caratteristiche dell'istologia dei frammenti ossei combusti e non combusti.

Bibliografia

- Adamson K., Candy I., Whitfield L., 2015. Coupled micromorphological and stable isotope analysis of Quaternary calcrete development. *Quaternary Research* 84: 272-286
- Adler D., Bar-Oz G., Belfer-Cohen A., Bar-Yosef O., 2006. Ahead of the Game: Middle and Upper Palaeolithic Hunting Behaviors in the Southern Caucasus. *Current Anthropology* 47 (1): 89-118
- Altemuller H.J., Van Vliet-Lanoë B., 1990. Soil thin section fluorescence microscopy. In Douglas L.A. (ed.), *Soil micromorphology: A Basic and Applied Science. Developments in Soil Science, Volume 19.* Elsevier, Amsterdam: 565–579
- Agustí J., Freudenthal M., Lacombe J.L., Martín E., Nageli C., 1990. Primeros micromamíferos del Pleistoceno superior de la Cuenca de Mula (Murcia, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 3: 289-293
- Aldeias V., Goldberg P., Sandgathe D., Berna F., Dibble H.L., McPherron S.P., Turq A., Rezek Z., 2012. Evidence for Neandertal use of fire at Roc de Marsal (France). *Journal of Archaeological Science* 39: 414-423
- Aldeias V., Goldberg P., Dibble H.L., El-Hajraoui M., 2014. Deciphering site formation processes through soil micromorphology at Contrebandiers Cave, Morocco. *Journal of Human Evolution* 69: 8-30
- Aldeias V., Dibble H.L., Sandgathe D., Goldberg P., McPherron S.J.P., 2016. How heat alters underlying deposits and implications for archaeological fire features: A controlled experiment. *Journal of Archaeological Science* 67: 64-79
- Allman M., Lawrence D.F., 1972. *Geological laboratory techniques.* Blandford Press, Poole, Dorset
- Alonso-Zarza, A.M., 2003. Palaeoenvironmental significance of palustrine carbonates and calcretes in the geological record. *Earth-Science Reviews* 60, 261–298.
- Alonso-Zarza A.M., Wright V.M., 2010a. Calcretes. In: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds), *Continental Carbonates. Developments in Sedimentology* 61: 225-268
- Alonso-Zarza A.M., Wright V.M., 2010b. Palustrine carbonates. In: Alonso-Zarza A.M, Tanner L.H. (eds.), 2010. *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes.* Developments in Sedimentology 61: 103-132
- Alonso-Zarza A.M, Tanner L.H. (eds.), 2010. *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology* 61
- Alpers-Afil N., Goren-Inbar N. (eds.), 2010. *The Acheulian Site of Gesher Benot Ya'aqov, Vol. II. Ancient Flames and Controlled Use of Fire.* London: Springer
- Andersen K.K., Svensson A., Rasmussen S.O., Steffensen J.P., Johnsen S.J., Bigler M., Röthlisberger R., Ruth U., Siggaard-Andersen M.-L., Dahl-Jensen D., Vinther B.M., Clausen H.B., 2006. The Greenland Ice Core Chronology 2005, 15-42 ka. Part 1: constructing the time scale. *Quaternary Science Reviews* 25: 3246-3257
- Anderson E., Almond M.J., Matthews W., Cinque G., Frogley M.D., 2014 Analysis of Red Pigments from the Neolithic sites of Çatalhöyük in Turkey and Sheikh-e Abad in Iran. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 131: 373-383
- Anesin D., 2004/2005. *La descrizione geoarcheologica di sedimenti e suoli: definizione di linee-guida alla luce dei casi di studio del Riparo Gaban (TN) e Lugo di Grezzana (VR).* Tesi di Laurea Triennale in Scienze dei Beni Culturali, Facoltà di Lettere e Filosofia, Università degli Studi di Trento, Trento
- Angelucci D.E., 2002. The Geoarcheological Context. In: Zilhão J. and Trinkaus E. (eds), *Portrait of the Artist as a Child. The Gravettian Human Skeleton from the Abrigo do Lagar Velho.* IPA, Lisboa: 58-91
- Angelucci D.E., 2010. The recognition and description of knapped lithic artifacts in thin section. *Geoarchaeology* 25: 220-232

- Angelucci D.E., Zilhão J., 2009. Stratigraphy and formation processes of the Upper Pleistocene deposit at Gruta da Oliveira, Almonda karstic system, Torres Novas, Portugal. *Geoarchaeology* 24: 277-310
- Angelucci D., Anesin D., Susini D., Villaverde V., Zapata J., Zilhão J., 2013. Formation processes at a high resolution Middle Paleolithic site: Cueva Antón (Murcia, Spain). *Quaternary International* 315: 24-41
- Angelucci D.E., Anesin D., López Martínez M., Haber Uriarte M., Rodríguez Estrella T., Walker M.J., 2013b. Rethinking Stratigraphy and Site Formation of the Pleistocene Deposit at Cueva Negra del Estrecho del Quípar (Caravaca de la Cruz, Spain). *Quaternary Science Reviews* 80: 196-199
- Arenas-Abad C., Vázquez-Urbez M., Pardo-Tirapu G., Sancho-Marcén C., 2010. Fluvial and associated carbonate deposits. In: Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H. (eds), *Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology* 61: 133-176
- Arpin T.L., Mallol C., Goldberg P., 2002. Short contribution: A new method of analyzing and documenting micromorphological thin sections using flatbed scanners: Applications in geoarchaeological studies. *Geoarchaeology* 17(3): 305–313
- Arsuaga J.L., Baquedano E., Pérez-González A., Sala N., Quam R.M., Rodríguez L., García R., García N., Álvarez-Lao D.J., Laplana C., Huguet R., Sevilla P., Maldonado E., Blain H.A., Ruiz-Zapata M.B., Sala P., Gil-García M.J., Uzquiano P., Pantoja A., Márquez B., 2012. Understanding the ancient habitats of the last-interglacial (late MIS 5) Neanderthals of central Iberia: paleoenvironmental and taphonomic evidence from the Cueva del Camino (Spain) site. *Quaternary International* 275: 55-75
- Arzarello M., Pavia G., Peretto C., Petronio C., Sardella R., 2012. Evidence of an Early Pleistocene Hominin Presence at Pirro Nord (Apricena, Foggia, Southern Italy): P13 Site. *Quaternary International*, 267: 56-62
- Ascough P.L., Bird M.I., Francis S.M., B. Thornton B., Midwood A.J., Scott A.C., Apperley D., 2011. Variability in oxidative degradation of charcoal: Influence of production conditions and environmental exposure. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75: 2361–2378
- Aubry T., Dimuccio L.A., Buylaert J.-P., Liard M., Murray A.S., Thomsen K. J., Walter B., 2014. Middle-to-Upper Palaeolithic site formation processes at the Bordes-Fitte rockshelter (Central France). *Journal of Archaeological Science* 52: 436-457
- Bailey G., 2007. Time perspectives, palimpsests and the archaeology of time. *Journal of Anthropological Archaeology* 26: 198–223
- Beldjoudi H., Guemache M., Kherroubi A., Semmane F., Yelles-Chaouche A.K., Djellit H., Amrani A., Haned A., 2009. The Laalam (Bejaa, North-East Algeria) moderate earthquake (M-w ¼ 5.2) on March 20, 2006. *Pure and Applied Geophysics* 166 (4), 623-640
- Belmar Díaz O., Velasco García J., Martínez Capel F., Marín Martínez A.A., 2010. Natural flow regime, degree of alteration and environmental flows in the Mula stream (Segura River basin, SE Spain). *Limnetica* 29 (29) 353-368
- Benazzi S., Douka K., Fornai C., Bauer C.C., Kullmer O., Svoboda J., Pap I., Mallegni F., Bayle P., Coquerelle M., Condemi S. Ronchitelli A. Harvati K., Weber G.W., 2011. Early dispersal of modern humans in Europe and implications for Neanderthal behavior. *Nature* 479: 525-529
- Benazzi S., Bailey S.E., Peresani M., Mannino M.A., Romandini M., Richards M.P., Hublin J.-J., 2014. Middle Paleolithic and Uluzzian human remains from Fumane Cave, Italy. *Journal of Human Evolution* 70: 61-68
- Benazzi S., Slon V., Talamo S., Negrino F. Peresani M. Bailey S.E., Sawyer S., Panetta D., Vicino G., Starnini E., Mannino M.A., Salvadori P.A., Meyer M., Päävo S., Hublin J.-J., 2015. The makers of the Protoaurignacian and implications for Neanderthal extinction. *Science* 348 (6236): 793-795
- Benito G., Sopeña A., Sánchez-Moya Y., Machado M.J., Pérez-Gonzalez A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary Science Reviews* 22, 1737–1756

- Benito G., Thorndycraft V.R., Rico M., Sánchez-Moya Y., Sopeña A., 2008. Palaeoflood and floodplain records from Spain: evidence for long-term climate variability and environmental changes. *Geomorphology* 101: 68–77
- Bergadà M.M., Villaverde V, Román D., 2013. Microstratigraphy of the Magdalenian sequence at Cendres Cave (Teulada-Moraira, Alicante, Spain): Formation and diagenesis, *Quaternary International* 315: 56-75
- Bergadà M.M., Poch R.M., Cervelló J.M., 2015. On the presence of gypsum in the archaeological burial site of Cova des Pas (Menorca, western Mediterranean). *Journal of Archaeological Science* 53: 472-481
- Bermúdez de Castro J.M., Arsuaga J.L., Carbonell E., Rosas A., Martínez, I. Mosquera M., 1997. A hominid from the Lower Pleistocene of Atapuerca, Spain: possible ancestor to Neandertals and modern humans. *Science* 276: 1392-1395
- Berna F., 2010. Scientific Methods and Cultural Heritage. In: *An Introduction to the Application of Materials Science to Archaeometry and Conservation Science*, Artioli G. (ed.) (Oxford Univ Press, Oxford): 364–367
- Berna F., Goldberg P., 2008. Assessing Paleolithic pyrotechnology and associated hominin behavior in Israel. *Israel Journal of Earth Science* 56: 107–121
- Berna F., Matthews A., Weiner S., 2004. Solubilities of bone mineral from archaeological sites: the recrystallization window. *Journal of Archaeological Science* 31: 867–882
- Berna F., Behar A., Shahack-Gross R., Berg J., Boaretto E., Gilboa A., Nagar-Hilman O., Sharon I., Weiner S., 2007. Sediments exposed to high temperatures: reconstructing pyrotechnological processes in Late Bronze and Iron Age Strata at Tel Dor (Israel). *Journal of Archaeological Science* 34(3):358–373
- Berna F., Goldberg P., Horwitz L.K., Brink J., Holt S., Bamford M., Chazan, M., 2012. Micro-stratigraphic Evidence of In Situ Fire in the Acheulean Strata of Wonderwerk Cave, Northern Cape Province, South Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA* 109: 7593-7594
- Berra F., Felletti F., 2011. Syndepositional tectonics recorded by soft-sediment deformation and liquefaction structures (continental Lower Permian sediments, Southern Alps, Northern Italy): Stratigraphic significance. *Sedimentary Geology* 235: 249-263
- Bird M.I., Boobyer E.M., Bryant C., Lewis H.A., Paz V., Stephens W.E., 2007. A long record of environmental change from bat guano deposits in Makangit Cave, Palawan, Philippines. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 98: 59–69
- Binford L.R., 1981 Behavioral archaeology and the “Pompeii Premise”. *Journal of Anthropological Research* 37: 195–208
- Bischoff J.L, Shamp S.S., Aramburu A., Arsuaga J.L., Carbonell E., Bermudez de Castro J.M., . 2003. The Sima de los Huesos Hominids Date to Beyond U/Th Equilibrium (>350 kyr) and Perhaps to 400–500 kyr: New Radiometric Dates. *Journal of Archaeological Science* 30 (3): 275-280
- Boschian G., 2006. Geoarchaeology of Pupičina Cave. In: Miracle P.T. and Forenbaher S. (eds.), *Prehistoric Herders in Northern Istria (Croatia): the Archaeology of Pupičina Cave, vol. 1*. Archaeological Museum of Istria, Pula, pp. 123-162
- Braadbaart F., Poole I., van Brussel A. A., 2009. Preservation potential of charcoal in alkaline environments: an experimental approach and implications for the archaeological record. *Journal of Archaeological Science* 36: 1672–1679
- Braga J.C., Martín J.M., Quesada C., 2003. Patterns and average rates of late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology* 50: 3-26
- Brain,C.K., Sillen A., 1988. Evidence from the Swartkrans cave for the earliest use of fire. *Nature* 336: 464-466
- Brewer R., 1976. *Fabric and Mineral Analysis of Soils*. Robert E. Krieger, New York (2nd ed.)
- Broennimann D., Pümpin C., Meyer-Ismail K., Rentzel P. Lisà L., in prep., Excrements of omnivores and carnivores. In: Nicosia C., Stopps G. (eds.) *Archaeological soil and sediment micromorphology*, Wiley-Blackwell, Chichester

- Brown K.S., Marean C.W., Herries A.I., Jacobs Z., Tribolo C., Braun D., Roberts D.L., Meyer M.C., Bernatchez J., 2009. Fire as an engineering tool of early modern humans. *Science* 325, 859-862
- Byers D.A., Hargiss E., Byrd Filney J., 2015. Flake Morphology, Fluvial Dynamics, and Debitage Transport Potential. *Geoarchaeology* 30: 379-392
- Bullock P.N., Fedoroff A., Jongerius G.J., Stoops G., Tursina T. (eds.), 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publishers, Wolverhampton.
- Burdukiewicz J.M., 2014. The origin of symbolic behavior of Middle Palaeolithic humans: Recent controversies. *Quaternary International* 326-327: 380-405
- Burow C., Kehl M., Hilgers A., Weniger G.-C., Angelucci D.E., Villaverde V., Zapata J., Zilhão J., 2015. Luminescence Dating of Fluvial Deposits in the Rock Shelter of Cueva Antón, Spain. *Geochronometria* 42, 107-125.
- Butzer K.W., 1982. *Archaeology as human ecology*. Cambridge University Press, Cambridge
- Cacho, I., Grimalt, J.O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F.J., Flores, J.A., Shackleton, N., 1999. Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures. *Paleoceanography* 14, 689-705
- Candy I., Black S., 2009. The timing of Quaternary calcrete development in semi-arid southeast Spain: investigating the role of climate on calcrete genesis. *Sedimentary Geology* 218 (1-4): 6-15
- Canti M. G., 2003. Aspects of the chemical and microscopic characteristics of plant ashes found in archaeological soils. *Catena*, 54(3): 339-361
- Canti M.G., Bochier J.-E., Nicosia C., in prep. Spherulites in excrements. In: Nicosia C., Stoops G. (eds.) *Archaeological soil and sediment micromorphology*, Wiley-Blackwell, Chichester
- Canti M.G., Linford N., 2000. The Effects of Fire on Archaeological Soils and Sediments: Temperature and Colour Relationships. *Proceedings of the Prehistoric Society* 66: 385-395
- Capezuoli E., Gandin A., Pedley M., 2013. Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: The state of the art *Sedimentology*: 1-20.
- Carbonell E., Bermúdez de Castro J.M., Parés J.M., Pérez-González A., Cuenca-Bescós G., Ollé A., Mosquera M., Huguet, R., van der Made, J., Rosas, A., Sala R., Vallverdú J., García N., Granger A., Martiñón-Torres M., Rodríguez X.P., Stock G.M., Vergès J.M., Allue E., Burjachs F., Cáceres I., Canals A., Benito A., Lozano C.D.M., Mateos A., Navazo M., Rodríguez J., Rosell J., Arsuaga J.L., 2008. The First Hominin of Europe. *Nature*, 452: 465-469
- Carrión J.S., Yll E.I., Walker M.J., Legaz A.J., Chain C., López A., 2003. Glacial Refugia of Temperate, Mediterranean and Ibero-North African Flora in South-Eastern Spain: New Evidence from Cave Pollen at Two Neanderthal Man Sites. *Global Ecology and Biogeography* 12: 119-129
- Castiglioni G.B., *Geomorfologia* (2 ed), UTET, 1986
- Catt J.A., 1986. *Soils and Quaternary geology: a handbook for field scientists*.
- Chabai V., 2001. The Late Middle and Early Upper Paleolithic in Crimea (Ukraine). In: Zilhão J., Aubry T., Carvalho A.F. (eds.). Les premiers hommes modernes de la péninsule ibérique. Actes du colloque de la commission VIII de l'UISPP, Vila nova de Foz Cóa, 22-24 October 1998. *Trabalhos de Arqueologia* 17: 25-35
- Chambers J.C., 2003. Like a rolling stone? The identification of fluvial transportation damage signatures on secondary context bifaces. *Lithics*, 24, 66-77
- Conard N.J., Walker S.J., Kandel A.W., 2008. How heating and cooling and wetting and drying can destroy dense faunal elements and lead to differential preservation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266: 236-245

- Corbí J. F.M., 2009. El franquismo en la Arqueología: el pasado prehistórico y antiguo para la España una, grande y libre. *Arqueoweb* 11: 1-64
- Cornell R.M., Schwertmann U., 2004. Introduction to the Iron Oxides, 2 ed. In: *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*: 1-7
- Corrent E. 2007/2008. *Metodologia basata sulla spettroscopia IR per lo studio di reperti ossei*. Tesi di laurea triennale in Scienze dei Beni Culturali, Facoltà di Lettere e Filosofia, Università degli Studi di Trento, Trento
- Corrêa G.R., Schaefer C.E., Gilkes R., 2013. Phosphate location and reaction in an archaeoanthrosol on shell-mound in the Lakes Region, Rio de Janeiro State, Brazil. *Quaternary International* 315: 16-23
- Courty M.A., 2001. Microfacies analysis assisting archaeological stratigraphy. In: Goldberg P., Holliday V.T., Ferring C.R. (eds.), *Earth Sciences and Archaeology*. Kluwer, New York: 205–239
- Courty, M.A., Vallverdú, J., 2001. The microstratigraphic record of abrupt climate changes in cave sediments in the western Mediterranean. *Geoarchaeology* 16, 467-500
- Courty M.A., Goldberg P., Macphail R.I., 1989. *Soils and Micromorphology in Archaeology*. In: Cambridge Manuals in Archaeology. Cambridge University Press, Cambridge.
- Courty M.A., Marlin C., Dever L, Tremblay P., Vachier P., 1994. The properties, genesis and environmental significance of calcitic pendants from the High Arctic (Spitsbergen). *Geoderma* 61: 71-102
- Courty M.-A., Carbonell E., Vallverdú J., Banerjee R., 2012. Microstratigraphic and multi-analytical evidence for advanced Neanderthal pyrotechnology at Abric Romani (Capellades, Spain). *Quaternary International* 247: 294–312
- Cremaschi. (ed.), 2000. *Manuale di geoarcheologia*. Editori Laterza, Roma.
- Daura J., Sanz M., García N., Allue E., Vaquero M., Fierro E., Carrión J.S., López-García J.M., Blain H.-A., Sáanchez-Marco, A., Valls C., Albert R.M., Fornós J.J., Juliá R., Fullola J.M., Zilhão J., 2013. Terrasses de la Riera dels Canyars (Barcelona, Spain): the landscape of Heinrich Event 4 north of the “Ebro frontier” and implications for modern human dispersal into Iberia. *Quaternary Science Reviews* 60: 26-48
- Daura, J., Sanz, M., Julià, R., García-Fernandez, D., Fornós, J. J., Vaquero, M., Allué, E., López-García, J. M., Blain, H. A., Ortiz, J.E., Torres, T., Albert, R.M., Rodríguez-Cintas, A., Sánchez-Marco, A., Cerdeño, E., Skinner, A.R., Asmeron, Y., Polyak, V.J., Garcés, M., Arnold, L. J., Demuro, M., Pike, A.W.G., Euba, I., Rodríguez, R.F., Yagüe, A.S., Villaescusa, L., Gómez, S., Rubio, A., Pedro, M., Fullola, J.M., Zilhão, J. 2015. Cova del Rinoceront (Castelldefels, Barcelona): a terrestrial record for the Last Interglacial period (MIS 5) in the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 114: 203-227
- DeBano L.F., 1990. The effect of fire on soil properties. In: *Symposium on Management and Productivity of Western-Montane Forest Soils*, April 10-12, Boise, ID
- d’Errico F., 2003. The invisible frontier. A multiple species model for the origin of behavioral modernity. *Evolutionary Anthropology* 12: 188–202
- d’Errico, F., Sánchez-Goñi, M.F., 2003. Neanderthal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. *Quaternary Science Reviews* 22: 769-788
- De Luca A., 2013/2014. Resti Carpologici Biomineralizzati e Processi di Formazione in Siti Pleistocenici di Grotta e Riparo: Il Caso di Cueva Negra (Murcia, Spagna). Tesi di Laurea Triennale in Beni Culturali, Dipartimento di Lettere e Filosofia Università degli studi di Trento, Trento
- Díaz-Andreu M., 2014. Transnationalism and archaeology. The connecting origins of the main institutions dealing with prehistoric archaeology in Western Europe: the IPH, the CIPP and the CRPU (1910-1914). In Guidi A. (ed.) *150 anni di preistoria e protostoria in Italia*, Firenze IIPP: 163-177

- Domanski M., Webb J., Glaisher R., Gurba J., Libera J., Zarościelna A., 2009. Heat treatment of Polish flints. *Journal of Archaeological Science* 36: 1400-1408
- Durand N., Curtis H., Canti M.G., 2010. Calcium carbonate features. In: Stoops G., Marcelino V., Mees F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier: 149-194
- Farrand W.R. 2001. Sediments and Stratigraphy in Rockshelters and Caves: A Personal Perspective on Principles and Pragmatics. *Geoarchaeology* 16 (5): 537–557
- Fedele F.G., Giaccio B., Hajdas I., 2008. Timescales and cultural process at 40,000 BP in the light of the Campanian Ignimbrite eruption, Western Eurasia. *Journal of Human Evolution* 55: 834–857
- Fedoroff N., Courty M.A., Zhengtang Guo, 2010. Palaeosoils and relict soils. In: Stoops G., Marcelino V., Mees, F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, Elsevier, Amsterdam: 623–662
- Federoff N., Courty M.A., 2013. *Revisiting the genesis of red Mediterranean soils*. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22(3): 359-375
- Ferring R., Oms O., Agustí J., Berna F. Nioradze M., Shelia T., Tappen M., Vekua A., Zhvania D., Lordkipanidze, 2011. Earliest human occupations at Dmanisi (Georgian Caucasus) dated to 1.85–1.78 Ma. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 108 (26): 10432-10436
- Finlayson C., Giles Pacheco F., Rodríguez-Vidal J., Fa D.A., Guitierrez López J.M., Santiago Pérez A., Finlayson G., Allue E., Baena Preysler J., Cáceres I., Carrión J.S., Fernández-Jalvo Y., Glead-Owen C.P., Jimenez Espejo F.J., López, P., López Sáez J.A., Riquelme Cantal J.A., Sánchez Marco A., Giles Guzman F., Brown K., Fuentez N., Valarino C.A., Villalpando A., Stringer C.B., Martinez Ruiz F., Sakamoto T., 2006. Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature* 443: 850-853
- Finlayson, C., Carrion, J.S., 2007. Rapid ecological turnover and its impact on Neanderthal and other human populations. *Trends in Ecology & Evolution* 22, 213–222
- Finlayson, C., Giles Pacheco, F., Rodríguez-Vidal, J., Fa, D.A., Gutierrez López, J.M., Santiago Pérez, A., Finlayson, G., Allue, E., Baena Preysler, J., Cáceres, I., Carrión, J.S., Fernández Jalvo, Y., Glead-Owen, C.P., Jimenez Espejo, F., López, P., López Sáez, J.A., Riquelme Cantal, J.A., Sánchez Marco, A., Giles Guzman, F., Brown, K., Fuentes, N., Valarino, C.A., Villalpando, A., Stringer, C.B., Martinez Ruiz, F., Sakamoto, T., 2006. Late survival of Neanderthals at the southernmost extreme of Europe. *Nature* 443, 850–853
- Fletcher W.J., Sánchez Goñi M.F., 2008. Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70: 451-464
- Florsheim J.L., Mount J.F., 2003. Changes in lowland floodplain sedimentation processes: pre-disturbance to post-rehabilitation, Cosumnes River, CA. *Geomorphology* 56: 305-323
- Flügel, E., 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application*. Springer-Verlag, Berlin
- Freytet P, Verrecchia E.P., 2002. Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27: 221-237
- Frisia S., Borsato A., 2010. Karst. In: *Developments in Sedimentology 61, Carbonates in Continental Settings*, Alonso-Zarza A.M., L.H. Tanner L.H. (eds.). The Netherlands. Elsevier: 269–318
- Galindo-Zaldívar Gil A.J., Borque M.J., González-Lodeiro F., Jabaloy A., Marín-Lechado C., Ruano P., Sanz de Galdeano C., 2003. Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE, Spain). *Journal of Geodynamics* 36: 239-250
- Galli P., 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324: 169–187

- García-Cortés Á., Gallego Valcarce E., Baretino Fraile D. (eds.), 1999. Atlas del medio natural de la Región de Murcia. ITGE and Región de Murcia, Murcia
- García- García F., Bohorquez P., Martínez-Sánchez C., Pérez-Valera F., Pérez-Valera L.A., Calero J.A., Sánchez-Gómez M., 2012. Stratigraphic architecture and alluvial geoarchaeology of an ephemeral fluvial infilling: Climatic versus anthropogenic factors controlling the Holocene fluvial evolution in southeastern Spain drylands. *Catena* 104: 272-279
- García-Valles M., Vendrell-Saz M., Krumbein W.E., Urzi C., 1997. Colored mineral coatings on monument surfaces as a result of biomineralization: the case of the Tarragona cathedral (Catalonia). *Applied Geochemistry* 12: 255-266
- Gé T., Courty M.A., Wattez J., Matthews W., 1993. Sedimentary formation processes of occupation surfaces. In: Goldberg P., Petraglia M., Nash D.T. (Eds.), *Formation Processes in Archaeological Context. Monographs in World Archaeology*, 17. Prehistory Press, Madison, Wisconsin: 149-163
- Gladfelter B.G., 1981 G Development and direction in Geoarchaeology. In: Schiffer M.B. (ed.) *Advances in Archaeological Methods and Theories* 4:343-364
- Goldberg P., Macphail, R.I., 2006. *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell Publishing, Oxford.
- Goldberg P., Sherwood S.C., 2006. Deciphering human prehistory through the geoarchaeological study of cave sediments. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 15(1): 20–36.
- Goldberg P., Berna F., 2010. Micromorphology and context. *Quaternary International*, 214(1–2): 56–62
- Goldberg P., Weiner S., Bar-Yosef O., Xu Q., Liu J., 2001. Site Formation Processes at Zhoukoudian, China. *Journal of Human Evolution* 41: 483-530
- Goldberg P., Miller C., Schiegl S., Ligouis B., Berna F., Conard, N., Wadley L., 2009. Bedding, hearths, and site maintenance in the Middle Stone Age of Sibudu Cave, KwaZulu-Natal, South Africa. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 1(2): 95–122
- Goldberg P., Dibble H., Berna F., Sandgathe D., McPherron S J.P., Turq, A., 2012. New evidence on Neandertal use of fire: Examples from Roc de Marsal and Pech de l’Azé IV. *Quaternary International*, 247, 325–340.
- Goldberg P., Berna F., Chazan M., 2015. Deposition and Diagenesis in the Earlier Stone Age. *African Archaeological Review* 32 (4): 613-643
- González Hernández G.M., Goy J.L., Zazo C., 1997. Evolución Geomorfológica de la Cuenca de Caravaca (Murcia): El Resultado de un Cambio en la Red de Drenaje Durante el Pleistoceno Medio. *Geogaceta*, 21: 121-124
- González-Pérez, J.A., González-Vila, F.J., Almendros, G., Knicker, H., 2004. The effect of fire on soil organic matter: a review. *Environ. Int.* 30: 855-870
- González-Sampériz, P., Leroy, S.A.G., Carrión, J.S., Fernández, S., García-Antón, M., Gil-García, M.J., Uzquiano, P., Valero-Garcés, B., Figueiral, I., 2010. Steppes, savannahs, forests and phytodiversity reservoirs during the Pleistocene in the Iberian Peninsula. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162, 427–457
- Goren-Inbar N., Alperson N., Kislev M. E., Simchoni O., Melamed Y., Ben-Nun A., Werker E., 2004. Evidence of hominin control of fire at Geshert Benot Ya’aqov, Israel. *Science*, 304(5671): 725–727
- Gowlett J.A.J., Harris J.W.K., Walton D., Wood B.A., 1981. Early Archaeological Sites, Hominid Remains and Traces of Fire from Chesowanja, Kenya. *Nature*, 294: 125-129
- Gowlett J.A.J., 2006. The early settlement of northern Europe: fire history in the context of climate change and the social brain. *C.R. Palevol* 5: 299-310
- Gowlett J.A.J., Wrangham R.W., 2013. Earliest fire in Africa: towards the convergence of archaeological evidence and the cooking hypothesis. *Archaeological Research in Africa* 48/1, 5-30

- Guarino F.M., Angelini F., Vollono C., Orefice C., 2006. Bone preservation in human remains from the Terme del Sarno at Pompeii using light microscopy and scanning electron microscopy. *Journal of Archaeological Science* 33: 513-520
- Gur-Arieh S., Shahack-Gross R., Maeir A.M., Lehmann G., Hithcock L.A., Boaretto E., 2014. The taphonomy and preservation of wood and dung ashes found in archaeological cooking installations: case studies from Iron Age Israel. *Journal of Archaeological Science* 46: 50-67
- Hanson M., Cain C.R., 2007. Examining histology to identify burned bone. *Journal of Archaeological Evidence* 34: 1902-1913
- Hemming S. R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Rev. Geophys.* 42:
- Higham T., Bronk Ramsey C., Karvanić I., Smith F.H., Trinakaus E., 2006. Revised direct radiocarbon dating of the Vindija G1 Upper Paleolithic Neandertals. *The Proceedings of the National Academy of Science* (PNAS) 103: 553–557
- Higham T., Douka K., Wood R., Bronk Ramsey C., Brock F., Basell L., Camps M., Arrizabalaga A., Baena J., Barroso-Ruiz C., Bergman C., Boitard C., Boscato P., Caparrós M., Conard N.J., Draily C., Froment A., Galván B., Gambassini P., Garcia-Moreno A., Grimaldi S., Haesaerts P., Holt B., Iriarte-Chiapusso M.J., Jelinek A., Jordá Pardo J.F., Maíllo-Fernández J.M., Marom A., Maroto J., Menéndez M., Metz L., Morin E., Moroni A., Negrino F., Panagopoulou E., Peresani M., Pirson S., de la Rasilla M., Riel-Salvatore J., Ronchitelli A., Santamaria D., Semal P., Slimak L., Soler J., Soler N., Villaluenga A., Pinhasi R., Jacobi R., 2014. The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature* 512: 306-309
- Horwitz L.K., Goldberg P., 1989. A Study of Pleistocene and Holocene Hyaena Coprolites. *Journal of Archaeological Science* 16: 71-94
- Ibargüen-Soler J., Rodríguez-Estrella T., 1996. Peligrosidad Sísmica en la Región de Murcia. In J. Chacón-Montero and C. Irigaray-Fernández (Eds.), *Sexto Congreso Nacional y Conferencia Internacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio Volumen II* (pp. 407-425). Granada: Universidad de Granada
- IGME, 1973. Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja 890 Calasparra. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- IGME, 1972a. Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 911-Cehegín. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- IGME, 1972b. Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 912-Mula. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- IGME, 1972c. Mapa Geológico de España E. 1:50.000. Hoja 931-Zarzilla de Ramos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid
- James S. R., 1989. Hominid use of fire in the Lower and Middle Pleistocene: A review of the evidence [and comments and replies]. *Current Anthropology*, 30(1), 1–26.
- Jennings, R., Finlayson, C., Fa, D., Finlayson, G., 2011. Southern Iberia as a refuge for the last Neanderthal populations. *Journal of Biogeography* 38, 1873–1885
- Jiménez-Arenas J.M., Santonja M., Botella M., Palmqvist P., 2011. The Oldest Handaxes in Europe: Fact or Artefact? *Journal of Archaeological Science*, 38: 3340-3349
- Jones B., Renaut R.W., 2010. Calcareous spring deposits in continental settings. In: Alonso-Zarza A.M., Tanner L.H. (eds.) *Carbonates in Continental Settings. Developments in Sedimentology* 61: 177-224
- Jordá Pardo J.F., 2007. The wild river and the last Neanderthals: a palaeoflood in the geoarchaeological record of the Jarama Canyon (Central Range, Guadalajara province, Spain). *Geodinamica Acta* 20: 209–217
- Jöris O., Álvarez Fernández E., Weninger B., 2003. Radiocarbon evidence of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southwestern Europe. *Trabajos de Prehistoria* 60, 15–38

- Jöris O., Street M., 2008. At the end of the ^{14}C time scale-the Middle to Upper Paleolithic record of western Eurasia. *Journal of Human Evolution* 55: 782-802
- Kabanov P., Anadón P., Krumbein W.E., 2008. Microcodium: an extensive review and a proposed non-rhizogenic biologically induced origin for its formation. *Sedimentary Geology* 205: 79-99
- Kapper K.L., Anesin D., Donadini F., Angelucci D.E., Cavulli F., Pedrotti A., Hirt A.M., 2014 Linking site formation processes to magnetic properties. Rock- and archeomagnetic analysis of the combustion levels at Riparo Gaban (Italy). *Journal of Archaeological Science* 41: 836-855
- Karkanas P., 2001. Site formation processes in Theopetra Cave: a record of climatic change during the Late Pleistocene and Early Holocene in Thessaly, Greece. *Geoarchaeology* 16, 373-399
- Karkanas P., 2010. Preservation of anthropogenic materials under different geochemical processes: A mineralogical approach. *Quaternary International* 214: 63-69
- Karkanas P., Kyaparissi-Apostolika N., 1999. Mineral Assemblages in Theopetra, Greece: A Framework for Understanding Diagenesis in a Prehistoric Cave. *Journal of Archaeological Science* 26: 1171-1180
- Karkanas P., Goldberg P., 2010. Phosphatic features. In: Stoops G., Marcelino V., Mees F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier: 521-541
- Karkanas P., Goldberg P., 2013. Micromorphology of cave sediments. In: Shroder J., Frumkin A. (eds.), *Treatise on Geomorphology, Karst Geomorphology*, vol. 6, Elsevier, San Diego: 286–297
- Karkanas P., Bar-Yosef O., Goldberg P., Weiner S., 2000. Diagenesis in prehistoric caves: the use of minerals that form in situ to assess the completeness of the archaeological record. *Journal of Archaeological Science* 27: 915-929
- Karkanas P., Rigaud J.-P., Simel J.F., Albert R.M., Weiner S., 2002. Ash Bones and Guano: a Study of the Minerals and Phytoliths in the Sediments of Grotte XVI, Dordogne, France. *Journal of Archaeological Science* 29: 721-732
- Karkanas P., Shahack-Gross R., Ayalon A., Bar-Matthews M., Barkai R., Frumkin A., Gopher A., Stiner M.C., 2007. Evidence for Habitual Use of Fire at the End of the Lower Paleolithic: Site Formation Processes at Qesem Cave, Israel. *Journal of Human Evolution* 53: 197-212
- Kehl M., Burow C., Hilgers A., Navazo M., Pastoors A., Weniger G.C., Wood R., Jordá Pardo J.F., 2013 Jarama VI Late Neanderthals at Jarama VI (central Iberia)?. *Quaternary Research* 89: 218-234
- Kehl M., Eckmeier E., Franz S.O., Lehmkuhl F., Soler J., Soler N., Reicherter K., Weniger G.C., 2014. Sediment sequence and site formation processes at the Arbreda Cave, NE Iberian Peninsula, and implications on human occupation and climate change during the Last Glacial. *Climate of the Past* 10: 1673-1692
- Klein R.G., 2009. *The Human Career: Human Biological and Cultural Origins*. The University of Chicago Press, Chicago
- Kooistra M. J., Pulleman M.M., 2010. Features related to faunal activity. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), Elsevier, Amsterdam:397-418
- Košir A., 2004. Microcodium revisited: root calcification products of terrestrial plants on carbonate-rich substrates. *Journal of Sedimentary Research* 74 (6): 845-857
- Kraus M.J., 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47:41-70
- Kraus M.J., Aslan A., 1999. Palaeosol sequences in floodplain environments: a hierarchical approach. *Special Publ. int. Ass. Sediment* 27: 303-321
- Kuhn S.L., Stiner M.C., 2006. What's a Mother to Do? The division of labor among Neanderthals and Modern Humans in Eurasia. *Current Anthropology* 47 (6): 953-980

- Kühn P., Aguilar J., Miedema R., 2010. Textural pedofeatures and related horizons. In: Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 217-250
- Lenoble A., Bertran P., 2004. Fabric of Palaeolithic levels: methods and implications for site formation processes. *Journal of Archaeological Science* 31: 457-469
- Lindbo D.L., Stolt M.H., Vepraskas M.J., 2010. Redoximorphic features. In Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 129–147
- Lisiecki L.E., Raymo M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic 18O records. *Paleoceanography* 20: 1-17
- Lorsheim J.L., Mount J.F., 2003. Changes in lowland floodplain sedimentation processes: pre-disturbance to post-rehabilitation, Cosumnes River, CA. *Geomorphology* 56: 305-323
- Longo L., Boaretto E., Caramelli D., Giunti P., Lari M., Milani L., Mannino M.A., Sala B., Thun Hohenstein U., Condemi S., 2012. Did Neandertals and anatomically modern humans coexist in northern Italy during the late MIS 3? *Quaternary International* 259: 102-112
- López Bermúdez F., 1980. *El sector del Pantano del Quípar. Estudio geomorfológico*. Departamento de Geografía
- López Campuzano M., 1999. El yacimiento del Paleolítico Medio del Abrigo de la Artichuela-La Cierva (Cuenca de Mula, Murcia). Estudio geomorfológico y arqueológico. *Memorias de Arqueología* 14: 95-122
- López-González, F., Grandal-d'Anglade, A., Vidal-Romani, J.R., 2006. Deciphering bone depositional sequences in caves through the study of manganese coatings. *Journal of Archaeological Science* 33, 707-717
- Lowe J., Barton N., Blockley S., Bronk Ramsey C., Cullen V.L., Davies W, Gamble C, Grant K, Hardiman M, Housley R, Lane CS, Lee S, Lewis M, MacLeod A, Menzies M, Müller W, Pollard M, Price C, Roberts AP, Rohling EJ, Satow C, Smith VC, Stringer CB, Tomlinson EL, White D, Albert P, Arienzo I, Barker G, Boric D, Carandente A, Civetta L, Ferrier C, Guadelli JL, Karkanas P, Koumouzelis M, Müller UC, Orsi G, Pross J, Rosi M, Shalamanov-Korobar L, Sirakov N, Tzedakis PC. , 2012. Volcanic ash layers illuminate the resilience of Neanderthals and early modern humans to natural hazards. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 109: 13471–13472
- Machado J., Hernández C.M., Mallol C., Galván B., 2013. Lithic production, site formation and Middle Palaeolithic palimpsest analysis: in search of human occupation episodes at Abric del Pastor Stratigraphic Unit IV (Alicante, Spain). *Journal of Archaeological Science* 40: 2254-2273
- MacKenzie W.S., Adams A.E., 1994. *A Colour Atlas of Rocks and Minerals in Thin Section*. Manson Publishing
- Macphail R.I., Crowther J., 2008. Illustrations from Soil Micromorphology and Complementary Investigation. *Frankfurter geowiss. Arbeiten* 30: 77-83
- Macphail R.I., Crowther J., Berna F., 2012. Stanford Wharf, Essex (London Gateway compensation sites A and B; COMPA 09): Soil micromorphology and microchemistry, Chemistry and Magnetic Susceptibility, and FTIR. In *London Gateway. Iron Age and Roman Salt Making in the Thames Estuary. Excavation at Stanford Wharf, Nature Reserve, Essex*. Specialist Report 24
- Malinsky-Buller, A., Hovers, E., Marder, O., 2011. Making time: 'Living floors', 'palimpsests' and site formation processes e a perspective from the open-air Lower Paleolithic site of Revadim Quarry. Israel. *Journal of Anthropological Archaeology* 30: 89-101
- Mallol, C., 2006. What's in a beach? Soil micromorphology of sediments from the Lower Paleolithic site of Ubeidiya, Israel. *Journal of Human Evolution* 51: 185-206
- Mallol, C., Mentzer, S.M., 2015. Contacts Under the Lens: Perspectives on the Role of Microstratigraphy in Archaeological Research. *Archaeological and Anthropological Science*:

- Mallol C., Cabanes D., Baena J., 2010. Microstratigraphy and diagenesis at the Upper Pleistocene site of Esquilleu cave (Cantabria, Spain). *Quaternary International* 214: 70-81
- Mallol C., VanNieuwenhuysse D., Zaidner Y., 2011. Depositional and paleoenvironmental setting of the Bizat Ruhama Early Pleistocene archaeological assemblages, northern Negev, Israel: a microstratigraphic perspective. *Geoarchaeology* 26: 118-141
- Mallol C., Hernández C.M., Machado J., 2010. The significance of stratigraphic discontinuities in Iberian Middle-to-Upper Palaeolithic transitional sites. *Quaternary International* 275: 4-13
- Mallol C., Hernández C.M., Cabanes D., Sistiaga A., Machado J., Rodríguez Á., Pérez L., 2013. The black layer of Middle Palaeolithic combustion structures. Interpretation and archaeostratigraphic implications. *Journal of Archaeological Science* 40: 2515-2537
- Maroto, J., Vaquero, M., Arrizabalaga, Á., Baena, J., Baquedano, E., Jordá, J., Julià, R., Montes, R., van der Plicht, J., Rasines, P., Wood, R., 2012. Current issues in late Middle Palaeolithic chronology: New assessments from Northern Iberia: the Neanderthal home: spatial and social behaviours. *Quaternary International* 247: 15–25
- Martínez Andreu M., Montes Bernárdez R., San Nicolás del Toro M., 1989. Avance al estudio del yacimiento musteriense de la Cueva Negra de La Encarnación (Caravaca, Murcia). In: *XIX Congreso Nacional de Arqueología, Ponencias y Comunicaciones, Volumen I*. Universidad de Zaragoza, Zaragoza: 973-983
- Martínez-Lloris M., Romero Díaz A., Sarria G. A., 2001. Respuesta erosiva de cuencas, corregidas mediante diques de retención de sedimentos, alntelluvial de alta intensidad. Cuenca del Río Quípar, surest de España. *Papeles de Geografía* 34: 191-203
- Martínez-Sánchez C., 1997. El yacimiento musteriense de Cueva Antón (Mula, Murcia). *Memorias de Arqueología de la Región de Murcia* 6: 18-47
- Matmon A., Shaked Y., Porat N., Enzel Y., Finkel R., Lifton N., Boaretto E., Agnon A., 2005. Landscape development in an hyperarid sandstone environment along the margins of the Dead Sea fault: implications from dated rock falls. *Earth and Planetary Science Letters* 240 (3e4): 803-817
- Martrat B., Grimalt J.O., Lopez-Martinez C., Cacho I., Sierro F.J., Flores J.A., Zahn R., Canals M., Curtis J.H., Hodell H.D., 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years. *Science* 306: 1762-1765
- Masana E., Pallàs R., Perea H., Ortuño M., Martínez-Díaz J.J., García-Melendez E., Santanach, 2005. Large Holocene morphogenic earthquakes along the Albox fault, Betic Cordillera, Spain. *Journal of Geodynamics* 40: 119-133
- Mataix-Solera J., Cerdà A., Arcenegui V., Jordán A., Zavala L.M., 2011. Fire effects on soil aggregation: a review. *Earth Science Reviews* 109 (1-2): 44-60
- Mather A.E., Silva P.G., Goy J.L., Harvey A.M., Zazo C.A., 1995. Tectonic versus climate: an example from Late Quaternary aggradational and dissectional sequences of the Mula Basin, Southeast Spain. In: Lewin J., Mackling M.G., Woodward J.C. (Eds.), *Mediterranean Quaternary River Environment*. Balkema, Rotterdam: 77-87
- Matthews W., French C.A.I., Lawrence T., Cutler D.F., Jones M.K., 1997. Microstratigraphic Traces of Site Formation Processes and Human Activities. *World Archaeology*, 29 (2): 81-308
- McBrearty S., Brooks A.S., 2000. The revolution that wasn't: a new interpretation of the origin of modern human behavior. *Journal of Human evolution* 39: 453–563
- McCarthy P.J., Martini I.P., Leckie D.A., 1998. Use of micromorphology for palaeoenvironmental interpretation of complex alluvial palaeosols: an example from the Mill Creek Formation (Albian), southwestern Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 143: 87–110
- Mees F., Stoops G., 2010. Sulphidic and sulphuric materials. In Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 543–568

- Mellars P.A., Stringer C.B. (eds.), 1989. *The Human Revolution: Behavioral and Biological Perspectives on the Origins of Modern Humans*. Edinburgh University Press, Edinburgh
- Mellars P., 2004. Neanderthals and the modern human colonization of Europe. *Nature* 432: 461–465
- Mellars P.A., 2011. The earliest modern humans in Europe. *Nature* 479: 483-484
- Mentzer, S.M., 2012. Microarchaeological approaches to the identification and interpretation of combustion features in prehistoric archaeological sites. *Journal of Archaeological Method and Theory*: 1-53
- Mentzer S.M, Quade J., 2013. Compositional and isotopic analytical methods in archaeological micromorphology. *Geoarchaeology* 28(1):87–97
- Miller C.E., Sievers C., 2012. An experimental micromorphological investigation of bedding construction in the Middle Stone Age of Sibudu, South Africa. *Journal of Archaeological Science* 39, 3039-3051
- Miller C.E., Conard N.J., Goldberg P., Berna F., 2009. Dumping, sweeping and trampling: experimental micromorphological analysis of anthropogenically modified combustion features. In: Théry-Parisot, I., Chabal, L., Costamagno, S. (Eds.), *The Taphonomy of Burned Organic Residues and Combustion Features in Archaeological Contexts*. Proceedings of the round table, Valbonne, May 27-29, 2008, vol. 2: 25-37. *P@lethnologie*
- Miller C.E., Goldberg P., Berna, F. 2013. Geoarchaeological investigations at Diepkloof Rock Shelter, Western Cape, South Africa. *Journal of Archaeological Science* 40: 3432-3452
- Monge G., Jimenez-Espejo F.J., Pozo M., Carretero C.B., 2016, A geochemical multi-proxy approach for anthropogenic processes in a Middle-Upper Pleistocene endokarstic deposit. *Quaternary International* (in stampa)
- Moore R. C., 1949. Meaning of facies. In Longwell C. R. (ed.). *Sedimentary facies in geological history*. In: *Geological Society America Memoir*, 39: 1-34
- Morrison R.B., 1978. Quaternary soil stratigraphy: concepts, methods and problems. In: *Quaternary Soils* (Ed. Mahaney, W. C.): 77- 108. Geo Abstracts, Norwich.
- Mueller U.C., Pross J., Tzedakis P.C., Gamble C., Kotthoff U., Schmiedl G., Wulf S., Christanis K., 2011. The role of climate in the spread of modern humans into Europe. *Quaternary Science Reviews* 30: 273-279
- Muttoni G., Scardia G., Kent D.V., Morsiani E., Tremolada F., Cremaschi M., Peretto C., 2011. First dated human occupation of Italy at ~0.85 Ma during the late Early Pleistocene climate transition. *Earth Planetary Science Letters* 307: 241-252
- Muttoni G., Scardia G., Kent D.V., 2013. Comment on ‘The oldest human fossil in Europe from Orce (Spain) by Toro-Moyano et al. (2013). *Journal of Human Evolution* 65: 746-749.
- Muttoni G., Kent D.V., Scardia G., Martin R.A., 2015. Bottleneck at Jaramillo for human migration to Iberia and the rest of Europe? *Journal of Human Evolution* 80: 187-190
- Nash D.T., Petraglia M.D. (eds.), 1987. *Natural Formation Processes and the Archaeological Record*. *BAR International Series* 352.
- Nicosia C., Trombino L., Stoops G., 2010. Traduzione Italiana della terminologia presenti in “Guidelines for Analysis and description of soil and regolith thin section” (Stoops, 2003). *Il Quaternario* 23 (1): 15-20
- O’Connell J.F., 2006. How did modern humans displace Neanderthals? In: Conard N. (ed.) *Neanderthals and Modern Human Meet?* Kerns, Tübingen
- Obermeier S.F., 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis — An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of

source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology* 44: 1–76

Olsen J., Heinemeier J., Bennike P., Krause C., Hornstrup K.M., Thrane H., 2008. Characterisation and blind testing of radiocarbon dating of cremated bone. *Journal of Archaeological Science* 35: 791-800

Onac B.P., Effenberger H.S., Breban R.C., 2007. High-temperature and “exotic” minerals from the Cioclovina Cave, Romania: A review. *Studia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia* 52: 3–10

Organ C, Nunn CL, Machanda Z, Wrangham RW., 2011. Phylogenetic rate shifts in feeding time during the evolution of Homo. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 108:14555–14559

Ortiz I., Simón M., Dorronsoro C., Martín F., García I., 2002. Soil evolution over the Quaternary period in a Mediterranean climate (SE Spain). *Catena* 48: 131-148

Owen G., Moretti M., 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235: 141-147

Owen L.A., Kamp U., Khattak G.A., Harp E.L., Keefer D.K., Bauer M.A., 2008. Landslides triggered by the 8 October 2005 Kashmir earthquake. *Geomorphology* 94 (1-2): 1-9

Parfitt S.A., Ashton N.M., Lewis S.G., Abel R.L., Coope G.R., Field M.H., Gale R., Hoare P.G., Larkin N.R., Lewis M.D., Karloukovski V., Maher B.A., Peglar S.M., Preece R.C., Whittaker J.E., Stringer C.B., 2010. Early Pleistocene human occupation at the edge of the boreal zone in northwest Europe. *Nature* 466: 229-233.

Palacios D., Adrés N., Marcos J., Vasquez-Selem L., 2012. Maximum glacial advance and deglaciation of the Pinar Valley (Sierra de Gredos, Central Spain) and its significance in the Mediterranean context. *Geomorphology* 177-178: 51-61

Palacios D., Marcos J., Vázquez-Selem L., 2011. Last Glacial Maximum and deglaciation of Sierra de Gredos, Central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16–26

Pagliai M., Stoops G., 2010. Physical and biological surface crusts and seal. In: *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*, Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.). Elsevier, Amsterdam: 419–440

Pedraza G. J., 1996. *Geomorfología. Principios, métodos y aplicaciones*. Rueda, Madrid.

Pellegrín Garrido M., 2007. *La presa del Estrecho de el Corcovado en Mula. Notas Historicas*. Arteriego S.L.

Pereira T.T.C., Schaefer C.E.G.R., Ker J.C., Almeida C.C., Almeida I.C.C., 2013 - Micromorphological and microchemical indicators of pedogenesis in Ornithogenic Cryosols (Gelisols) of Hope Bay, Antarctic Peninsula *Geoderma* 193-194, 311-322

Pimentel, N.L., Wright, V.P., Azevedo, T.M., 1996. Distinguishing early groundwater alteration effects from pedogenesis in ancient alluvial basins: examples from the Palaeogene of southern Portugal. *Sedimentary Geology* 105, 1–10

Pinhasi R., Higham T.F.G., Golovanova L.V., Doronichev V.B., 2011. Revised age of late Neanderthal occupation and the end of the Middle Paleolithic in the northern Caucasus. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 108: 8611–8616

Poch R.M., Herrero J., Artieda O., Verba M., 2010. Gypsic features. In: Stoops G., Marcelino V., Mees F. (Eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 195-216

Polikreti K., Maniatis Y., 2003. Micromorphology, composition and origin of the orange patina on the marble surfaces of Propylaea (Acropolis, Athens). *The Science of the Total Environment* 308: 111-119

PUP 2014. *Plan de Gestión de la Zona Especial de Conservación Río Mula y Pliego*. Región de Murcia. Consejería de Agricultura y Agua. Dirección General de Medio Ambiente.

- Pozo Martínez, Fernández A.R., Santa-Cruz E.N., 2006. El «Sitio Histórico Estrecho de las Cuevas de la Encarnación», Caravaca de la Cruz. Musealización de algunos recursos patrimoniales. *Revista Murciana de Antropología* 13: 375-388
- Rapp G., Hill C.L., 1998. *Geoarchaeology: the Earth Science approach to archaeological interpretation*. Yale University Press, New-Haven London
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockley S.P., Blunier Th., Buchardt S.L., Clausen H.B., Cvijanovic I., Dahl-Jensen D., Johnsen S.J., Fischer H., Gkinis V., Guillevic M., Hoek W.Z., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B.M., Walker M.J.C., Wheatley J.J., Winstrup M., 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106: 14-28
- Renfrew C., 1976. Archaeology and the Earth Sciences. In: Davidson D.A, Shackley M.L. (eds.), *Geoarchaeology*, Duckworth, Liverpool, pp. 1-5
- Renfrew C., Bahn P., 2006. *Archeologia. Teorie, metodi, pratica*. Zanichelli, Bologna
- Retallack G.J., 2001. *Soils of the past. An Introduction to Paleopedology (2 ed.)*. Blackwell Science Ltd
- Rhodes S.E., 2014. *Evidence for Opportunistic Fire Use during the Late Early Palaeolithic at Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar, Murcia, Spain: A Micro Mammal Taphonomic Approach*. Un-published M.Sc. Thesis. Toronto: University of Toronto
- Ricci Lucchi F., 1980. *Sedimentologia*. CLUEB, Bologna
- Richter D., Angelucci D.E., Dias M.I., Prudêncio M.I., Gouveia M.A., Cardoso G.J., Burbidge D.I., Zilhão J., 2014. Heated flint TL-dating for Gruta da Oliveira (Portugal): dosimetric challenges and comparison of chronometric data. *Journal of Archaeological Science* 41: 705-715
- Robins C.R., Deurlington A., Buck B.J., Brock-Hon A., 2015. Micromorphology and formation of pedogenic ooids in calcic soils and petrocalcic horizons. *Geoderma* 251-252: 10-23
- Roebroeks W., 2008. Time for the Middle to Upper Paleolithic transition in Europe. *Journal of Human Evolution* 55: 918-926
- Roebroeks,W., Villa P., 2011a. On the Earliest Evidence for the Habitual Use of Fire in Europe. *Proceedings of the National Academy of Sciences, USA* 108: 5209-5214
- Roebroeks W., Villa P., 2011b. Reply to Sandgathe et al.: Neandertal use of fire. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*. 108: 299
- Romero Díaz A., Cabezas F., Lopez Bermudez F., 1992. Erosion and fluvial sedimentation in the river Segura basin (Spain). *Catena* 19: 379-392
- Romero Díaz A., Martínez Lloris M., Belmonte Serrato F., Hernández Lauguna E., 2003. La Cuenca del Río Quípar (Región de Murcia); una cuenca modelo para el estudio de utilidad de los diques de retención de sedimentos en el control de la erosión y en la recarga de acuíferos. *Nimbus* 11-12: 89-105
- Rowlett R.M., 2000. Fire Control by *Homo erectus* in East Africa and Asia. *Acta Anthropologica Sinica (Supplement)* 19: 98-208
- Sánchez-Gómez M., Martínez-Sánchez C., García-García F., Peláez J.A., Pérez-Valera F., Martínez-Andreu M., Pérez-Valera L., 2011. Evidence for a 4700e2100 BC palaeoearthquake recorded in a fluvial-archaeological sequence of the Segura River, SE Spain. *Quaternary International* 242: 106-114
- Sánchez-Goñi M.F., Landais A., Fletcher W. J., Naughton F., Desprat S., Duprat. J., 2008. Contrasting impacts of Dansgaard-Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters. *Quaternary Science Reviews* 27, 1136-1151

- Sancho C., Pena J.L., Munoz A., Benito G., McDonald E., Rhodes E., Longares L.A., 2008. Holocene alluvial morphopedosedimentary record and environmental changes in the Bardenas Reales Natural Park (NE Spain). *Catena* 73: 225–238
- Sandgathe, D.M., Dibble, H.L., Goldberg, P., McPherron, S.P., Turq, A., Nivend, L., Hodgkinse, J., 2011b. Timing of the appearance of habitual fire use. *The Proceedings of the National Academy of Science* (PNAS) 108, E298
- Sanz Montero M.E, Avendaño C, Cobo R, Gomez J.L., 1998. Determinación de la erosión en la Cuenca del Segura a partir de los sedimentos acumulados en sus embalses. *Geogaceta* 23: 135-138
- Schaefer C.E.G.R., Simas F.N.B., Gilkes R.J., Mathison C., da Costa L.M., Albuquerque M.A., 2008. Micromorphology and microchemistry of selected Cryosols from maritime Antarctica. *Geoderma* 144: 104-115
- Schiegl S., Conard, N. J., 2006. The Middle Stone Age sediments at Sibudu: Results from FTIR spectroscopy and microscopic analyses. *Southern African Humanities*, 18(1): 149–172
- Schiegl S., Lev-Yadun S., Bar-Yosef O., Goresy A.E., Weiner S., 1994. Siliceous aggregates from prehistoric wood ash: A major component of sediments in Kebara and Hayonim caves (Israel). *Israel Journal of Earth Sciences* 43: 267-278
- Schiegl S., Goldberg P., Bar-Yosef O., Weiner S., 1996. Ash deposits in Hayonim and Kebara caves, Israel: macroscopic, microscopic and mineralogical observations, and their archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 23: 763-781
- Schiegl S., Goldberg P., Pfitzschner H.-U., Conard N.J., 2003. Paleolithic burnt bone horizons from the Swabian Jura: distinguishing between in situ fireplaces and dumping areas. *Geoarchaeology* 18: 541-565
- Schiffer M.B., 1972. Archaeological context and systemic context. *American Antiquity* 37: 156-165
- Schiffer M.B., 1987. *Formation Processes of the Archaeological Record*. University of New Mexico Press
- Schulte L. Juliá R., Burjachs F., Hilgers A., 2008 Middle Pleistocene to Holocene geochronology of the River Aguas terrace sequence (Iberian Peninsula): Fluvial response to Mediterranean environmental change. *Geomorphology* 98: 13-33
- Scott G.R., Gibert L., 2009. The oldest hand-axes in Europe. *Nature* 461, 82-85
- Sepulchre P., Ramstein G., Kageyama M., Vanhaeren M., Krinner G., Sánchez-Goñi M.-F., d'Errico F., 2007. H4 abrupt event and late Neanderthal presence in Iberia. *Earth and Planetary Science Letters* 258: 283-292
- Serva L., Labini S.S., Vittori E., 1987. Paleosismologia. Rassegna ragionata dello stato dell'arte. *Geologica Romana* 26: 389-412
- Sharp W.D., Merts-Kraus R., Vallverdú J., Vaquero M., Burjachs F., Carbonell E., Bischoff J.L. 2016. Archeological deposits at Abric Romaní extend to 110 ka: U-series dating of a newly cored, 30 meter-thick section. *Journal of Archeological Science: Reports* 5: 400-406
- Shahack-Gross R., 2011. Herbivorous livestock dung: formation, taphonomy, methods for identification, and archaeological significance. *Journal of Archaeological Science* 38 (2): 205-218
- Shahack-Gross R., Berna F., Karkanas P., Weiner S., 2004. Bat guano and preservation of archaeological remains in caves sites. *Journal of Archaeological Science* 31: 1259-1272
- Shahack-Gross R., Ayalon A., Goldberg P., Goren Y., Ofek B., Rabinovich R., Hovers E., 2008. Formation Processes of Cemented Features in Karstic Cave Sites Revealed Using Stable Oxygen and Carbon Isotopic Analyses: A Case Study at Middle Paleolithic Amud Cave, Israel. *Geoarchaeology* 23 (1): 43-62
- Shahack-Gross R., Berna F., Karkanas P., Lemorini C., Gopher A., Barkai R., 2014. Evidence for the Repeated Use of a Central Hearth at Middle Pleistocene (300 ky Ago) Qesem Cave, Israel. *Journal of Archaeological Science* 44: 12-21

- Shillito L.M., Almond M.J., Nicholson J., Pantos M., Matthews W., 2009. Rapid characterisation of archaeological midden components using FT-IR spectroscopy, SEM-EDX and micro-XRD. *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy* 73: 133-139
- Shimelmitz R., Kuhn S.L., Jelinek A.J., Ronen A., Clark A.E., Weinstein-Evron M., 2014 'Fire at will': The emergence of habitual fire use 350,000 years ago. *Journal of Human Evolution* 77: 196-203
- Siddal M., Rohling E.J., Almogi-Labin A., Hemleben Ch., Meinscher D., Schmelzer I., Smeed D.A., 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle. *Nature* 423: 853-858
- Silva P.G., Mather A.E., Goy J.L., Zazo C., Harvey A.M., 1996. Controles en el desarrollo y evolución del drenaje en zonas tectónicamente activas: el caso del Río Mula (Región de Murcia, SE España). *Rev. Soc. Geol. España* 9 (3-4): 269-283
- Simas F.N.B., Schaefer C.E.G.R., Melo V.F., Albuquerque-Filho M.R., Micherl R.F.M., Pereira V.V., Gomes M.R.M., da Costa L.M., 2007. Ornithogenic cryosols from Maritime Antarctica: Phosphatization as a soil forming process. *Geoderma* 138: 191-203
- Slate J.L., Smith G.A., Wang Y., Cerling T.E., 1996. Carbonate- paleosol genesis in the Plio-Pleistocene St. David Formation, southeastern Arizona. *Journal of Sedimentary Resourche*. 66A: 85-94
- Smith N.D., Cross T.A. Dufficy J.P. Clough S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology* 36, 1-23
- Snoeck C., Lee-Thorp J.A., Schulting R.J., 2014. From bone to ash: Compositional and structural changes in burned modern and archaeological bone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 416: 55-68
- Soria J.M., Fernández J., Viseras C., 1999. Late Miocene stratigraphy and palaeogeographic evolution of the intramontane Guadix Basin (Central Betic Cordillera, Spain): implications for an Atlantic –Mediterranean connection. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151, 255– 266
- Stahlschmidt M.C., Miller C.E., Ligouis B., Hambach U., Goldberg P., Berna F., Richter D., Urban B., Serangeli J., Conard N.J., 2015. On the evidence for human use and control of fire at Schöningen. *Journal of Human Evolution* 89: 181-201
- Stiner M.C., Kuhn, S.L. Weiner, S., Bar-Yosef O., 1995. Differential burning, recrystallization, and fragmentation of archaeological bone. *Journal of Archaeological Science* 22, 223– 237
- Stiner M.C., Kuhn S.L., Surovell R.A., 2001. Bone Preservation in Hayonim Cave (Israel): a Macroscopic and Mineralogical Study. *Journal of Archaeological Science* 28: 643–659
- Stiner M. C., Barkai R., Gopher A. (2011). Hearth-side socioeconomics, hunting and paleoecology during the late Lower Paleolithic at Qesem Cave, Israel. *Journal of Human Evolution*, 60 (2): 213–233
- Stoops, G., 2003. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Soil Science Society of America, Inc, Madison, Wisconsin, US
- Stoops G., Schaefer, C.E.G.R., 2010. Pedoplasmatation: Formation of soil material. In Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 69–79
- Stoops G., Marcellino V., Mees F. (eds.), 2010. *Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, Amsterdam
- Surian N., Rinaldi M., Pellegrini L., 2009. *Linee guida per l'analisi geomorfologica degli alvei fluviali e delle loro tendenze evolutive*. Coop. Libreria Editrice Università di Padova, Padova
- Susini D., 2009/2010. *Contributo allo studio dei processi di formazione all'analisi del paleoambiente nel sito del Paleolitico Medio di Cueva Antón* (Murcia, Spagna). Tesi di Laurea Triennale in Beni Culturali, Dipartimento di Lettere e Filosofia, Università degli Studi di Trento, Trento.

- Susini D., 2014/2015. *Analisi stratigrafica e dei processi di formazione del sito Paleolitico Medio-Superiore di Abrigo de la Finca de Doña Martina (Murcia, Spagna)*. Tesi di Laurea Magistrale in Conservazione e Gestione dei Beni Culturali, Dipartimento di Lettere e Filosofia, Università degli Studi di Trento, Trento
- Svensson A., Andersen K.K., Bigler M., Clausen H.B., Dahl-Jense D., Davies S.M., Johnsen S.J., Muscheler R., Parrenin F., Rasmussen S.O., Roethlisberger R., Seierstad I., Steffensen J.P., Vinther B.M., 2008. A 60.000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past* 4: 47-57
- Thomson T.J.U., Islam M., Bonniere M., 2013. A new statistical approach for determining the crystallinity of heat-altered bone mineral from FTIR spectra. *Journal of Archaeological Science* 40: 416-422
- Thompson T.J.U., Gauthier M., Islam M., 2009. The application of a new method of Fourier transform infrared spectroscopy to the analysis of burned bone. *Journal of Archaeological Science*, 36: 910–914.
- Thorndyraft V.R., Benito G., 2006. Late Holocene fluvial chronology of Spain: the role of climatic variability and human impact. *Catena* 66, 34–41
- Toro-Moyano I., Martínez-Navarro B., Agustí J., Souday C., Bermúdez de Castro J.M., Martínón-Torres M., Fajardo B., Duval M., Falguères C., Oms O., Parés J.M., Anadón P., Juliá, R. García-Aguilar J.M., Moigne A.-M. Espigares M.P., Ros-Montoya S., Palmqvist P., 2013. The oldest human fossil in Europe, from Orce (Spain). *Journal of Human Evolution* 65: 1-9
- Trinkaus E., 2007. European early modern humans and the fate of the Neandertals. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 104: 7367–7372
- Trinkaus E., Moldovan O., Milota S., Bîlgăr A., Sarcina L., Athreya S., Bailey S.E., Rodrigo R., Mircea G., Higham T., Bronk Ramsey C., van der Plicht J., 2003. An Early Modern Human from the Peștera cu Oase, Romania. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 100: 11231–11236
- Trueman C.N.G., Behrensmeier A.K., Tuross N., Weiner S., 2004. Mineralogical and compositional changes in bones exposed on soil surfaces in Amboseli National Park, Kenya: diagenetic mechanisms and the role of sediment pore fluids. *Journal of Archaeological Science* 31: 721–739
- Trueman C.N., Privat K. Field J., 2008. Why do crystallinity values fail to predict the extent of diagenetic alteration of bone mineral? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 266: 160-167
- Toffolo M.B., Boaretto E., 2014. Nucleation of aragonite upon carbonation of calcium oxide and calcium hydroxide at ambient temperatures and pressures: a new indicator of fire-related human activities. *Journal of Archaeological Science* 49: 237-248
- Toffolo M.B., Brink J.S., Berna F., 2015. Bone diagenesis at the Florisbad spring site, Free State Province (South Africa): Implications for the taphonomy of the Middle and Late Pleistocene faunal assemblages. *Journal of Archaeological Science: Reports* 4: 152-163
- Twomey, T., 2013. The cognitive implications of controlled fire use by early humans. *Cambridge Archaeological Journal* 23: 113-128
- Tzedakis P.C., Hughen K.A., Cacho I., Harvati K., 2007. Placing late Neanderthals in a climatic context. *Nature* 449: 206-208
- Vallverdú J., Allué E., Bischoff J.L., Cáceres I., Carbonell E., Cebrià A., García-Antón D., Huguet R., Ibáñez N., Martínez K., Pastó I., Rosell J., Saladié P., Vaquero M., 2005 Short human occupations in the Middle Palaeolithic level I of the Abric Romani rock-shelter (Capellades, Barcelona, Spain). *Journal of Human Evolution* 48: 157-174
- Vallverdú J., Alonso S., Bargalló A., Bartrolí R., Campeny G., Carrancho Á., Expósito, I., Fontanals M., Gabucio J., Gómez B., Prats J.M., Sañudo P., Solé A., Vilalta J., Carbonell E., 2012. Combustion structures of archaeological level O and Mousterian activity areas with use of fire at the Abric Romani rockshelter (NE Iberian Peninsula). *Quaternary International* 247: 313–324

- Van Vliet-Lanoë B., 2010. Frost action. In: Stoops G., Marcelino V., Mees F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier: 81-108
- Villa P., Roenbroeks W., 2014. Neandertal Demise: An Archaeological Analysis of the Modern Human Superiority Complex. *PLoS ONE* 9 (4): e96424
- Villagran X.S., Balbo A.L., Madella M., Vila A., Estevez J., 2011. Experimental micromorphology in Tierra del Fuego (Argentina): building a reference collection for the study of shell middens in cold climates. *Journal of Archaeological Science* 38: 588-604
- Walker M.J., 1996. El yacimiento del Pleistoceno Superior de la Cueva Negra del Estrecho de La Encarnación, Caravaca de la Cruz, Murcia: Campaña de 1990. *Memorias de Arqueología* 5 (1990): 12-20
- Walker M.J., 1997. La Cueva Negra del Estrecho de la Encarnación, Caravaca de la Cruz, Murcia: Campaña de 1991. *Memorias de Arqueología* 6 (1991): 12-20
- Walker M.J., 1998. Cueva Negra del Estrecho del Quípar de La Encarnación, Caravaca de la Cruz, Campaña de 1992. *Memorias de Arqueología* 7 (1992): 17-22
- Walker M.J., 1999. Cueva Negra del Estrecho del Quípar de la Encarnación, Caravaca de la Cruz: Campaña de 1993. *Memorias de Arqueología* 8 (1993): 43-50
- Walker M.J., 2002. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar de la Encarnación, Caravaca de la Cruz. Campaña de 1996. *Memorias de Arqueología* 11 (1996): 35-44
- Walker M.J., 2004. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar en la Encarnación, Caravaca de la Cruz: Campaña de 1997. *Memorias de Arqueología* 12 (1997): 45-54
- Walker M.J., 2005a. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar en la Encarnación, Caravaca de la Cruz: Campaña de 1998. *Memorias de Arqueología* 13 (1998): 19-26
- Walker M.J. and A. Gómez-Domínguez, 1999. Quinta campaña de excavaciones en la Cueva Negra de la Encarnación de Caravaca de la Cruz (Murcia). *Memorias de Arqueología* 9 (1994): 19-26
- Walker M.J. and A. Gómez-Domínguez, 2002. La Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar, en la Encarnación de Caravaca de la Cruz: Campaña de 1995. *Memorias de Arqueología* 10 (1995): 21-28
- Walker M.J., López-Martínez M., López Jiménez. A., 2006 b. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar en La Encarnación, Caravaca de la Cruz: campaña de 2000. *Memorias de Arqueología* 14 (1999): 81-94
- Walker M.J., López-Martínez M., López Jiménez. A., 2010a. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar en La Encarnación, Caravaca de la Cruz: campaña de 2000. *Memorias de Arqueología* 15 (2000-2003): 33-46
- Walker M.J., López-Martínez M., Haber-Uriarte M., López Jiménez. A., Ortega-Rodrigáñez J., Parmová K., Avilés-Fernández A., Campillo-Boj M., 2010b. La Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar en Caravaca de la Cruz y Sima de las Palomas del Cabezo Gordo en Torre Pacheco: dos ventanas sobre la vida y la muerte del hombre fósil en Murcia. *Revista Eubacteria* 24: 1-13
- Walker M.J., and López-Martínez M. 2010. La Cueva Negra del Estrecho del Quípar (La Encarnación, Caravaca de la Cruz, Murcia): campaña de excavación y avance de investigación en 2002. . *Memorias de Arqueología* 15 (2000-2003): 33-46
- Walker M.J., Gibert J., Sánchez F., Lombardi A.V., Serrano J.I., Gómez A., Eastham A., Ribot F., Arribas A., Cuenca A., Gibert L., Albaladejo S., Andreu J. A., 1999. Excavations at new sites of early man in Murcia: Sima de las Palomas del Cabezo Gordo and Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar de la Encarnación. *Human Evolution* 14 (1-2): 99-123
- Walker M.J., Rodríguez Estrella T., Carrión García J.S., Mancheño Jiménez M.A., Schwenninger J-L., López Martínez M., López Jiménez A., San Nicolás del Toro M., Hills M.D., Walkling T., 2006. Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Murcia,

Southeast Spain): An Acheulian and Levalloiso-Mousteroid Assemblage of Palaeolithic Artifacts Excavated in a Middle Pleistocene Faunal Context with Hominin Skeletal Remains. *Eurasian Prehistory* 4: 3-43

Walker, M.J., Gibert, J., López, M.V., Lombardi, A.V., Pérez-Pérez, A., Zapata, J., Ortega, J., Higham, T.F.G., Pike, A., Schwenninger, J.-L., Zilhão, J., Trinkaus, E., 2008. Late Neanderthals in southeastern Iberia: Sima de las Palomas del Cabezo Gordo, Murcia, Spain. *The Proceedings of the National Academy of Science (PNAS)* 105 (52), 20631-20636

Walker M.J., López-Martínez M.V., Carrión-García J.S., Rodríguez-Estrella T., San Nicolás del Toro M., Schwenninger J.-L., López-Jiménez A., Ortega-Rodrigáñez J., Haber-Urriarte M., Polo-Camacho J.-L., García-Torres J., Campillo-Boj M., Avilés-Fernández A., Zack W., 2013. Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Murcia, Spain): A Late Early Pleistocene Site with an "Acheulo-Levalloiso-Mousteroid" Palaeolithic Assemblage. *Quaternary International* 294: 135-159

Walker M.J., Anesin D., Angelucci D., Avilés-Fernández, A., Berna F., Buitrago-López, A.T., Carrión, J.S., Eastham A., Fernández-Jalvo, Y., Fernández-Jiménez, S., García-Torres, J., Haber-Urriarte, M., López-Jiménez, A., López-Martínez, M.V., Martín-Lerma, I., Ortega-Rodrigáñez, J., Polo-Camacho, J.L., Rhodes, S.E., Richter, D., Rodríguez-Estrella, T., Romero-Sánchez, G., Romero-Sánchez, G., 17.b. San-Nicolás-del-Toro, M., Schwenninger, J.-L., Schwenninger, J.-L., van der Made, J., Zack, W., 2016. A View from a Cave: Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Caravaca de la Cruz, Murcia, Southeastern Spain). Reflections on Fire, Technological Diversity, Environmental Exploitation, and Palaeoanthropological Approaches. *Human evolution*, 31 (1-2): 1-67

Walker M.J., Anesin D., Angelucci D.E., Avilés-Fernández A., Berna F., Buitrago-López A.T., Fernández-Jalvo Y., Haber-Urriarte M., Martín-Lerma I., López-Jiménez A., López-Martínez M., Ortega-Rodrigáñez J., Polo-Camacho J.L., Rhodes S.E., Richter D., Rodríguez-Estrella T., Schwenninger J.-L., Skinner A.R. (in stampa). Findings, Context, and Significance of Combustion at the Late Early Pleistocene Palaeolithic Site of Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Caravaca de la Cruz, Murcia, Spain). *Antiquity*

Waters M.R., 1992. *Principles of Geoarchaeology: a North American Perspective*. The University of Arizona Press, Tucson.

Weiner S., Bar-Yosef O., 1990. State of preservation of bone from prehistoric sites in the Near East: a survey. *Journal of Archaeological Science* 17: 187-196

Weiner, S., Schiegl, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O., 1995. Mineral assemblages in Kebara and Hayonim caves, Israel: excavations strategies, bone preservation, and wood ash remnants. *Israel J. Chem.* 35: 143-154

Weiner, S., Goldberg, P., Bar-Yosef, O., 2002. Three-dimensional distribution of minerals in the sediments of Hayonim cave, Israel: diagenetic processes and archaeological implications. *Journal of Archaeological Science* 29: 1289-1308

Weiner S., Xu Q., Goldberg P., Liu J., Bar-Yosef O., 1998. Evidence for the Use of Fire at Zhoukoudian, China. *Science* 281: 251-253

Weiner S., 2010. *Microarchaeology: beyond the visible archaeological record*. Cambridge, Cambridge University Press, pp. 396

Werts S.P., Jahre, A.H., 2007. Estimation of temperatures beneath archaeological campfires using carbon stable isotope composition of soil organic matter. *Journal of Archaeological Science* 34, 850-857

Wilson C.A., Davidson D.A., Cresser M.S., 2008. Multi-element soil analysis: an assessment of its potential as an aid to archaeological interpretation. *Journal of Archaeological Science* 35, 412-424

Wild E.M, Terschler-Nicolari M., Kutschera W., Steier P., Trinkaus E., Wanek W., 2005. Direct dating of early Upper Paleolithic human remains from Mladeč. *Nature* 435: 332-335

Wilson, M.A., Righi, D., 2010. Spodic materials. In Stoops G., Marcelino V., Mees, F. (eds.), *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths*. Elsevier, Amsterdam: 251-273

Wiśniewski A., Badura J., Salamon T., Lewandowski J., 2014 The alleged Early Palaeolithic artefacts are in reality geofacts: a revision of the site of Konczyce Wielkie 4 in the Moravian Gate, South Poland. *Journal of Archaeological Science* 52: 189-203

- Wolff H., Greenwood A.D., 2010 Did viral disease of humans wipe out the Neandertals? *Medical Hypotheses* 75 (1): 99-105
- Wolff E.W., Chappellaz J., Blunier T., Rasmussen S.O., Svensson A. 2010. Millennial scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews* 29, 2828-2838
- Wolf D., Seim A., Diaz del Olmo F., Faus D., 2013 Late Quaternary fluvial dynamics of the Jarama River in central Spain. *Quaternary International* 302: 20-41
- Wood R.E., Barroso C., Caparros M., Jorda J.F., Galvan Santos B., Higham T.F.G., 2013. Radiocarbon dating casts doubt on the late chronology of the Middle to Upper Palaeolithic transition in southern Iberia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 110, 2781–2786
- Wood R.E., Arrizabalaga A., Camps M., Fallon S., Iriarte-Chiapusso M., Jones R., Maroto J., de la Rasilla M., Santamaría D., Soler J., Soler N., Villaluenga A., Higham, TFG., 2014. The chronology of the earliest Upper Palaeolithic in northern Iberia: New insights from L'Arbreda, Labeko Koba and La Viña. *Journal of Human Evolution* 69: 91–109
- Woodward J.C., Goldberg P., 2001. The sedimentary records in Mediterranean rockshelters and caves: Archives of environmental change. *Geoarchaeology*, 16 (4): 327-354
- Woodward J.C., Hamlin R.H.B. Macklin M.G., Karkanis P., Kotjabopoulou E., 2001. Quantitative sourcing of slackwater deposits at Boila rockshelter: a record of lateglacial flooding and Paleolithic settlement in the Pindus Mountains, Northwest Greece. *Geoarchaeology* 16: 501-536
- Wrangham R.W., 2009. *Catching fire: How cooking made us human*. New York: Basic Books.
- Wurster C.M., Munksgaard N., Zwart c., Bird M., 2015. The biogeochemistry of insectivorous cave guano: a case study from insular Southeast Asia. *Biogeochemistry* 124 (1): 163-175
- Zack W., Andronikov A., Rodríguez-Estrella T., López-Martínez M., Haber-Urriarte M., Holliday V., Lauretta D., Walker, M.J., 2013. Stone Procurement and Transport at the Late Early Pleistocene Site of Cueva Negra del Estrecho del Río Quípar (Murcia, SE Spain). *Quartär, Internationale Jahrbuch zur Eiszeitalter und Steinzeitforschung, International Yearbook for Ice Age and Stone Age Research* 60: 7-28
- Zaidner Y., Frumkin A., Porat N., Tsaskin A., Yeshurun R., Weisbrod L., 2014. A series of Mousterian occupations in a new type of site: the Nesher Ramla karst depression, Israel. *Journal of Human Evolution* 66, 1-17
- Zaidner Y., Frumkin A., Friesem D., Tsatskin A., Shahack-Gross R., 2016. Landscapes, depositional environments and human occupation at Middle Paleolithic open-air sites in the southern Levant, with new insights from Nesher Ramla, Israel. *Quaternary Science Reviews* 138: 76-86
- Zhu, R.X., Potts, R., Xie, F., Hoffman, K.A., Deng, C.L., Shi, C.D., Pan, Y.X., Wang, H.Q., Shi, R.P., Wang, Y.C., Shi, G.H., Wu, N.Q., 2004. New evidence on the earliest human presence at high northern latitudes in northeast Asia. *Nature* 431, 559–562.
- Zielhofer C. Faust D., Linstädter J., 2008. Late Pleistocene and Holocene alluvial archives in the Southwestern Mediterranean: Changes in fluvial dynamics and past human response. *Quaternary International* 181: 39–54
- Zielhofer C., Recio Espejo J.M., Núñez Granados M.A., Faust D., 2009 Durations of soil formation and soil development indices in a Holocene Mediterranean floodplain. *Quaternary International* 209:44-65
- Zilhão, J., 2006. Chronostratigraphy of the Middle-to-upper Paleolithic transition in the Iberian peninsula. *Pyrenae* 37, 7–84
- Zilhão J., 2011. Aliens from Outer Time? Why the “Human Revolution” Is Wrong, and Where Do We Go from Here? In Condemi S., Weniger G.C. (eds.) *Continuity and Discontinuity in the Peopling of Europe: One Hundred Fifty Years of Neanderthal Study, Vertebrate Paleobiology and Paleoanthropology*,

Zilhão J., 2013. Neandertal-modern human contact in western Eurasia: Issues of dating, taxonomy, and cultural associations. In: Akazawa T., Nishiaki Y., Aoki K. (eds.), *Dynamics of Learning in Neanderthals and Modern Humans, Cultural Perspectives, Replacement of Neanderthals by Modern Humans Series*, 1. Springer Japan: 21-57

Zilhão J., Pettitt P., 2006. On the new dates for Gorham's Cave and the late survival of Iberian Neanderthals. *Before Farming* 2006/3: 11–19

Zilhão J., Villaverde, V. 2008. The Middle Paleolithic of Murcia. *Treballs d'Arqueologia*, 14: 229-248

Zilhão, J., Angelucci, D.E., Badal-García, E., d'Errico, F., Daniel F., Daye, L., Douka, K., Higham, T.F.G., Martínez-Sánchez, M.J., Montes-Bernárdez, R., Murcia-Mascarós, S., Pérez-Sirvent, C., Roldán-García, C., Vanhaeren, M., Villaverde, V., Wood, R., and Zapata, J. 2010a. Symbolic Use of Marine Shells and Mineral Pigments by Iberian Neanderthals." *Proceedings of the National Academy of Science of the USA*, 107 (2): 1023-1028

Zilhão J., Angelucci D.E., Badal E., Lucena A., Martín I., Martínez S., Villaverde V., Zapata J. 2010b. Dos abrigo del Paleolítico Superior en Rambla Perea (Mula, Murcia). In: X. Mangado (Ed.). *El Paleolítico superior peninsular. Novedades del siglo XXI [Actas de las Jornadas Internacionales sobre el Paleolítico superior peninsular: Novedades del S. XXI. Barcelona, 27-29 enero 2010]*, SERP, Barcelona: 137-148

Zilhão J., Ajas A., Badal E., Burow C., Kehl M., López-Sáez J.A., Pimenta C., Preece R.C., Sanchis A., Sanz M., Weniger G.C., White D., Wood R., Angelucci D.E., Villaverde V., Zapata J., in prep. Cueva Antón: a continental, high-resolution paleoenvironmental record for the Upper Pleistocene of SE Iberia