

KANTAURIAR KOSTALDEKO EKIALDEAREN BILAKAERA ITSAS MAILAREN IKUSPEGITIK

THE EVOLUTION OF THE EASTERN CANTABRIAN COAST FROM THE
SEA LEVEL PERSPECTIVE

Peru Bilbao Lasa



Doktorego Tesia

Doctoral Thesis

2024

KANTAURIAR KOSTALDEKO EKIALDEAREN BILAKAERA ITSAS MAILAREN IKUSPEGITIK

THE EVOLUTION OF THE EASTERN CANTABRIAN COAST FROM SEA LEVEL PERSPECTIVE

Doktorego Tesia

Doctoral Thesis

Peru Bilbao Lasa

2024

Zuzendariak: Arantza Aranburu eta Irantzu Alvarez.

Saila: Geologia

Zientzia eta Teknologia Fakultatea

Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea



Tesi onen egileak Eusko Jaurlaritzako beka bat izan du (PRE_2019_2_0256) tesia egiteko, eta atzerriko egonaldiak burutzeko (EP_2019_1_0083). Horretaz gain, Eusko Jaurlaritzako Ikerketa Talde Kontsolidatuak (IT1678-22) ere finantzatu ditu tesi honetako lanak.

Esker onak,

Zurrunbilotik. Azkenean iritsi da iritsi, bide luze honi amaiera emateko momentua. Urte asko izan dira, larregi, eta alde zurratik, izen propioetara pasa baino lehen, eskerrak eman nizkieke denbora guzti honetan zehar proiektu honen parte izan zareten guztioi.

Arantza, Irantzu mila esker lehenik proiektu honetarako nigan jarritako konfiantzagatik. Urte hauetan zehar gora beherak izanik ere, beti eskaini didazuen babes eta laguntza guztiagatik, eta nirekin eduki duzuen pazientzia infinituarengatik. Badakizue, baina tesi honen zati handi bat zuena da. Irantzu, distantziak eraginda, ordu gutxiago igaro ditut zurekin, baina edozer zelarik ere eta edozein momentutan, beti hor egon zara, zalantzaren bat argitu eta laguntzeko prest. Mila esker! Arantza, hainbeste denbora elkarrekin igaro ondoren, arlo geologikoak ez ezik, nola ez, arlo pertsonalak ere zeharkatu gaitu askotan. Miresten ditut zure jakintza, gauzei aurre egiteko era eta energia, beti aurrera egiteko indarrarekin. Askotan zabaldu dizkidazu begiak, hau edo hura interpretatzeko, ikusten ez nuen bide bati ateak irekiz.

Martin, Miren, laborategira sartu nintzenean zuek zeundeten oraindik gela zaintzen. Miren, azkarregi joan bazinen ere, mila esker orduko aholku, laguntza eta hizketaldiengatik. Martin, zuk ere alde egin bazenuen ere, pasilloaren beste alde ez dago horren urruti. Eskerrik asko azken urte hauetako gutizi, kotxeko bertsoaldi, kobazulo...eta horrekin etorri den laguntasunagatik. Bazkalorduetako kuadrilari ere eskerrik asko eguerdietako deskonexioengatik, eta bereziki zuri Libe, bidean lagun bat edukitzea asko eskertzen baita.

Eskerrak eman nahi nizkizueke baita ere ikerketa taldearen inguruan zabilatzaten guztioi. Bereziki, Laura, laborategira ni alaitzera bisitan etortzearen. Baita Arantxa, Eneko eta gainontzekoak, momentu politik elkarbanatu ditugu, barku eta guzti gainera!

Eskerrak eman nahiko nizkioke AZTIri, ezkutuan dagoen itsaspeko erlibearen datu batimetrikoak helaraztearen ikerketa hau egin ahal izateko. Arturo Apraiz eta Javier Elorza ere bereziki eskertu nahiko nituzke Karraspioko eta Ostendeko metakinen berri ematearen, proiektu honetako bi puntu garrantzitsu. Era berean, baita ADES Espeleologia Elkarteari ere kobazuloen azterketetan laguntzearen, eta Euskal Kostaldeko Geoparkeari Zumaiako kobazulora bideratzearen. Puntu honetan, esker bereziak Martin Arriolabengoa eta Sara Gorostizari, Kantauriko Begia eta Gaztelugatxeko kobazuloak aztertu eta laginketak burutzearren. Baita Joni ere, Zabaletxeko zundaketa bertikalean esku bat botatzearen. Bestalde, Ane Garcia Artolari ere eskerrak eman nahiko nizkioke foraminiferoen identifikazioa egitearen.

Julius, gracias también a ti por las bonitas semanas tan primaverales en Potsdam y Berlin. Tu trabajo y tu ayuda supusieron un gran impulso, y un reflejo para guiarnos al principio de este camino. I would also like to remember Frau Rütter and her family in Potsdam, who hosted me in their house for those weeks. Danke schön!

Gracias también a ti Kevin, y a tu familia, que me acogisteis como uno más en vuestra casa los primeros días cuando llegué a Normandia. Algún baile vasco, probar la "raclette" por primera vez.... Me cuidaste y me enseñaste mucho sobre nuestras queridas rasas y terrazas marinas, aunque yo no fuese capaz de ver muchas cosas. Iskander, thank you for making me feel part of the group in Caen, and helping me with daily things at University.

Christian, you are not longer with us. You offered me your house to stay with you during those months and I learned from you and your community about another way of living. Merci beaucoup!

Urruneko lurraldeetatik berriro ere etxera bueltan, eskerrik asko kuadrila! Badakit azken denbora luzean ohikoa baino ausenteago egon naizela eta oso gutxi disfrutatu zaituztedala. Hor zaudetela erakutsi didazue, eta maitatua sentitzen naiz. Mila esker! Barkatu baita ere, tesia noiz bukatuko nuen esandako data bat bere ere ez dudalako bete, momentu eta sorpresa politak galduz bidean. Orain buruak deskonexio bat eskatzen badit ere, badakit etorkizunean ere momentu ederrak bizitzen jarraituko dugula.

Olatz, azken urte hauetan asko irakatsi didazu. Denbora honetan zehar alboan eduki zaitut, nire kontuak entzunez. Gure arteko hizketaldiak terapia momentutxoak izan dira niretzat. Eskerrik asko!

Eskerrik asko baita ere Gipuzkoa eta Bizkaia arteko nire familia handiari, eta ez kantitatean soilik. Eta azkenik, eskerrik asko aite eta ama. Bete egon zarete hor, babesa, lasaitasuna eta animoekin, momentuan behar nuen edozertarako, eta azken hilabeteetan berriro ere etxean bueltan hartu nauzue, oraindik gimnasio bilakatu ez duzuen gela horretan. Zuek gabe, hau ere ez litzateke posible izango. Maite zaituztet.

Aurkibidea

AURKIBIDEA	I
IRUDIEN ZERRENDA	VI
TAULEN ZERRENDA	XI
AKRONIMOAK	XII
LABURPENA	1
ABSTRACT	2
RESUMEN	3
1. KAPITULUA: ATARIKOA	7
1.1 SARRERA	7
1.2 IKERKETA EREMUA: EUSKAL HERRIAN BIZKAIA ETA GIPUZKOAKO KOSTALDEAK	8
1.2.1 TESTUINGURU GEOGRAFIKOA.....	8
1.2.2 TESTUINGURU GEOLOGIKOA ETA GEOMORFOLOGIKOA, ETA ITSAS KLIMA	9
1.3 HELBURUAK	13
1.4 TESIAREN EGITURA	14
1.5 KAPITULUAREN LABURPENA	15
1.6 SUMMARY OF THE CHAPTER	15
I. ATALA	17
2. KAPITULUA: OINARRIAK	21
2.1 ITSAS MAILAREN GORABEHERAK	21
2.1.1 KOSTALDEKO PLATAFORMA ARROKATSUAK ITSAS MAILAREN ADIERAZLE BEZALA	23
2.2 AURRETIK EGINDAKO LANAK IKERKETA EREMUAN ETA INGURUAN	26
2.2.1 IRAGANEKO KOSTALDEKO PLATAFORMA ARROKATSUAK (IKPA)	26

2.2.2	IEI 5E GARAIKOTZAT PROPOSATU DIREN METAKIN SEDIMENTARIOAK	27
2.2.3	GORATZE-TASA TEKTONIKOAK.....	28
2.3	KAPITULUAREN LABURPENA.....	29
2.4	SUMMARY OF THE CHAPTER.....	30

3. KAPITULUA: DATUAK ETA METODOLOGIA..... 35

3.1	DATU-ITURRIAK.....	35
3.1.1	DATU ESPAZIALAK.....	35
3.1.2	ITSAS MAILAREN KURBAK.....	36
3.1.3	AZTARNATEGI ARKEOLOGIKOETAKO INFORMAZIOA AZKEN TRANSGRESIORAKO	37
3.2	LANDA LANA.....	38
3.3	LABORATEGIKO LANA.....	39
3.3.1	SEDIMENTU ETA ARROKEN KARAKTERIZAZIOA	39
3.3.2	GEOKRONOLOGIA.....	40
3.4	METODOLOGIA KONKRETUAK.....	42
3.4.1	EZAUGARRI GEOMORFOLOGIKOEN DETEKZIOA	42
3.4.2	ADINAREKIKO HURBILPENA.....	48
3.4.3	KOSTA-LERROAREN EBOLUZIOA AZKEN TRANSGRESIOAN ZEHAR	51
3.5	KAPITULUAREN LABURPENA.....	54
3.6	SUMMARY OF THE CHAPTER.....	55

II. ATALA..... 57

4. CHAPTER: SUBMERGED AREA..... 61

4.1	<i>“SUBMERGED MARINE TERRACES IDENTIFICATION AND AN APPROACH FOR NUMERICAL MODELING THE SEQUENCE FORMATION IN THE BAY OF BISCAY (NORTHEASTERN IBERIAN PENINSULA)”</i>: RESULTS.....	61
4.1.1	THE SUBMERGED MARINE TERRACE SEQUENCE OF THE SE BAY OF BISCAY	61
4.1.2	SEA-STACKS FREQUENCY AT DIFFERENT DEPTHS AND THEIR DISTRIBUTION	65
4.1.3	MODELLING SUBMERGED MARINE TERRACE SEQUENCE GENERATION, AN APPROACH TO THEIR AGE	68
4.2	<i>“SUBMERGED MARINE TERRACES IDENTIFICATION AND AN APPROACH FOR NUMERICAL MODELING THE SEQUENCE FORMATION IN THE BAY OF BISCAY (NORTHEASTERN IBERIAN PENINSULA)”</i>: DISCUSSION	69
4.2.1	FACTORS THAT CONTROL THE SUBMERGED MARINE TERRACES DISTRIBUTION	69
4.2.2	SEA-STACKS INTEGRATION IN THE SUBMERGED MARINE TERRACES SEQUENCE	73

4.2.3	MARINE TERRACE GENERATION TEMPORAL APPROACH THROUGH MODELLING	73
4.3	NEW TEMPORAL APPROACH THROUGH SEA LEVEL DEPTH FREQUENCY HISTOGRAMS AND NEW REMARKS	76
4.4	KAPITULUAREN LABURPENA	80
4.5	SUMMARY OF THE CHAPTER	81
5.	<u>KAPITULUA: AZALERATUTAKO EREMUA</u>	<u>87</u>
5.1	AZALERATUTAKO EREMUKO EMAITZAK	87
5.1.1	ITZALEN ETA 3DKO IKUSPEGIAREN BIDEZ DETEKTATUTAKO MORFOLOGIA MOTAK.....	87
5.1.2	ITZALEN ETA 3DKO IKUSPEGIAREN BIDEZKO IRAGANEKO KOSTALDEKO PLATAFORMA ARROKATSUEN DISTRIBUZIOA.....	89
5.1.3	ERLIEBEAREN SAILKAPEN TRESNA ERABILIZ LORTUTAKO EMAITZAK	94
5.1.4	IRAGANEKO KOSTALDEKO PLATAFORMA ARROKATSUEN (IKPAEN) MAGNITUDEA: ZABALERA ETA LABARRAK..	95
5.1.5	IKPAK DETEKTATZEN DIREN GUNEETAKO LITOLOGIA, GERUZAPENA ETA OLATUEN ENERGIA	98
5.2	AZALERATUTAKO EREMUKO EZTABAIDA	99
5.2.1	BESTE IKERKETA ETA METODOLOGIA BATZUEKIKO KONPARAKETA	99
5.2.2	ERAKETA ETA KONTSERBAZIO DESBERDINTASUNA ALTUERAREN ETA KOKAPEN GEOGRAFIKOAREN ARABERA..	100
5.2.3	PLATAFORMEN MAGNITUDE DESBERDINTASUNAK	105
5.3	KAPITULUKO LABURPENA	108
5.4	SUMMARY OF THE CHAPTER.....	110
6.	<u>KAPITULUA: METAKIN SEDIMENTARIOAK ETA ESPELEOTEMAK AIRE ZABALEAN ETA KOBAZULOETAN.....</u>	<u>115</u>
6.1	AIRE ZABALEKO METAKIN SEDIMENTARIOAK.....	116
6.1.1	10 M AZPITIK KOKATUTAKO METAKINAK	116
6.1.2	10 M BAINO GORAGO KOKATUTAKO METAKINAK.....	126
6.2	KOSTALDEKO KOBAZULOETAKO METAKIN SEDIMENTARIOAK ETA ESPELEOTEMAK	147
6.2.1	METAKIN ENDOKARSTIKO SEDIMENTARIOAK DAUZKATEN KOBAZULOAK	147
6.2.2	ESPELEOTEMA DATAZIOAK SOILIK DAUZKATEN KOSTALDEKO KOBAZULOAK	160
6.3	GEOKRONOLOGIA.....	166
6.3.1	OEL DATAZIOAK	166
6.3.2	U/Th DATAZIOAK	167
6.4	GEOCHRONOLOGICAL FRAMEWORKS OF THE DEPOSITS	170

6.4.1	KARRASPIO AND OSTENDE DEPOSITS	170
6.4.2	ATXULO DEPOSIT	171
6.4.3	SONABIA DEPOSIT	174
6.4.4	ZABALETXE DEPOSIT	174
6.4.5	JAIZKIBEL DEPOSIT	175
6.5	METHODOLOGICAL CONSIDERATIONS	175
6.6	KAPITULUAREN LABURPENA	176
6.7	SUMMARY OF THE CHAPTER	177

7. KAPITULUA: KOSTA-LERROAREN EBOLUZIOA AZKEN TRANSGRESIOAN ZEHAR.....181

7.1	IRAGANEKO KOSTA-LERROAREN POSIZIOAK: EZAUGARRI GEOMORFOLOGIKOAK ETA AIPAMEN ARKEOLOGIKOAK	181
7.1.1	IRAGANEKO KOSTA-LERROAREN POSIZIOAK: EZAUGARRI GEOMORFOLOGIKOAK	181
7.1.2	IRAGANEKO KOSTA-LERROAREN POSIZIOAK: EKARPEN ARKEOLOGIKOAK.....	184
7.1.3	EMAITZEN EZTABAIDA.....	185
7.2	BEGIRADA BAT AZKEN URTEETAKO LUR MUGIMENDUETARA KOSTALDEKO EREMUAN	186
7.2.1	LURRAZALEKO EREDU DIGITALEN BITARTEZ	187
7.2.2	ORTOARGAZKIEN BITARTEZ.....	187
7.2.3	LEDEN ETA ORTOARGAZKIEN METODOLOGIEN ARTEKO EZBERDINTASUNAK	190
7.3	KAPITULUAREN LABURPENA	191
7.4	SUMMARY OF THE CHAPTER	192

III. ATALA

8. CHAPTER: EVOLUTION OVER TIME AND CONCLUSIONS.....199

8.1	GEODYNAMIC EVOLUTION	199
8.2	SUMMARY OF THE LANDSCAPE EVOLUTION OF THE STUDY AREA	203
8.3	FURTHER RESEARCH	204
8.4	MAIN CONCLUSIONS	208
8.5.1	SUBMERGED PART	208
8.5.2	EMERGED PART	209
8.5.3	OPEN AIR AND CAVE DEPOSITS	211
8.5.4	EVOLUTION DURING THE LAST TRANSGRESSION.....	213

8.5.5	GEODYNAMIC EVOLUTION.....	215
9.	<u>ERREFERENTZIAK</u>	216
I	<u>ERANSKINA: AURREKARIAK.....</u>	246
II	<u>ERANSKINA: DATU ETA METODOLOGIAK.....</u>	248
II.A	OLATUEN ALTUERA DATUAK ETA GORATZE-TASAK IKERKETA EREMUAREN INGURUAN (<i>FRONTIERS</i> ARTIKULUA) 248	
III	<u>APPENDIX: SUBMERGED AREA</u>	250
III.A	SHORELINE ANGLES DISTRIBUTION IN THE CONTINENTAL SHELF (<i>FRONTIERS</i> ARTICLE).....	250
III.B	SEA STACKS ANALYSIS (<i>FRONTIERS</i> ARTICLE).....	254
III.C	ZONES FROM THE VIDEO (<i>FRONTIERS</i> ARTICLE).....	257
III.D	SHORELINES WITH DIFFERENT STRATIFICATIONS (<i>FRONTIERS</i> ARTICLE).....	258
III.E	SEA LEVEL DEPTH FREQUENCY HISTOGRAMS	259
IV	<u>ERANSKINA: AZALERATUTAKO EREMUA.....</u>	261
IV.A	DEFINITUTAKO IKPA MAILA BAKOITZAREN DATUAK.....	261
IV.B	LITOLOGIEN HIGADURA EZBERDINA	275
V	<u>ERANSKINA: METAKIN SEDIMENTARIOAK</u>	277
V.A	EMAITZA GRANULOMETRIKOAK	277
V.B	TRATAMENDU KIMIKOAREN EMAITZAK	280
V.C	X IZPIEN DIFRAKZIOKO EMAITZAK	281
V.D	EMAITZA MORFOMETRIKOAK	282
V.E	OEL DESINTEGRAZIO ETA DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA D_E DISTRIBUZIOAK	286

Irudien zerrenda

1.1. IRUDIA. IKERKETA EREMUAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA.....	8
1.2. IRUDIA. EUSKOKANTAURIAR ARROKO ESKEMA GEOLOGIKOA	9
1.3. IRUDIA. EUSKAL KOSTALDEKO MAPA LITOLOGIKO SINPLIFIKATUA.....	10
1.4. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO HAREA HONDARTZAK, IBAI NAGUSIAK ETA SEKUNDARIOAK, ARRO HIDROGRAFIKOA ETA UHARTE NABARMENENAK.....	12
2.1. IRUDIA. OXIGENO ISOTOPOAREN SEINALEAREN BILAKAERA KUATERNARIOAN ZEHAR.....	22
2.2. IRUDIA. ITSAS MAILA JAKITEKO KARST LITORALEN IRUDIKAPEN ESKEMATIKOA	23
2.3. IRUDIA. KOSTALDEKO ESKAILERA ITXURAKO IKPA SEKUENTZIEEN IRUDIKAPEN ESKEMATIKOA.....	24
2.4. IRUDIA. GORATZE-TASAK ETA IEI 5E GARAIO IRAGANEKO KOSTA-LERROEN BATEZ BESTEKO ALTUERAK EUROAPAN.....	25
2.5. IRUDIA. ITSAS ZUTABEAK HENDAIKO HONDARRAITZ HONDARTZAKO EKIALDEAN, IKERKETA ERE MUTIK EKIALDERA KOKATUTA	26
2.6. IRUDIA. AURRETIK EGINDAKO IKERKETETAN DETEKTATUTAKO IKPA MAILA EZBERDINEN IRUDIKAPEN ESKEMATIKOA.	27
2.7. IRUDIA. KANTAURIAR KOSTALDEAN IEI 5E GARAIOAK IZAN DAITEZKEELA IRADOKI DIREN METAKINEN KOKAPEN ETA ALTUERA,...	28
3.1. IRUDIA. HIGADURA AZALAREN ALTUERA NEURKETA KARRASPIOKO METAKINEAN.	39
3.2. IRUDIA. URPERATUTAKO ITSASLABAR FOSILEN DETEKZIOA ETA KOSTA-LERROKO ANGELUEN KARTOGRAFIA.	44
3.3. IRUDIA. PLEISTOZENORAKO ERATUTAKO ITSAS MAILAREN KURBA ETA AZTERTUTAKO 3 ESZENATOKIAK.	48
3.4. IRUDIA. ITSAS MAILAK SAKONERA BAKOITZEAN EMAN DUEN DENBORA KANTITATEA (GRANT ET AL., 2014)	50
3.5. IRUDIA. ITSAS MAILAK SAKONERA BAKOITZEAN EMAN DUEN DENBORA KANTITATEA (ROHLING ET AL., 2009)	50
3.6. IRUDIA. STANFORD ET AL. (2011), LAMBECK ET AL. (2014), BRADLEY ET AL. (2016), GARCÍA-ARTOLA ET AL. (2018) ETA YOKOYAMA ET AL.-EN (2018) ITSAS MAILEN KURBEN DATUAK.....	52
FIGURE 4.1. SHORELINE ANGLE DISTRIBUTION IN THE STUDY AREA..	62
FIGURE 4.2. SEA-STACKS TOP DEPTH AND FREQUENCY.....	65
FIGURE 4.3. SEA STACKS GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION WHOSE HEIGHT IS MINIMUM 2 M.....	66
FIGURE 4.4. SEA STACKS GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION WHOSE HEIGHT IS MINIMUM 2 M.....	67
FIGURE 4.5. MODELLED PROFILES OF THE LEM FOR THE THREE SCENARIOS TESTED FOR THE FORMATION OF THE SEQUENCE OF SUBMERGED MARINE TERRACES.	69
FIGURE 4.6. WAVE CLIMATOLOGY AND SHORELINE ANGLES GEOGRAPHICAL DISTRIBUTION..	70
FIGURE 4.7. SUBMERGED TERRACES DISTRIBUTIONS RELATED TO DIFFERENT FACTORS.	72
FIGURE 4.8. T4 AND T7 POSSIBLE GENERATION MOMENT DURING THE LAST TRANSGRESSION.	74
FIGURE 4.9. DEPTH FREQUENCY HISTOGRAM OF THE SEA LEVEL CURVE OF GRANT ET AL. (2014).	77
5.1. IRUDIA. IKERKETA EREMUAN DETEKTATUTAKO MORFOLOGIA EZBERDINAK IKUSKATZEKO TOKI BATZUK.....	88
5.2. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO IRAGANEKO KOSTALDEKO PLATAFORMA ARROKATSU (IKPA) NAGUSIEN MAILEN IRUDIKAPEN ESKEMATIKOA ETA HAIEN EZAUGARRI NABARMENENAK.....	90
5.3. IRUDIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 355 – 365 M INGURUAN DETEKTATUTAKO MAILAREN (IKPA-18) KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	91
5.4. IRUDIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 225 – 235 M INGURUAN DETEKTATUTAKO MAILAREN (IKPA-13) KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	92

5.5. IRUDIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 45 – 55 M INGURUAN DETEKTATUTAKO MAILAREN (IKPA-4) KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK	93
5.6. IRUDIA. JAIZKIBELGO MAPA GEOMORFOLOGIKOA ETA “R.GEOMORPHON” TRESNAREN BITARTEZ DETEKTATUTAKO EREMU LAUAK..	94
5.7. IRUDIA. “R.GEOMORPHON” TRESNA ERABILIZ ESKURATUTAKO EREMU LAUAK ZENBATUZ ERATUTAKO HISTOGRAMAK.	95
5.8. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO IKPAEN ZABALERETAKO BATZUK.	97
5.9. IRUDIA. IKERKETA EREMUAN IKUS DAITEZKEEN IRAGANEKO LABAR BATZUEN ADIBIDEAK,	98
5.10. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO DUEN MAPA LITOLOGIKO SINPLIFIKATUA.	99
5.11. IRUDIA. ALTUERAREN ARABERA IKPAEK DITUZTEN EZAUGARRI MORFOLOGIKOEN ILUSTRAZIO ESKEMATIKOA..	101
5.12. IRUDIA. PIXKA BAT DISEKZIONATUTAKO GAINAZALAK 200 M-TIK GORAKO ALTUERAN.	101
5.13. IRUDIA. LITOLOGIEN HIGAGARRITASUN EZBERDINA.	102
5.14. IRUDIA. DONOSTIA ETA PASAIA INGURUKO MORFOLOGIA PLANAR ETA EZ-PLANARRAK.....	104
5.15. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO KOSTALDEKO ATZERAKADAREN ADIBIDEA ITSASLABAR ALTUEKIN	105
5.16. IRUDIA. LITOLOGIAK IKPAEN MAGNITUDEAN IZAN DEZAKEEN ERAGINAREN ADIBIDEA.....	106
6.1. IRUDIA. AIRE ZABALEKO GUNEEN ETA KOBAZULOEN KOKAPENAK.	115
6.2. IRUDIA. KARRASPIKO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.	117
6.3. IRUDIA. KARRASPIKO AZALERAMENDUKO ESKEMA ESTRATIGRAFIKOA, ETA HAREN FAZIES SEDIMENTARIO NAGUSIAK.....	117
6.4. IRUDIA. KARRASPIKO AZALERAMENDUKO ZUTABE ESTRATIGRAFIKOA ETA SEDIMENTUEN ARGAZKIAK	118
6.5. IRUDIA. KARRASPIKO AZALERAMENDUKO HAREA FAZIESA.....	121
6.6. IRUDIA. ERROTABERRIKO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.....	122
6.7. IRUDIA. ERROTABERRIKO METAKINAREN ARGAZKIAK.	123
6.8. IRUDIA. LA ARENAKO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.....	124
6.9. IRUDIA. LA ARENAKO METAKINAREN ARGAZKIAK.	125
6.10. IRUDIA. SONABIAKO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA	127
6.11. IRUDIA. SONABIAKO MENDEBALDEKO ETA EKIALDEKO AZALERAMENDUETAKO LAGINKETA EREMUAK.....	130
6.12. IRUDIA. SONABIAKO ESTEREMIKROSKOPIKO ARGAZKIAK	131
6.13. IRUDIA. SONABIAKO XAFLA MEHEKO PPL ETA XPL ARGAZKIAK.	132
6.14. IRUDIA. JAIZKIBELGO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.....	134
6.15. IRUDIA. JAIZKIBELGO METAKINAREN ZUTABE ESTRATIGRAFIKOA HARTUTAKO LAGINEKIN.	135
6.16. IRUDIA. ZABALETXEKO AZALERAMENDUAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.....	137
6.17. IRUDIA. ZABALETXEKO LAGINKETEN ARGAZKIAK.....	138
6.18. IRUDIA. ZABALETXEKO LAGIN HORIZONTALAREN ESTEREMIKROSKOPIKO ARGAZKIAK.	140
6.19. IRUDIA. ZABALETXEKO ZUNDAKETA BERTIKALA	141
6.20. IRUDIA. MTZ. DE LAHIDALGA ET AL.-EK (2012) ZABALETXEKO EREMUAN ERAIKITAKO ZUTABE ESTRATIGRAFIKOA	142
6.21. IRUDIA. ZABALETXEKO SEDIMENTU TUTU BERTIKALEKO SEKUENTZIA ESTRATIGRAFIKOEN SORRERA POSIBLEA ESKEMATIKOKI ADIERAZITA.....	145
6.22. IRUDIA. ZABALETXEKO FORMA PARAMETRO MORFOMETRIKOEN KURBA METATUAK.	146

6.23. IRUDIA. OSTENDEKO KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA	148
6.24. IRUDIA. OSTENDEKO AZALERAMENDUA ESKAILERA ALBOAN	149
6.25. IRUDIA. OSTENDEKO AZALERAMENDUA ESKAILAERA ALBOAN ETA BARNEKO KOBAZULOAN	150
6.26. IRUDIA. PPL ETA XPL ARGAZKIAK OST-KON LAGINAREN XAFLA MEHEAN.....	151
6.27. IRUDIA. PPL ETA XPL ARGAZKIAK OEH LAGINAREN XAFLA MEHEAN..	152
6.28. IRUDIA. ATXULOKO KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA	154
6.29. IRUDIA. ATXULOKO KOBAZULOKO ARGAZKIAK	156
6.30. IRUDIA. ATXULOKO ESPELEOTEMEN ARGAZKIAK	157
6.31. IRUDIA. ATXULOKO LAGINAREN IKUSPEGI OROKORRA ESTEREOMIKROSKOPIOAN.....	157
6.32. IRUDIA. LAIDA II KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA	158
6.33. IRUDIA. LAIDA II KOBAZULOAREN ARGAZKIAK.....	159
6.34. IRUDIA. LAIDA II KOBAZULOKO LAGINAREN XAFLA MEHEKO PPL ETA XPL ARGAZKIAK.....	160
6.35. IRUDIA. GAZTELUGATXEKO KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.	161
6.36. IRUDIA. LAIDA-I KOBAZULOAREN ARGAZKIAK	161
6.37. IRUDIA. KANTAUROKO BEGIA KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.	162
6.38. IRUDIA. KANTAUROKO BEGIA KOBAZULOAREN ARGAZKIAK ETA TOPOGRAFIA	163
6.39. IRUDIA. LAPATZAKO KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA.	164
6.40. IRUDIA. LAPATZAKO KOBAZULOAREN ARGAZKIAK.....	164
6.41. IRUDIA. ZUMAIKO PARROKIA AZPIKO KOBAZULOAREN INGURUKO MAPA LITOLOGIKO ETA GEOMORFOLOGIKO SINPLIFIKATUA	165
6.42. IRUDIA. ZUMAIKO PARROKIA AZPIKO KOBAZULOAREN ETA LAGINAREN ARGAZKIAK	165
FIGURE 6.43. EVOLUTIONARY STAGES INFERRED FOR THE KARRASPIO OUTCROP	172
FIGURE 6.44. EVOLUTIONARY STAGES INFERRED FOR THE OSTENDE OUTCROP.	173
7.1. IRUDIA. AZKEN TRANSGRESIOKO KOSTA-LERROEN KOKAPENA GARCIA-ARTOLA ET AL. (2018) ETA BRADLEY ET AL.-EN (2016) ARABERA	182
7.2. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO EKIALDEKO TARTEAN IKUSTEN DEN LURMUTURRA, ERDIALDEKO EREMUKO PENINTSULA ETA MENDEBALDEKO EREMUKO KOSTA-LERRO SIGI-SAGATSUA, KURBA EZBERDINETAKO ADINEKIN.	183
7.2. IRUDIA. IKERKETA EREMUKO EKIALDEKO TARTEAN IKUSTEN DEN LURMUTURRA, ERDIALDEKO EREMUKO PENINTSULA ETA MENDEBALDEKO EREMUKO KOSTA-LERRO SIGI-SAGATSUA, KURBA EZBERDINETAKO ADINEKIN.	184
7.3. IRUDIA. ITSAS MAILEN SAKONERARIK TXIKIENAK ORAIN DELA 18 KA ETA 14 KA KURBA EUSTATIKOETAN OINARRITUTA.....	184
7.4. IRUDIA. KOSTA-LERROEN KOKAPENAK KURBA EUSTATIKOETAN OINARRITUTA ALTXERRIN ARRAINEN IRUDIAK EGIN ZIRENEAN. ETA KOSTA-LERROEN KOKAPENAK SANTA KATALINA KOBAZULOA OKUPATUTA EGON ZEN GARAI EZBERDINETAN..	185
7.5. IRUDIA. ALTUERA GALERA BAT GERTATU DIREN EREMUAK 2008 ETA 2017KO LEDAK ALDERATUZ, KOSTA-LERROTIK BARNEALDERANZKO 200 M-KO TARTEA KONTUAN HARTUTA.	187
7.6. IRUDIA. DETEKTATUTAKO LUR MUGIMENDUEN ADIBIDEAK..	188
7.7. IRUDIA. LUR MUGIMENDUAK HAINBAT URTETAKO ORTOARGAZKIEN BITARTEZ.	189
7.8. IRUDIA. 2018 ETA 2019KO ORTOARGAZKIAK DEBATIK EKIALDERANTZ, ARROKA ERORKETAREKIN	190
FIGURE 8.1. MAIN EVOLUTIONARY STEPS EXTRACTED FROM THE DATA I.....	205
FIGURE 8.2. MAIN EVOLUTIONARY STEPS EXTRACTED FROM THE DATA II.....	206

FIGURE 8.3. MAIN EVOLUTIONARY STEPS EXTRACTED FROM THE DATA III	207
II-1. IRUDI OSAGARRIA. OLATU ALTUEREN DATUAK IKERKETA EREMUAN	248
SUPPLEMENTARY FIGURE III-1. GENERAL DISTRIBUTION OF SUBMERGED SHORELINE ANGLES IN CIRCLES.	250
SUPPLEMENTARY FIGURE III-2. SHORELINE ANGLES IN THE AREA IN FRONT OF JAIZKIBEL.....	250
SUPPLEMENTARY FIGURE III-3. SHORELINE ANGLES IN THE AREA BETWEEN DONOSTIA AND ORIO	251
SUPPLEMENTARY FIGURE III-4. SHORELINE ANGLES IN THE AREA BETWEEN ZUMAIA AND ONDARROA	251
SUPPLEMENTARY FIGURE III-5. SHORELINE ANGLES IN THE AREA BETWEEN OGEIA AND EA.....	252
SUPPLEMENTARY FIGURE III-6. SHORELINE ANGLES IN THE AREA IN FRONT OF MATXITXAKO CAPE AND URDAIBAI.	252
SUPPLEMENTARY FIGURE III-7. SHORELINE ANGLES IN THE AREA BETWEEN BAKIO AND ARMINTZA.	253
SUPPLEMENTARY FIGURE III-8. SHORELINE ANGLES IN THE AREA BETWEEN ARMINTZA AND BARRIKA.	253
SUPPLEMENTARY FIGURE III-9. THE BLACK BOXES HIGHLIGHT THE LOCATION OF THE FOLLOWING FIGURES OF SEA-STACKS	254
SUPPLEMENTARY FIGURE III-10. SEA-STACKS IN THE AREA IN FRONT OF JAIZKIBEL.	254
SUPPLEMENTARY FIGURE III-11. SEA-STACKS IN THE AREA BETWEEN BAKIO AND ARMINTZA.....	255
SUPPLEMENTARY FIGURE III-12. SEA-STACKS IN THE AREA BETWEEN BARRIKA AND PUNTA GALEA.....	255
SUPPLEMENTARY FIGURE III-13. SEA-STACKS IN THE AREA OFFSHORE MUSKIZ.....	256
SUPPLEMENTARY FIGURE III-14. SEA-STACKS IN THE AREA IN FRONT OF MUSKIZ.....	256
SUPPLEMENTARY FIGURE III-15. THE BLACK BOXES HIGHLIGHT THE LOCATION OF THE ZONES DESCRIBED IN THE VIDEO..	257
SUPPLEMENTARY FIGURE III-16. RELATIONSHIP BETWEEN SUBMERGED MARINE TERRACES AND BEDDING..	258
SUPPLEMENTARY FIGURE III-17. DEPTH FREQUENCY HISTOGRAM OF THE SEA LEVEL CURVE OF ROHLING ET AL. (2009).....	259
IV-1. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 330 – 340 M INGURUAN (IKPA-17) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	261
IV-2. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 300 – 310 M INGURUAN (IKPA-16) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	262
IV-3. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 270 – 280 M INGURUAN (IKPA-15) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	263
IV-4. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 245 – 260 M INGURUAN (IKPA-14) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	264
IV-5. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 205 – 215 M INGURUAN (IKPA-12) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	265
IV-6. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 190 – 200 M INGURUAN (IKPA-11) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK	266
IV-7. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 175 – 185 M INGURUAN (IKPA-10) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK	267
IV-8. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 145 – 155 M INGURUAN (IKPA-9)DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK	268
IV-9. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 115 – 125 M INGURUAN (IKPA-8)DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	269

IV-10. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 90 – 105 M INGURUAN (IKPA-7) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	270
IV-11. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 80 – 85 M INGURUAN (IKPA-6) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	271
IV-12. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 70 – 75 M INGURUAN (IKPA-5) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	272
IV-13. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 30 – 35 M INGURUAN (IKPA-3) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	273
IV-14. IRUDI OSAGARRIA. IKERKETA EREMUAN ZEHAR 10 – 25 M INGURUAN (IKPA-2) DETEKTATUTAKO MAILAREN KOKAPEN GEOGRAFIKOA ETA ADIBIDEAK.....	274
IV-15. IRUDI OSAGARRIA. KANTABRIAKO COSTA QUEBRADA EREMUAAREN BILAKAERA ESKEMATIKOA, NON LITOLOGIEIEN HIGADURA DIFERENTZIALA IKUSTEN DEN	275
V-1. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA KAR-01 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	286
V-2. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA SON-01 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	286
V-3. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA SON-02 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	286
V-4. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA SON-03 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	287
V-5. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO , DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA SON-04 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	287
V-6. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ZAB-01 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	287
V-7. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ZAB-02 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	288
V-8. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ZAB-03 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	288
V-9. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ZAB-04 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	288
V-10. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ZAB-05 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	289
V-11. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ATX-1 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	289
V-12. IRUDI OSAGARRIA. OEL DESINTEGRAZIO, DOSI BERRESKURAPEN KURBAK ETA ABANIKO DIAGRAMA ATX-2 LAGINAREN DE DISTRIBUZIOAK ADIERAZIZ	289

Taulen zerrenda

3.1. TAULA. ITSAS MAILAREN SAKONERAK AZKEN TRANSGRESIOAN ADIN EZBERDINETARAKO..	52
TABLE 4.1. SUBMERGED MARINE TERRACE DISTRIBUTION FROM JAIZKIBEL TO OGEIA IN SEGMENTS OF THE CONTINENTAL SHELF WITH THE MOST REMARKABLE CHARACTERISTICS.	63
TABLE 4.2. SUBMERGED MARINE TERRACE DISTRIBUTION FROM EA TO BARRIKA IN SEGMENTS OF THE CONTINENTAL SHELF WITH THE MOST REMARKABLE CHARACTERISTICS.	64
6.1. TAULA. OEL ADIN EMAITZAK.	168
6.2. TAULA. U/Th ADIN EMAITZAK.	169
I-1. TAULA OSAGARRIA. AURREKO LANETAN DEFINITUTAKO KOSTALDE ATLANTIKOKO ESKUALDE EZBERDINETAKO MAILEN ALTITUDEA METROTAN.	246
V-1. TAULA OSAGARRIA. EMAITZA GRANULOMETRIKOAK BAHETZE HEZEAREN ONDOREN, OEL-RAKO PRESTATZEKO PROZESUAN.....	277
V-2. TAULA OSAGARRIA. EMAITZA GRANULOMETRIKOAK LASER GRANULOMETRIA BIDEZ.	279
V-3. TAULA OSAGARRIA. OEL-RAKO PROZESUAN ESKURATUTAKO TRATAMENDU KIMIKOKO EMAITZAK.....	280
V-4. TAULA OSAGARRIA. X IZPIEN DIFRAKZIOKO EMAITZAK.....	281
V-5. TAULA OSAGARRIA. ANALISI MORFOMETRIKOEN EMAITZAK.....	282
V-6. TAULA OSAGARRIA. MORFOMETRIAKO DISTRIBUZIO KURBEN ALDEAK, LAGIN BERAREN ANALISI EZBERDINEN ARTEAN.	284

Akronimoak

AMG	Azken maximo glaziarra	LED	Lurrazaleko eredu digitala
AMI	Azken maximo interglaziarra	LiDAR	<i>Light Detection and Ranging.</i> Argiaren detekzioa eta distantzia
BOD	<i>Bilbao ordenance datum</i>	LOE	<i>Luminiscencia opticamente estimulada</i>
EBD	Eredu batimetriko digitala	MIS	<i>Marine isotope stage</i>
E	<i>East.</i> Ekialdea	NE	<i>North-east.</i> Ipar-ekialdea
EGI	Egokitzapen glazial isostatikoa	NW	<i>North-west.</i> Ipar-mendebaldea
EIM	<i>Estadio isotopico marino</i>	OEL	Optikoki estimulatutako lumineszentzia
GIS	Geografia Informazio Sistemak	OSL	<i>Optically stimulated luminescence</i>
GNNS	<i>Global Navigation Satellite System</i> Satelite bidezko nabigazio sistema globala	PEE	Paisaiaren eboluzio eredu
GSE	Gainazal sailkapen eredu	PET	Pleistozeno erdialdeko trantsizioa
IEI	Itsas estadio isotopikoa	SE	<i>South-east.</i> Hego-ekialdea.
IKPA	Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatsua	SAE	Sorta anitzeko ekozunda
IME	Itsas maila eustatikoa	SW	<i>South-west.</i> Hego-mendebaldea
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change.</i> Klima Aldaketari Buruzko Gobernu Arteko Taldea	W	<i>West.</i> Mendebaldea
KLA	Kosta-lerroko angelua		
KPA	Kostaldekoko plataforma arrokatsua		

LABURPENA

Hondarrezko hondartzak, itsaslabarrak eta kostaldeko plataforma arroksuak dira mundu osoko kostaldeetako ezaugarri nagusienak, zeinak gaur egun hainbat altueratan aurkitzen direnak. Elementu hauek, itsas mailaren aldaketan eta mugimendu bertikalen bidez definituta daude, tektonikoak eta isostatikoak barne, eta kostaldeko paisaiaren bilakaera historikoari buruzko datu baliotsuak eskaintzen dituzte.

Gaiari buruz argitaratutako datu kopurua urria izan arren, azterketa zehatza merezi dute euskal kostaldeko iraganeko kostaldeko plataforma arroksuek. Testuinguru horretan, doktorego tesi honek eremu horren Plio-Kuaternarioko bilakaera aztertzen du, itsas mailaren aldaketetan eta gainazal kontinentalaren mugimendu bertikaletan arreta jarritz. Horretarako, azaleratutako zein urperatutako erliebeak aztertu dira, iraganeko kostalderoak eta iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen (IKPA) kokapena eta altuera zehaztuz. Azterketak, urpean dauden 13 terraza detektatu ditu, gaur egun urpean dauden iraganeko kostalderoak dagozkienak. Azaleratutako eremuan berriz, iraganeko 18 plataforma arroksu definitu dira.

Azaleratutako eremuari dagokionez, aire zabaleko gunetako 6 sedimentu metakin ezberdin eta 8 kobazulo aztertu dira iraganeko itsas mailaren altuera erlatiboak zehazteko. Dataziorako, optikoki estimatutako luminiszentzia (OEL) eta U/Th teknikak erabili dira, 14 sedimentu lagin eta 17 espeleotemetan. Azterketek IEI 5e-ko sekuentzia transgresibo-erregresiboak eta, gutxienez IEI 6tik, harea eoliarren birlanketak bereiztea ahalbidetu du. Horietako batean, gutxienez, ondo garatutako hiru ziklo pedogeniko definitu dira, klima-fase epel eta hezeekin lotura eduki dezaketenak.

Jasotako datuek, Kantauriar kostaldeko beste metakin batzuekin batera, antzeko bilakaera tektonikoa baieztatzen dute IEI 5e-tik gaurdaino. Gorakada, izatekotan, minimoa litzateke. Urpeko datuek ere egonkortasun epe luze bat iradokitzen dute: IEI 11ko itsas maila altuaren eta IEI 9aren hasieraren arteko momenturen batetik, gaur egunera arte. Hortaz, altxatze tektonikoa Pliozeno/Miozenoaz geroztik gertatu zitekeen, modu homogeneo batean, ikerketa eremuan kota altuan dauden iraganeko plataformen antzeko altitudeak erakusten duten bezala. Azken pultsoa, IEI 11ko itsas maila altuaren eta IEI 9aren hasieraren arteko momenturen batean gertatuko zen. Altxatzeak aurretik urperatutako eta azaleratutako plataforma arroksuei eragin zien, 5 metro inguruko gorakada eraginez.

Horrez gain, azken maximo glaziarretik gaurdainoko kostalderoaren bilakaera aztertu da, eta egungo kostaldearen aldaketa posibleen ebaluazioa egin da, azken urteetako lur mugimenduak identifikatzea ahalbidetu duten bi metodologia erabiliz. Hau horrela, mendebaldeko itsasertzak hasierako konfigurazioan forma sigi-sagatsua zuen, eta ekialdeko itsasertzak berriz, lurmutur handi bat. Denboran zehar aldaketak izan diren arren, kostaldeak azken 12.000 urtetan gutxi gorabehera, gaur egungo formari eutsi dio.

Hitz gakoak: Euskal kostaldea, Geokronologia, Itsas geomorfologia, Itsas mailaren aldaketak.

ABSTRACT

Sandy beaches, cliffs, and rocky shore platforms are the primary characteristics of current coastlines worldwide, which nowadays are found at various altitudes. These features are shaped by changes in sea level and vertical movements, including tectonics and isostatics, and offer valuable insights into the historical evolution of coastal landscapes.

Despite the scarcity of published data on the subject, the ancient rocky shore platforms along the Basque coast merit comprehensive study. In this context, this PhD thesis examines the Plio-Quaternary evolution of the area, with a focus on sea level variations and vertical land movements. For that purpose, analysis have been conducted on both emerged and submerged reliefs, including the location and height of ancient shorelines and ancient rocky shore platforms (ARSP). The analysis has detected 13 submerged terraces, which correspond to past coastlines that are currently submerged. In the emerged area, 18 ancient rocky shore platforms have been defined.

Regarding the emerged area, 6 different sediment deposits in open-air locations and 8 caves underwent examination to determine the relative heights of ancient sea levels. Optically stimulated luminescence (OSL) and U/Th techniques have been employed for dating purposes, applied to 14 sediment samples and 17 speleothems. The studies enabled the recognition of transgressive-regressive sequences from MIS 5e and redeposits of aeolian sands since at least MIS 6. In one of them, at least three well-developed pedogenic cycles have been defined, which can be associated with temperate and humid climatic phases.

The collected data, along with other Cantabrian margin deposits, confirm a similar tectonic evolution since MIS 5e until nowadays. The uplift, if present, would be minimal. Data from the submerged area also suggests a prolonged period of stability: since a moment in between the MIS 11 highstand and the beginning of MIS 9, until the present. The uplift is likely to have been persistent since the Pliocene/Miocene in an homogeneous way in the study area, as the similar heights of the highest ancient platforms suggest. The last pulse would have occurred during somewhere between the MIS 11 highstand and MIS 9 onset. The uplift impacted the preceding submerged terraces, as well as the exposed rock platforms. This event prompted a land uplift of roughly 5 metres.

Furthermore, the evolution of the shoreline from the last glacial maximum until the present has been examined, and an assessment was carried out on current coastline variations using two methodologies that identified recent years land movements. It was noted that the western shoreline had a sinuous shape in its initial configuration, whereas the eastern shore had a big headland. Despite changes over time, the coastline has consistently maintained its current form for approximately 12,000 years.

Keywords: Basque coast, Geochronology, Sea geomorphology, Sea level variations.

RESUMEN

Las playas de arena, los acantilados y las plataformas costeras rocosas son las principales características de las costas actuales de todo el mundo, las cuales se encuentran a diversas altitudes. Estas características están determinadas por los cambios en el nivel del mar y los movimientos verticales, incluidos los tectónicos y los isostáticos, y ofrecen valiosos datos sobre la evolución histórica de los paisajes costeros.

A pesar de la escasez de datos publicados sobre el tema, las antiguas plataformas rocosas costeras de la costa vasca merecen un estudio exhaustivo. En este contexto, esta tesis doctoral examina la evolución Plio-Cuaternaria de esa zona, centrándose en las variaciones del nivel del mar y los movimientos verticales del terreno. Para ello, se han analizado tanto los relieves emergidos como los sumergidos, incluyendo la localización y altura de las antiguas líneas de costa y de las antiguas plataformas rocosas litorales (APRL). El análisis ha detectado 13 terrazas sumergidas, que corresponden a antiguas líneas de costa actualmente sumergidas. En la zona emergida, se han definido 18 antiguas plataformas rocosas litorales.

En cuanto a la zona emergida, se han examinado 6 depósitos sedimentarios en diferentes lugares al aire libre y 8 cuevas, para determinar las alturas relativas de los niveles del mar del pasado. Para la datación se han empleado técnicas de luminiscencia ópticamente estimulada (LOS) y de U/Th, aplicadas a 14 muestras de sedimentos y 17 espeleotemas. Los estudios permitieron reconocer secuencias transgresivo-regresivas del EIM 5e y redepósitos de arenas eólicas desde al menos el EIM 6. En uno de ellos, se definieron al menos tres ciclos pedogénicos bien desarrollados, los cuales pueden estar asociados a fases climáticas templadas y húmedas.

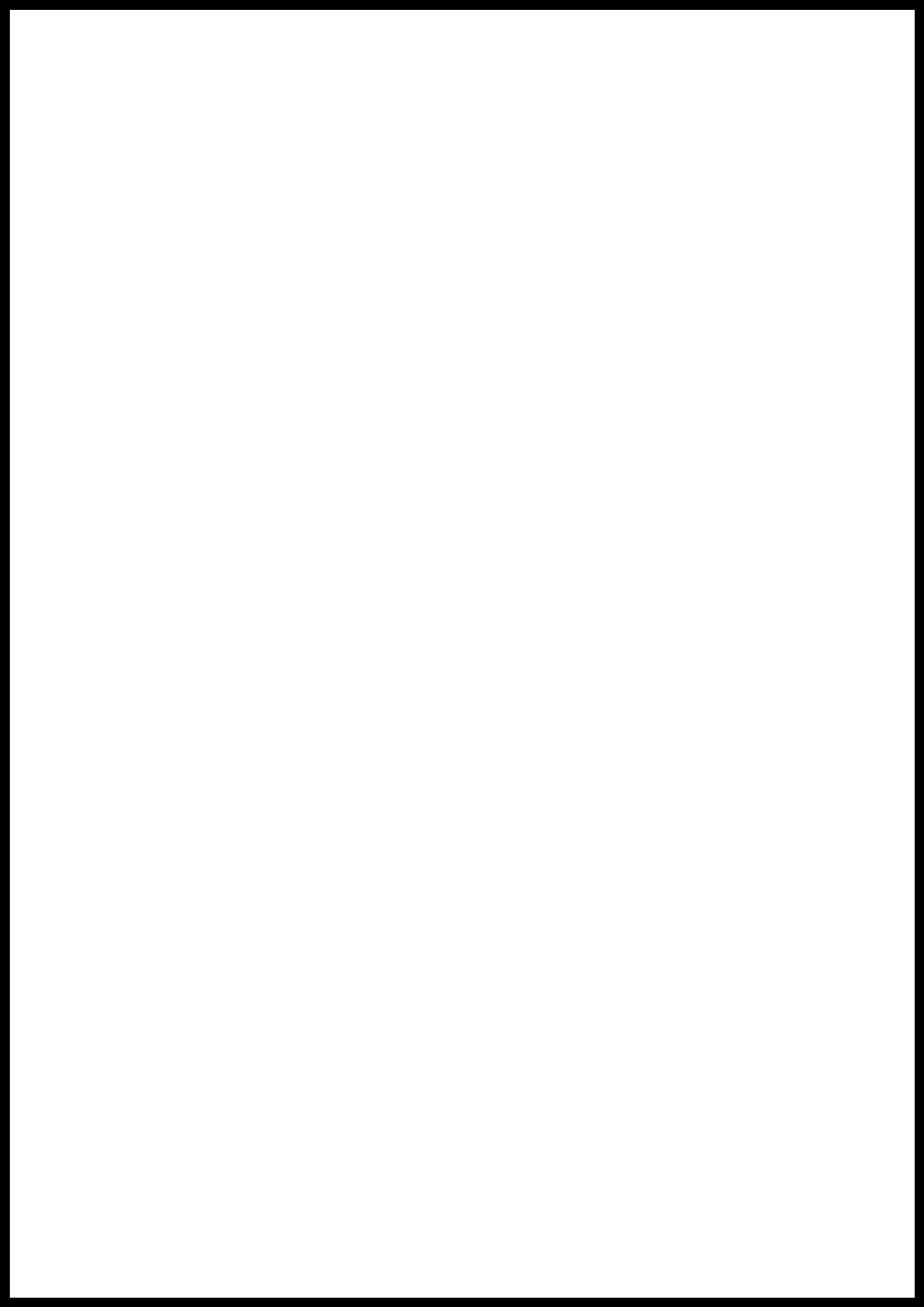
Los datos recogidos, junto con otros depósitos del margen Cantábrico, confirman una evolución tectónica similar desde el EIM 5e hasta hoy en día. El levantamiento, si ocurrió, habría sido mínimo. Los datos de la zona sumergida también sugieren un prolongado período de estabilidad: desde algún momento entre el nivel del mar alto del EIM 11 y el inicio del EIM 9, hasta el presente. Es plausible que este levantamiento haya persistido desde el Plioceno/Mioceno, produciéndose de manera homogénea en el área de estudio teniendo en cuenta la similitud de las cotas de las plataformas antiguas más altas. El último impulso se habría producido en algún momento entre el nivel del mar alto del EIM 11 y el inicio del EIM 9. El levantamiento afectó a las terrazas sumergidas precedentes, así como a las plataformas rocosas emergidas. Este acontecimiento provocó un levantamiento del terreno de unos 5 metros.

Además, se ha examinado la evolución de la línea de costa desde el último máximo glacial hasta la actualidad, y se ha realizado una evaluación de las posibles variaciones actuales de la línea de costa mediante dos metodologías que han permitido identificar movimientos del terreno de los últimos años. Se ha observado que la costa occidental tenía una forma sinuosa en su configuración inicial, mientras que la oriental presentaba un gran cabo. A pesar de los cambios a lo largo del tiempo, la línea costera ha mantenido su forma actual durante aproximadamente 12.000 años.

Palabras clave: Costa Vasca, Geocronología, Geomorfología marina, Variaciones del nivel del mar.

ATARIKOA





1. KAPITULUA: ATARIKOA

1.1 Sarrera

Azkenaldian klima larrialdiari lotuta, hizpide dira etorkizunean gerta daitezkeen aldaketa desberdinak, eta nola ez, hauen artean, itsas mailaren gorakada. Izan ere, munduko biztanleriaren %23 eta %37 artean bizi da kosta-lerrotik lehen 100 km-ko eremuan (Nicholls eta Small, 2002; Shi eta Singh, 2003; Small eta Cohen, 2004; McMichael *et al.*, 2020), eta 2020an %11 inguru zen itsas mailatik 10 m baino gutxiagoko altueran bizi zena (Haasnoot *et al.*, 2021b). Kezka iturriak ordea, ez dira itsas mailaren igoerara eta hainbat lur eremu urpean gelditzeko arriskura mugatzen. Tenperaturaren, olatuetan edota prezipitazio parametroetan ere aldaketak eman baitaitezke, horrek dakartzan ondorioekin (Oppenheimer, 2019). Esaterako, euri bortitzen edota muturreko olatuen areagotzeak, lur mugimendu eta ezegonkortasunak, eta kosta-lerroaren atzerakada eragin dezakete (Eusko Jaurlaritzak, 2015; Olazabal eta Ruiz de Gopegi, 2020). Euskal kostaldean badira jada egoera horri aurre egiteko martxan jarri diren planak (Eusko Jaurlaritzak, 2020).

Iraganeko klimaren bilakaerak, ordea, ez du horrenbeste arreta bereganatzen, nahiz eta lehenago gertatutako prozesuen ikerketak etorkizunaren inguruko pistak ere eman ditzakeen (Chen *et al.*, 2021). Antzinako klima ezberdinak nolakoak izan diren ikertzeko, metodo eta teknika ezberdinak daude. Ohikoak diren oxigeno isotopo teknikez gain, badira beste metodo batzuk ere, aztarna geomorfologiko ezberdinen azterketa esaterako. Gaur egungo kosta-lerroak aztertuta, ohiko elementuak dira hareazko hondartzak, labarrak, edota kostaldeko plataforma arrokatuak. Bereizgarri hauek, kosta desberdinetara ikusi daitezke munduko kostalde ezberdinetan eta, hortaz, aparteko elementuak dira toki batean denboran zehar gertatu diren itsas mailaren gorabeherak edota gainazal kontinentalaren mugimendu bertikalak azaldu ahal izateko.

Tokian tokiko baldintzen arabera, aztarna hauen kontserbazioa eta detekzioa ez da berdina izaten, izan arrazoi naturalengatik zein antropikoengatik. Denborarekin, kosta-lerroaren atzerakadak edota lur jauziak bitarteko, iraganeko hondartzen aztarnak ezabatu daitezke, eta zer esanik ez azpiegitura ezberdinen eraikuntzak gauzatzen badira; bestalde, ibaiek, glaziarrek, zein prozesu karstikoek adibidez, hauen jatorrizko morfologiak ere eraldatu ditzakete.

Azken urteetako aurrerapen teknologikoen, LiDAR teknologia (*Light Detection and Ranging*) eta Geografia Informazio Sistemak (GIS) softwareak esaterako, lurraldea zehaztasun handiz aztertzea ahalbidetzen dute, itsaspeko erliebea barne hartuz. Gainera, datazio arloan egindako aurrerapenek, U/Th zein optikoki estimulatutako lumineszentzia (OEL) teknikak kasu, prozesu geologikoak denboran doitasun handiagoz kokatzeko aukera ematen dute.

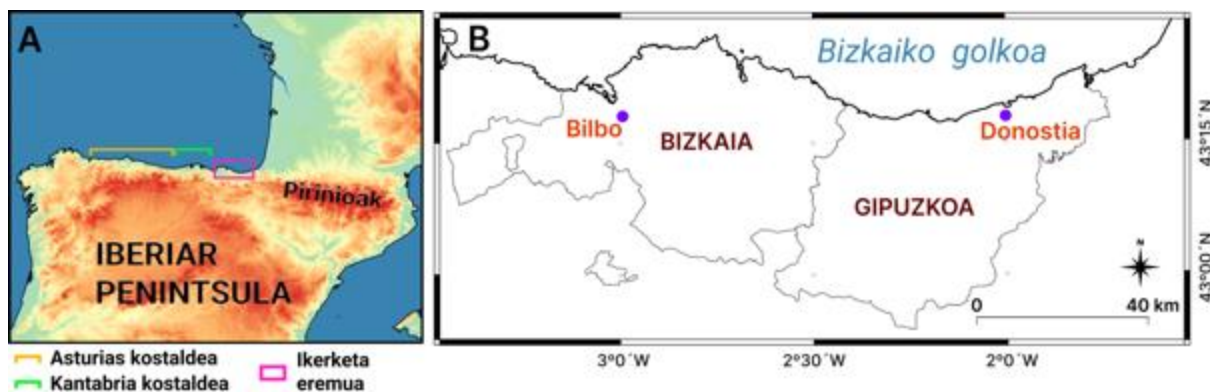
Tesi proiektu honen helburua, hortaz, beste lan batzuek hasitako bidetik (e.g. Aranburu *et al.*, 2015; Arriolabengoa, 2015; del Val *et al.*, 2015, 2019), eremu horretan, batez ere Plio-Kuaternarioan zehar, gertatu den eboluzio geo-klimatikoan sakontzea da. Orain arte egindako lan ildoetan, karst mota ezberdinak deskribatu dituzte eta hauek sortu zireneko adina proposatu da (Aranburu *et al.*, 2015), karst gazteenen eta ibai-terrazen arteko erlazio genetiko eta tenporala aztertu da (Arriolabengoa, 2015) eta ipar isuriko ibai nagusienek utzitako terrazan adina ere, bailara ezberdinetan konparatu eta zehaztu dira (del Val *et al.*, 2015, 2019).

Proiektu honen helburu nagusia, beraz, batez ere Plio-Kuaternarioko ezagutza hori osatze aldera, **itsaspean zein kostaldean agerian dauden eta itsasoaren eraginak garatu dituen aztarna horien azterketa egitea da.**

1.2 Ikerketa eremua: Euskal Herrian Bizkaia eta Gipuzkoako kostaldeak

1.2.1 Testuinguru geografikoa

Ikerketa eremua Iberiar penintsularen iparraldean kokatuta dago, eta Euskal Herriko Bizkaia eta Gipuzkoa probintzietako kostaldeak barne hartzen ditu (1.1. irudia). Bertako hiririk nagusienak Bilbo eta Donostia dira.



1.1. irudia. A) Ikerketa eremuaren kokapena Iberiar penintsula iparraldean. B) Ikerketa eremua Bizkaia eta Gipuzkoako probintziekin, eta Bilbo eta Donostia hirien kokapenekin.

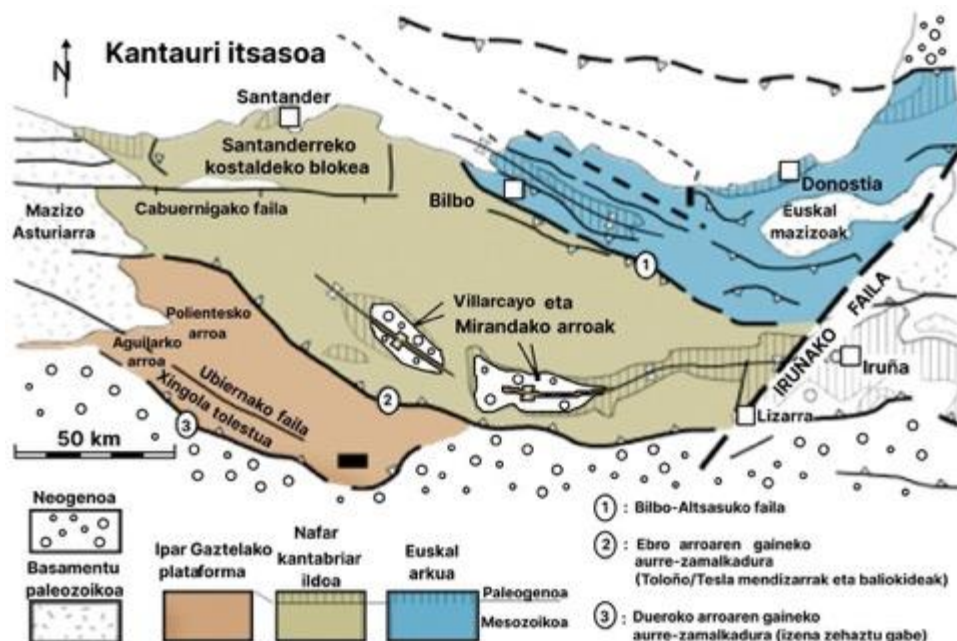
Funtsezko ikerketa gunetik at ere egin dira behaketa eta azterketak. Ostende eta Sonabian (Kantabria) hain zuzen ere (6. Kapituluari), metakin sedimentario eta espeleotemak analizatu dira, jatorrizko ikerketa eremutik pixka bat mendebaldera kokatzen direlarik bi gunek.

1.2.2 Testuinguru geologikoa eta geomorfologikoa, eta itsas klima

Geologikoki ikerketa eremua Euskokantauriar arroaren barnean kokatuta dago, Pirinioetako Mendilerroaren parte izanik (1.2. irudia). Arro horren ezaugarri nabarmenena Mesozoiko garaiko materialek erakusten duten potentzia handia da, batez ere, Kretazeo garaiko arrokek (Barnolas eta Pujalte, 2004). Sekuentzia Mesozoiko horren lodiera 12.000 m (Brinkman eta Lögsters, 1968) eta 17.000 m (Lotze, 1960) bitartekoa izan liteke.

Euskokantauriar arroaren jatorria Permiar bukaeran eta Triasikoan zehar hasitako estentsio esfortzuetan kokatzen da, non, eratutako depresio gune ezberdinak Buntsandstein, Muschelkalk eta Keuper fazieseko materialez bete ziren (Apraiz *et al.*, 2015). Beste bigarren estentsio fase nabarmen bat Jurasiko bukaera eta Kretazeo hasiera bitartean gertatu zen. Momentu hartan, Atlantikoaren irekieraren ondorioz, plaka Iberiarra eta plaka Europarra bata bestearengandik urruntzen hasi ziren eta, ondorioz, Bizkaiko Golkoaren irekiera gauzatu zen (Olivet, 1996; Tugend *et al.*, 2014).

Santoniar eta Kanpaniar bukaeran ordea, eremuko baldintza tektonikoak aldatu egin ziren, eta estentsiozkoak ziren esfortzuak, konpresiozkoak bilakatu ziren. Hau horrela, Iberiar eta Europar plakak pixkanaka bata bestearengana gerturatzen joan ziren, aharik eta Eozeno eta Oligozenoan zehar elkarren arteko talka jazo zen arte. Orduan, aurretik arroan zehar nagusiki itsaspean metatutako material horiek guztiak tolesten eta azaleratzen hasi ziren, bi plaken arteko esfortzuak Miozenoan zehar ere gertatu zirelarik (García-Mondejar *et al.*, 1985).



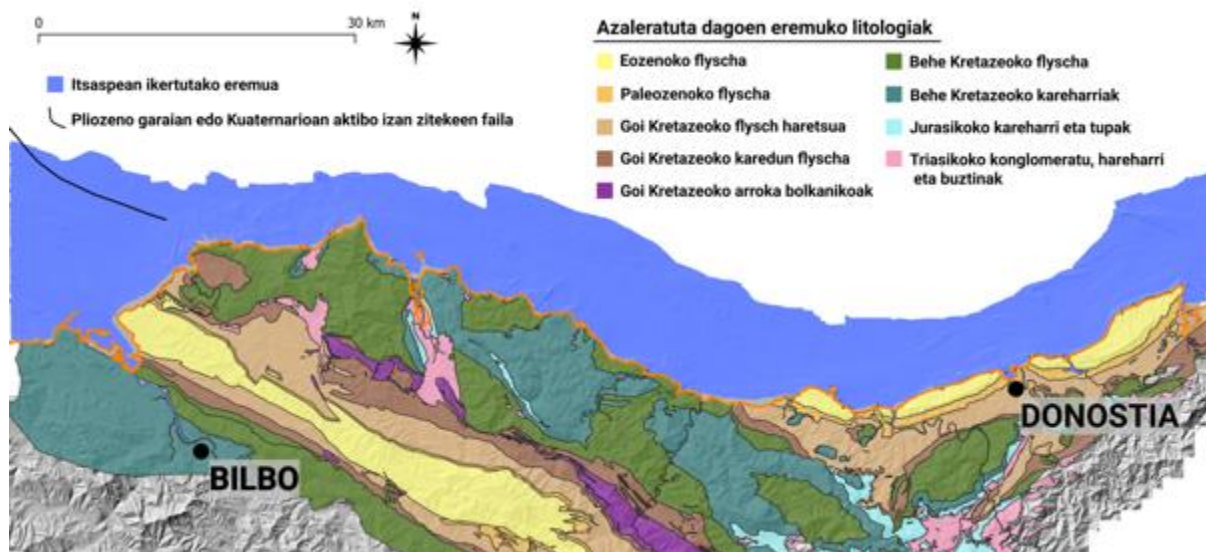
1.2. irudia. Euskokantauriar aroko eskema geologikoa (Robles, 2014; Apraiz *et al.*-etik (2015) moldatua). Ikerketa eremu nagusia urdinez margotutako eremuaren barnean kokatzen da, eta Kantabriako bi guneak, marroiz margotutakoan.

Itsaspean metatutako arroren kanporatzeari dagokienez, ezer gutxi da orain arte ezagutzen dena. Hegaldean, Eozenoko Zanbranako laku kontinentalak, eremu hori jada kanporatu izanaren berri

ematen du. Erdigunean, Villarcayo eta Mirandako arroetako metakinak kontinentalak dira jada, zaharrenak Miozenokotzat hartu direlarik (Olivé-Davó *et al.*, 1978; Apraiz *et al.*, 2015). Beraz, gune hauek azaleratutako baldintzetan zeudenaren seinaleztat hartu daiteke. Iparraldean, Santander mendebaldean dagoen Oligozeno itsastarra izango da iparralderen dagoen azken segida itsastarra (Hines, 1985). Beraz, pentsa daiteke Oligozeno-Miozeno garaian kanporatuko zirela (lehenago ez) ikertutako kostaldeko tartean agerian dauden materialak.

Ikerketa eremuko azaleratutako arrokei dagokienez, eremu jakin batzuetan, Behe Kretazeoko kareharri arrokak aurki daitezke, eta kosta-lerroaren gehiengoan, aldiz, Kretazeo eta Eozeno garaiko flysch motako arrokak azaleratzen dira (1.3. irudia). Hauek noiz eta nola kanporatu zirenaren inguruan ezer gutxi da ezagutzen dena, baina pentsa liteke Eozenoan itsas sakonean metatu, gogortu, tolestu, eta kanporatzerako Oligozeno-Miozeno garaia izan zitekeela, Santandergo kasuaren antzera.

Neotektonikari dagokionean, aldiz, Iberiako Kuaternarioko Faila Aktiboen Datu basearen arabera, ez dago faila aktiborik ikerketa eremuan (QAFiv3) (IGME, 2015). Hala ere, mapa neotektonikoa kontuan hartuz gero (IGME eta ENRESA, 1998), ikerketa eremuko mendebaldean, plataforma kontinentalean, Pliozeno garaian edota agian Kuaternarioan aktiboa izan litekeen faila bat aipatzen da (1.3. irudian goian ezkerretara).



1.3. irudia. Euskal kostaldeko mapa litologiko sinplifikatua (Geoparkea – CPIE Littoral Basque, 2017) eta itsaspeko ikerketa eremua urdinez koloreztatuta.

Geomorfologiari erreparatuta berriz, gaur egungo kostaldea E-W norabidean orientatutako 150 km inguruko luzera duen kosta-lerro irregularra da, labar, lurmutur, uharte, badia eta hondartzez eratua (Galparsoro *et al.*, 2010). Deskribapen zehatzago batean, ekialde eta mendebalderen kokatutako eremuek SW-NE orientazioa daukate, eta erdialdeko eremuak berriz, nagusiki NW-SE norabidea. Kosta-lerroaren %90 inguru labarrez edota substratu arrokatsuz eratua dago, eta hondartzek aldiz litoralaren %10a hartzen dute (Galparsoro *et al.*, 2009) (1.4. irudia). Uharteei dagokienez, 5 uharte

nagusi nabarmendu daitezke kostalde guztian, non hedadurarik handieneko Aketxe uharteak 104 m-ko altuera daukan. Hauetaz gain, Gaztelugatxe ere aipatu beharra dago, 83 m-ko altuerarekin, gaur egun kontinenteari lotuta dagoena (1.4. irudia). Horretaz gain, iraganean uharte izan eta gaur egun tonbolo baten bidez lurrari atxikita daudenak ere aurki daitezke, hala nola, Donostiako Urgull mendia (119 m) edota Getariako San Anton mendia (111 m). Iparralderen dagoen lurmuturra Matxitxako lurmuturra da (1.4. irudia) (itsaspeko plataforma kontinentalak zabalera txikiena duen puntua hain zuzen ere, 7 km-rekin (Uriarte, 1998)), eta badiei dagokienean berriz, adierazgarrienak Donostian, eta Plentzia eta Gorkizen kokatutakoak dira.

Kantauriar isurialdeko ibaiei dagokienez, orokorrean, laburrak eta aldapatsuak dira (Aranburu *et al.*, 2015) eta ur emari dezente izan ohi dute (Arriolabengoa, 2015). Ikerketa eremuan, bi ibai sistema mota bereizten dira (Horton, 1945; Strahler, 1957). Lehenengoak, zuzenean itsasora erortzen dira eta ibai-sare nagusiarekin lotu gabeko errekek dira. Hori da, esaterako, Mendatako ibaiaren kasua, Euskal Kostaldeko Geoparkearen baitan kokatua dagoena (Hilario, 2012). Bigarrenak, aldiz, hainbat ibaiadar dituzten ibaiak dira eta hedadura txiki eta ertaineko arroa dutenak (1.4. irudia). Nerbioi-Ibaizabal arroak dauka azalerarik handiena, 1.820 km²-rekin, eta txikiena, aldiz, Oiartzun ibaiarena da 93 km²-rekin. Luzerari dagokionez Oria ibaia da luzeena 66,44 km-rekin eta Oiartzun ibaia laburrena 14,44 km-rekin (URA/AVA, 2017). Ibai guztiek batera, suspentsioan doazen 216.270 tona sedimentu eramaten dituzte gutxienez urtero itsasora (Prego *et al.*, 2008). Gainontzeko ibaien datu gehiago, Monge-Ganuzas *et al.* (2019) artikuluan daude eskuragarri.

Itsas klimari dagokionez, Ipar Atlantikoko presio baxuko sistemaren ondorioz, ipar-mendebaldetik datozen ekaitz handien menpe dago ikerketa eremua (Galparsoro *et al.*, 2010). Ipar-mendebaldetik sartzen diren itsaskietako olatuak izaten dira nagusi, itsas egoera hori izanik ohikoena (Galparsoro *et al.*, 2010). Bilboko itsas buiako informazioa erabilita, Liria *et al.* (2009) lanean laburbildu zuten uda garaian olatuen periodoa 10 s baino txikiagoa dela kasuen %75a baino gehiagotan eta olatuen garaiera adierazgarria 1,5 m-koa. Negu garaian ordea, periodoa altuagoa da (i.e. 13 s) eta olatuen altuera 2 m baino handiagoa izan ohi da denboraren %50ean baino gehiagotan. Urtean hainbat alditan, olatuen altuera adierazgarria 5 m baino handiagoa izan daiteke, eta 20 urteko itzulera periodoarekin berriz, 10 m-koak ere izan daitezke.

Mareei dagokienean berriz, ingurune mesomareala da, non egunean bi itsasbehera eta bi itsasgora gertatzen diren. Mareen arteko batez besteko tartea, 1,65 m-koa izan ohi da marea hiletan eta 4,01 m-koa aldiz marea bizietan (REDMAR, 2005).



1.4. irudia. A) Ikerketa eremuko harea hondartzak, ibai nagusiak eta sekundarioak, arro hidrografikoak eta uharte nabarmenenak. B) Gaztelugatxe, Aketxeko uhartea eta Matxitxako lurmuturra. C) Matxitxako lurmuturra eta Izaro uhartea.

1.3 Helburuak

Doktoretza tesi honen helburu nagusia, itsas mailek utzitako aztarnen bitartez (itsas terrazak, rasak eta hauekin erlazionatutako metakinak), batez ere Plio-Kuaternarioan zehar gertatu diren itsas mailen gorabehera erlatiboak denboran zehar kokatzea da, horrela, denbora tarte horretan gertatu diren itsas mailaren aldaketa klimatikoak eta mugimendu geodinamikoak zehazteko.

Xede hori lortzeko, ondoko pausu eta tarteko helmuga batzuk finkatu dira.

Lehenengo helburua, itsaspean zein azaleratuta dauden iraganeko plataforma arrokatuak detektatzea izan da. Hauetatik, hainbat informazio atera da, hala nola, beraien gaur egungo morfologia nolakoa den jatorrian zeukatenarekin alderatuz, kota zein den, beraien dimentsioak nolakoak diren, edota zein litologiatan eratzen eta kontserbatzen diren ikusiz.

Bigarren helburua, azaleratutako plataformei dagokienez, plataforma hauekin erlazionatuta dauden metakinak datatzea eta karakterizatzea izan da. Horretarako, laborategiko teknika ezberdinak erabili dira, beraien jatorria zehaztu ahal izateko eta zein prozesuren bitartez metatu diren jakiteko. Azkenik, kantauriar kostaldean definitu diren beste metakin sedimentario batzuekin konparatu dira. Azaleratuta dauden plataforma horiek noiz kanporatu ziren datatzeko, bi bide jorratu dira. Bata, azalean dauden sedimentuak kuartzotan aberatsak badira OEL bidez datatu dira. Datazio honek plataforma sortu zeneko adin minimoa adieraziko du. Bestetik, azaleratuta dauden kostaldeko plataformek sedimenturik ez badute bere gainean eta horiek, kareharrizko litologian garatu baziren, inguruko kobazuloak aztertu dira. Kobazulo hauetako espeleotemen datazioek (U/Th bidez), arroka hauek azaleratutako baldintzetan daramaten denbora kantitate minimoa adieraziko dute.

Bestetik, ez ohikoak diren itsaspeko erliebearen datuak eskuragarri daudela aprobetxatuta, gauzatzen ari den azken transgresioan zehar kosta-lerroaren eboluzioa aztertu da, iraganeko itxura nolakoa izan zen ikusiz eta zer nolako paisaiak egon ziren aztertuz. Honako hau, interesgarria izan daiteke ikuspuntu arkeologiko zein paleontologikotik. Gainera, kosta-lerroaren azken eraldaketak eta toki zaugarrienak atzemateko, azken urteetako lur mugimenduei begirada bat egin zaie, hauek detektatzeko bi metodologia eredu erabiliz.

1.4 Tesiaren egitura

Aipatutako helburuak burutzeko, hemen aurkezten den lana hiru atal nagusitan antolatu da:

Lehenengo atala bi puntutan oinarritzen da. Alde batetik, *bigarren kapituluan* aurrekari nagusienak laburbiltzen dira, gai nagusia azaleratutako eremuan zein itsaspean detektatu diren iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu maila desberdinak izanik, bai ikerketa eremuan zein ingurukoetan. Gainera, gainazal kontinentalaren goratze-tasen eta lehenago publikatuak izan diren metakin desberdinen inguruko informazioa ere ematen da.

Hirugarren kapitulua, aldiz, jarraitutako metodologietan zentratzen da. Atalburu honetan, erabilitako datuen jatorria zein den, erabilitako itsas mailaren kurbak zeintzuk izan diren, edota baliatutako laborategiko zein ordenagailu bidezko teknika ezberdinak zeintzuk izan diren deskribatzen da.

Bigarren atalean, teknika ezberdinen bidez eskuratu diren emaitzak eta hauen eztabaida aurkezten dira. *Laugarren* eta *bosgarren kapituluetan*, azaleratutako zein itsaspeko iraganeko plataformak deskribatzen dira, horien kotak, dimentsioak eta beste aldagai batzuk aztertuz. *Seigarren kapituluan*, berriz, aztertu diren gaur egungo itsas mailaren gaisetiko metakin desberdinak deskribatzen dira, egindako datazioen emaitzak gehituz. *Zazpigarren kapituluan*, denboran gertuen dagoen epea aztertzen da. Azken maximo glaziarretik (AMG) hasita, gaur eguneraino kosta-lerroak izan duen eboluzioa, eta azken urteetan kosta-lerroaren aldaerak nolakoak izan diren jakiteko lagungarriak diren bi tekniken emaitzak azaltzen dira.

Hirugarren atalean, *zortzigarren kapituluan*, eskuratutako datuen bidez ikerketa eremuak denboran zehar izandako eboluzio orokorra nolakoa izan den plazaratzen da, ondorio nagusien laburpen bat eginez. Bukatzeko, etorkizunerako lan batzuen aipamen bat egiten da.

1.5 Kapituluaren laburpena

Ikerketa eremua Iberiar penintsularen iparraldean kokatuta dago, eta Euskal Herriko Bizkaia eta Gipuzkoa probintzietako kostaldeak barne hartzen ditu. Funtsezko ikerketa gunetik at ere egin dira behaketa eta azterketak. Ostende eta Sonabian (Kantabria) hain zuzen ere, jatorrizko ikerketa eremutik mendebaldera.

Ikerketa eremuko azaleratutako arrokei dagokienez, eremu jakin batzuetan, Behe Kretazeoko kareharrizko arrokek aurki daitezke, eta kosta-lerroaren gehiengoan, aldiz, Kretazeo eta Eozeno garaiko flysch motako arrokek azaleratzen dira.

Gaur egungo kostaldea E-W norabidean orientatutako 150 km inguruko luzera duen kosta-lerro irregularra da, labar, lurmutur, uharte, badia eta hondartzez eratua. Kosta-lerroaren %90 inguru labarrez edota substratu arroksuz eratua dago, eta hondartzek aldiz litoralaren %10a hartzen dute.

Itsas klimari dagokionez, Ipar-mendebaldetik sartzen diren itsaskietako olatuak izaten dira nagusi.

1.6 Summary of the chapter

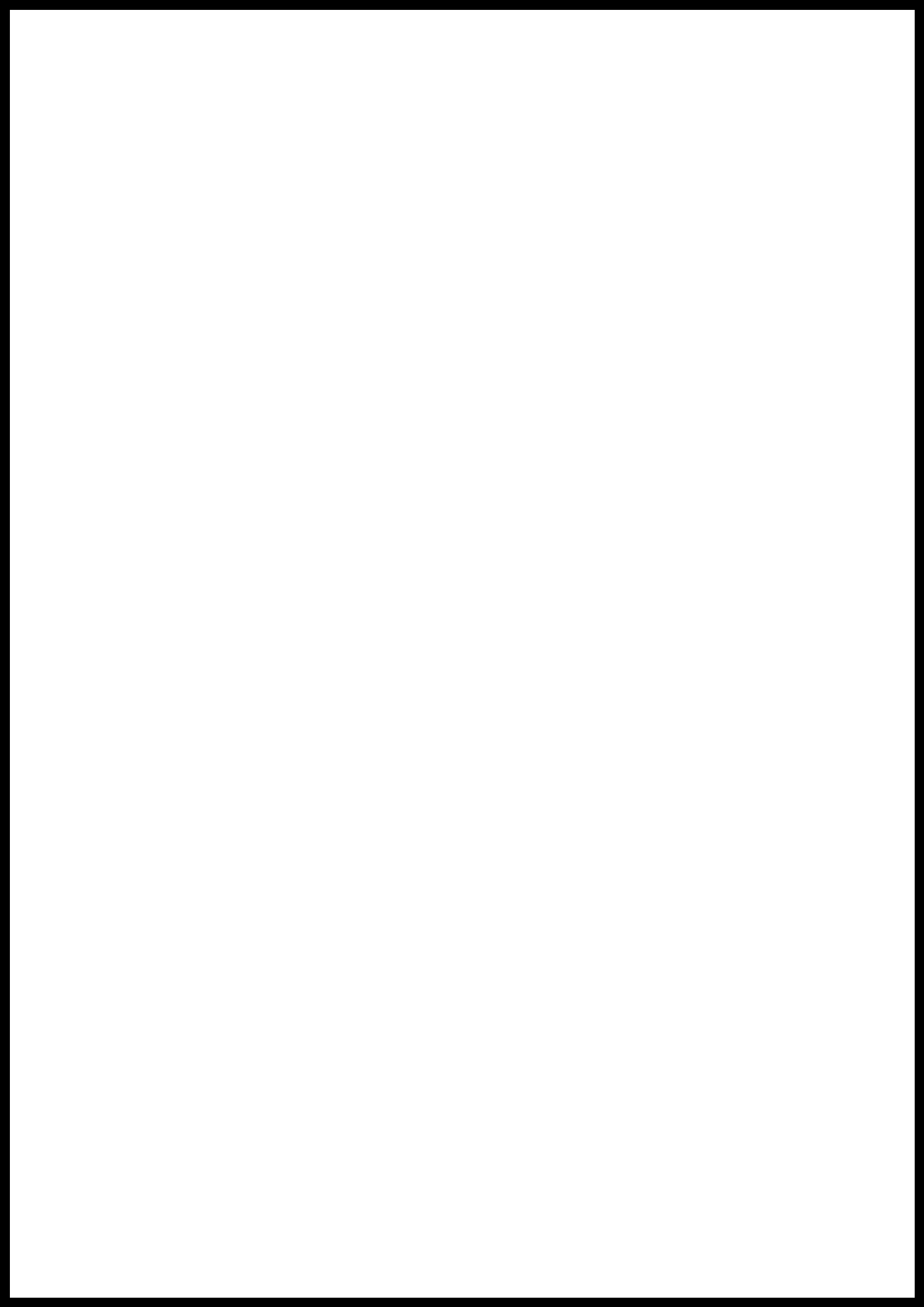
The study area is located in the north of the Iberian Peninsula and covers the littoral of the provinces of Bizkaia and Gipuzkoa in Basque Country. Some observations and analysis were also conducted out from the essential study area. Specifically, in Ostende and Sonabia (Cantabria) to the west of the original study area.

With regard to the rocks in the emerged area in some areas, limestones of the Lower Cretaceous outcrop, while most of the coastline presents flysch type rocks of Cretaceous and Eocene age.

The current littoral zone presents an irregular ca. 150 km long shoreline, oriented in the E-W direction, with cliffs, capes, islands, bays and beaches. Cliffs or rocky substrates comprise 90% of the shoreline, while beaches account for the remaining 10%.

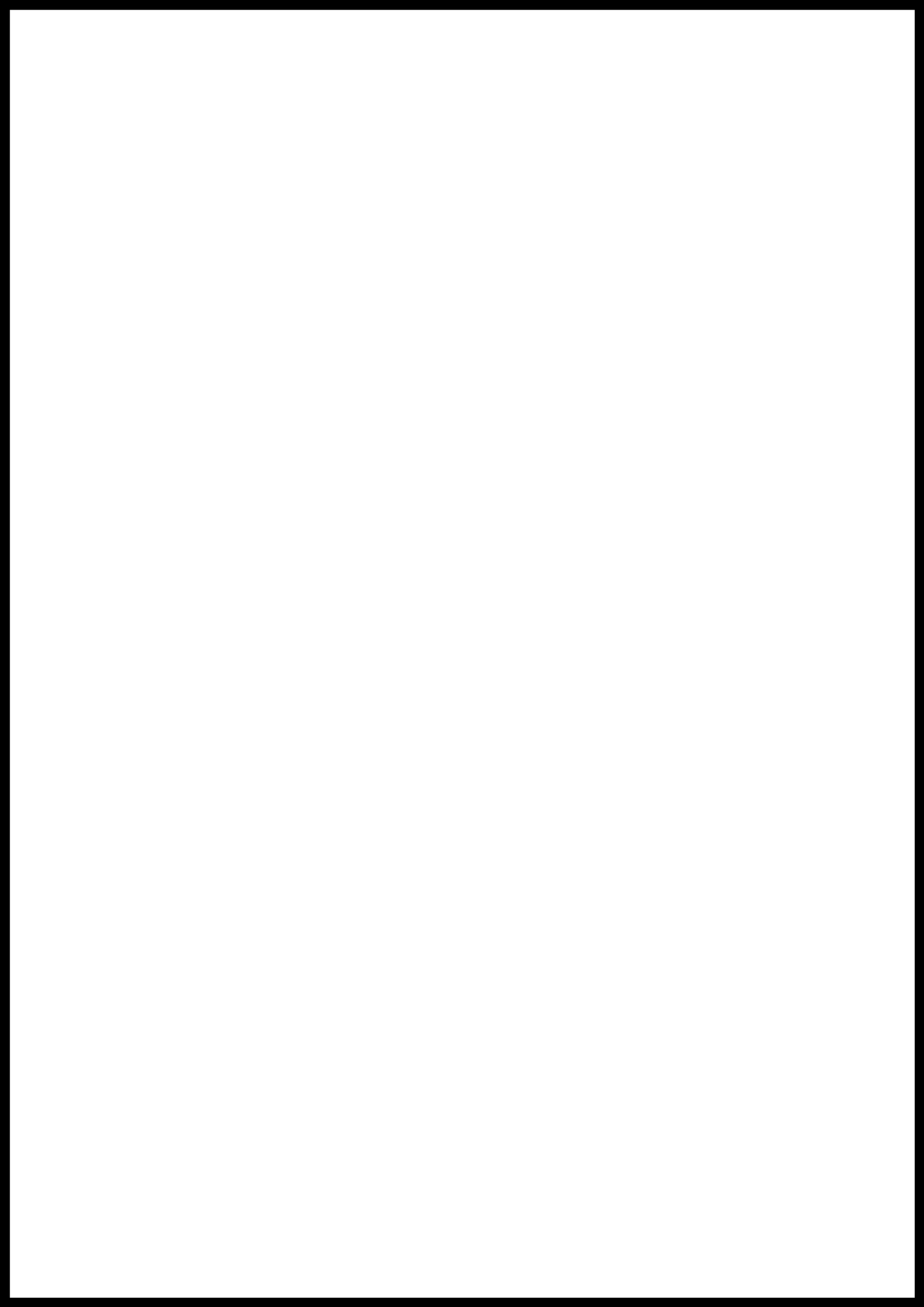
The area is dominated by north-west swell waves in the sea climate.

I. ATALA



OINARRIAK





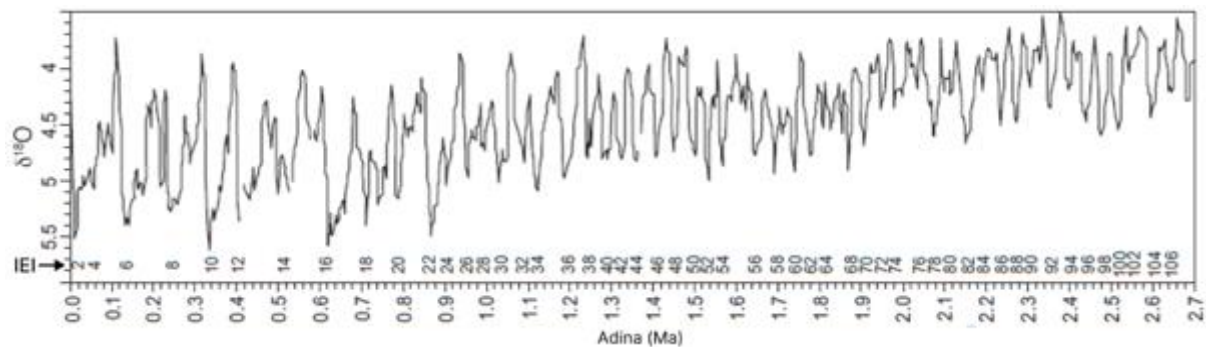
2. KAPITULUA: OINARRIAK

Kostaldeko plataforma arroksuak itsasoaren dinamikarekin erlazioatutako adierazle geomorfologikoak dira. Itsas maila ordea, ez da geldirik mantendu kota berean iraganean, eta gorabeherak pairatu ditu, batez ere klima aldaketen ondorioz. Itsas mailaren antzinako posizioak zehazteko hainbat teknika ezberdin erabili dira, oxigeno isotopoetatik hasita, koral edota espeleotemetaraino. Era berean, iraganeko kostaldeko plataforma arroksuak ere, oso adierazle erabilgarriak dira itsas mailaren fluktuazioak ezagutzeko. Ikerketa eremuan, aurretik ez dira gai honi buruzko lan asko burutu, batez ere itsaspean, eta ez dira metakin asko deskribatuak izan. Hala ere, gainontzeko kantaular isurialdean ikerketak ohikoagoak izan dira eta hainbat metakin deskribatu dira literaturan.

Atal honetan, iraganeko itsas maila ezagutzeko teknika ezberdinen deskribapena egiten da eta kostaldeko plataforma arroksuen inguruko testuingurua aurkezten da. Horretaz gain, aurretiaz ikerketa eremuan eta kantaular isurialdean egin diren ikerketa ezberdinak aipatzen dira, iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen maila ezberdinak, itsas mailei atxikita deskribatu diren metakinak, eta goratze-tasak deskribatuz.

2.1 Itsas mailaren gorabeherak

Hainbat iturri erabili izan dira iraganeko klimaren eta itsas mailaren aldaketak ezagutzeko. Horien artean, Kuaternarioan zehar denboran atzera joateko gehien erabili direnak oxigeno isotopoen erregistroak izan dira, bai itsas hondoko sedimentu zundaketetako fosiletatik zein poloetako izotz zundaketetako uretatik eskuratuta. Emiliani (1955) ohartu zen foraminifero fosil batzuen maskorreko oxigenoaren seinaleak gorabeherak zeuzkala denboran zehar, eta hauek ozeanoko tenperatura aldaketen ondorio izango zirela. Hau horrela, Pleistozeno garaian gutxienez 15 glaziazio gertatu zirela aipatu zuen. Gaur egun glaziazioak izendatzeko, isotopo hauen fluktuazioetan oinarritzen da, itsas estadio isotopiko (IEI) bezala definituz (ingelesez *Marine isotope stages*, MIS izango litzateke) (2.1. irudia). Beraz, gaur egungo egoera interglaziala IEI 1a litzateke, eta azken garai glaziala IEI 2a. Shackleton eta Opdyke-k (1973) adierazi zuten, tenperatura aldaketez gain, izotz bolumenen aldaketak zirela isotopoen aldaketa horien erantzule nagusiak. Sedimentu zundaketetako datuetatik abiatuz, zehaztasun eta denbora tarte ezberdinetarako itsas mailaren aldaketa kurbak eratu dira (e.g. Lisiecki eta Raymo, 2005; Rohling *et al.*, 2009; Grant *et al.*, 2012, 2014). Era berean, izotz zundaketek ere, iraganeko garai glazial eta interglazialen arteko txandakapenak agerian utzi dituzte (e.g. Dansgaard eta Oeschger, 1989; Petit *et al.*, 1999; Dreyfus *et al.*, 2007; Cronin, 2010; Masson-Delmotte *et al.*, 2010).

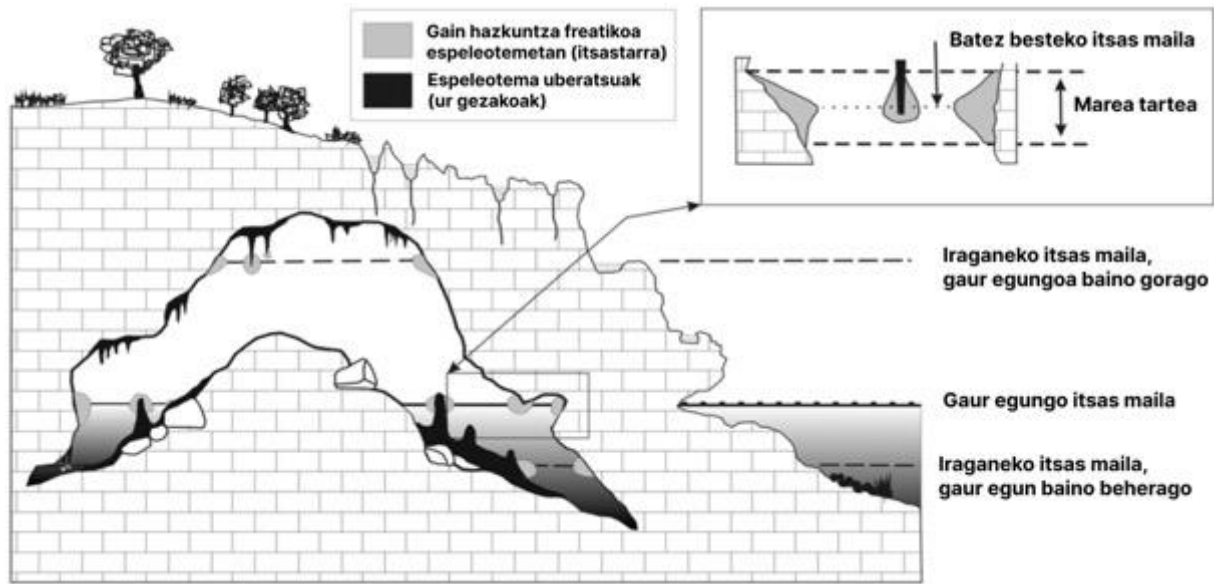


2.1. irudia. Oxigeno isotopoaren seinalearen bilakaera Kuaternarioan zehar. Garai glazialak zenbaki bikoitien bidez adierazten dira (Murray-Wallace eta Woodroffe, 2014).

Bestalde, itsas mailaren eboluzioa jakiteko badira beste adierazle batzuk ere, itsasoan sakonera jakin batzuetan bizi diren izaki bizidunen azterketa esaterako. Horren erakusle nabarmenenetakoak korallak dira. Izan ere, sakonera tarte estu batzuetan bizitzeaz gain, denboran zehar mantentzeko aukera altuak dauzkate eta gainera datagarriak dira (Murray-Wallace eta Woodroffe, 2014). Hau horrela, hainbat lan izan dira hauetan oinarrituta iraganeko itsas mailen gorabeherak aztertzeko (e.g. Broecker *et al.*, 1968; Macintyre, 1967; Chappel, 1974; Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 2010). Era berean, ikerketa eremura inguratuta, estuarioetan egindako zundaketetako espezie ezberdinen distribuzio kuantitatiboak kontuan hartuta (besteak beste foraminifero, diatomea edota ostrakodoak), Holozenoko itsas mailaren eboluzioa nolakoa izan zen jakitea ere lortu da (Leorri eta Cearreta, 2004; Leorri *et al.*, 2012; Garcia-Artola *et al.*, 2018).

Beste teknika batzuek kostaldean kokatutako kobazuloetako espeleotemak erabiltzen dituzte. Kasu hauetan, itsas mailak kobazuloa partzialki urperatzen zueneko mailak ikus daitezke itsas espeleotema freatiko moduan, bai kobazuloen paretetara atxikita edota lehenagotik zeuden espeleotema meteorikoei lotuta (2.2. irudia). Bestalde, mareen tarte eta batez besteko itsas maila ere zehaztu daitezke metodologia honen bidez. Espeleotema itsastar hauen adina U/Th bitartez lortu daitekeenez, itsas maila kota jakin batean noiz egon zen jakitea ere posible da (e.g. Tuccimei *et al.*, 2003).

Itsas mailaren gorabeheren laburpen txiki bat egingo bagenu, Pliozenoan eta Pleistozeno hasieran itsas maila ziklo laburretan (ca. 40 ka) eta anplitude txikiarekin (~80 m) aldatu zen. Gerora, Pleistozeno erdialdetik aurrera, periodo luzeagoko (ca. 100 ka) eta anplitude (~120 m) handiagoko zikloetara eraldatu zen (Pedoja *et al.*, 2014). Esaterako, Azken Maximo Glaziarrean (AMG) itsas maila -125 eta -134 m inguruko sakonera kokatuta egon zen. Hala ere, nahiz eta ez den ohikoena izan Pleistozenoan zehar, itsas maila gaur egun baino gorago kokatu den garaiak ere izan dira, azken interglaziarrean (IEI 5e) (5-10 m artean) edota IEI 11 garaian (6-13 m artean) esaterako (Gulev *et al.*, 2021).



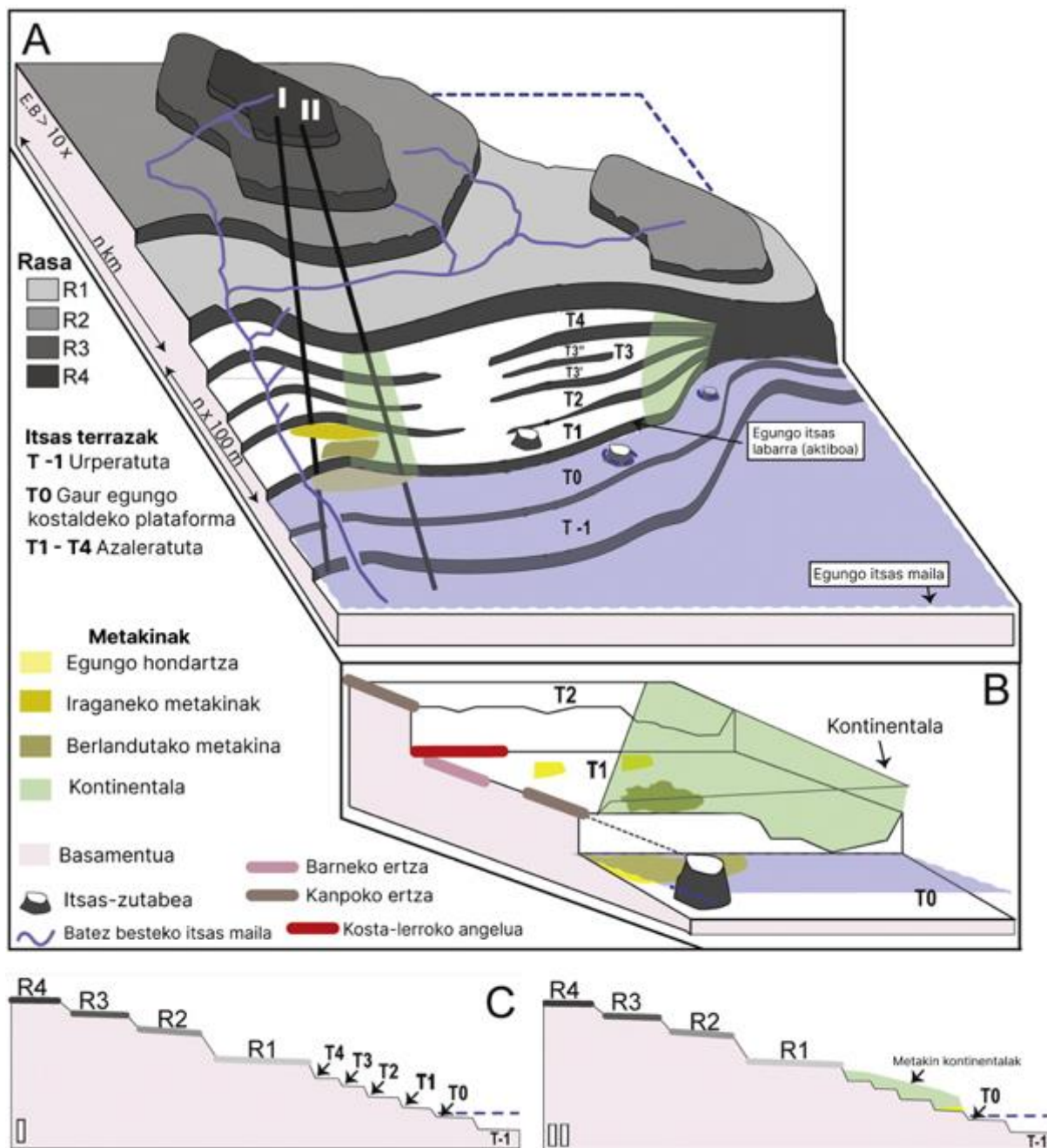
2.2. irudia. Karst litoralaren irudikapen eskematikoa, non gain hazkuntza freatikoa itsastarrak, gaur egungo eta iraganeko itsas mailaren adierazleak izan daitezkeen (Tuccimei *et al.*, 2003).

2.1.1 Kostaldeko plataforma arroakatsua itsas mailaren adierazle bezala

Lehenago aipatutako teknika horiez gain, itsas mailaren gorabeherak hainbat aztarna geomorfologiko uzten dituzte, hala nola hareazko hondartzak, *notch*-ak edota kostaldeko plataforma arroakatsua (KPA). KPAk gaur egungo hainbat itsasertzetan aurki daitezkeen gainazal ia lauak dira, zeinak labar batez mugatuta egoten diren kontinenterantz (e.g. Lajoie, 1986; Regard *et al.*, 2010; Burbank eta Anderson, 2011; Murray-Wallace eta Woodroffe, 2014; Prémaillon *et al.*, 2018). Hauen itsasoranzko okerdura 1-3° (Anderson *et al.*, 1999) edota 1-5° (Alvarez-Marron *et al.*, 2008) ingurukoa izan daiteke. Plataformaren eta itsaslabarraren arteko elkarguneari, kosta-lerroko angelua deritza eta azal laua eratu zenean itsas mailak eduki zuen kota maximoaren erakusle da (Lajoie, 1986) (2.3. irudia).

Egun munduko itsasertze askok eskailera itxurako sekuentziak erakusten dituzte itsas mailaren gorabeheren eta lurrazaleko mugimendu bertikalen ondorioz (tektonika, isostasiaz eta abarren ondorioz). Hortaz, iraganeko kostaldeko plataforma arroakatsua altuera desberdinetara aurkitzen dira gaur egun (e.g. Pedoja *et al.*, 2011, 2014) eta metakin itsastar zein kontinentalez estalita egon daitezke (e.g. Álvarez-Marrón *et al.*, 2008; Pedoja *et al.*, 2018; Jara-Muñoz *et al.*, 2019; de Gelder *et al.*, 2020; Muhs, 2022). Iraganeko kostaldeko plataforma arroakatsuei, rasa eta itsas terraza deritze, eta antzinako itsas mailaren posizioen gordailu geologikotzat jotzen duten elementu geomorfologikoak dira (Lajoie, 1986; Burbank eta Anderson, 2011). Rasak, plataforma poligeniko zabalak izango lirarteke, zeinak Pleistozeno hasiera-erdialdean edota garai zaharragoetan eratu ziren (itsas mailaren oszilazioak azkarragoak eta anplitudea txikiagoa zirenean) eta batez ere goratze baxuko eremuekin lotuta dauden. Itsas terrazak aldiz, plataforma estuagoak eta gazteagoak izango lirarteke (e.g. Pedoja *et al.*, 2014, 2018; de Gelder *et al.*, 2020) (2.3. irudia). Aipatu beharra dago, dena den, lan honetako kapituluetan

“iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu (IKPA)” lez aipatu direla azaleratuta kota altuagora aurkitutako elementu geomorfologikoak. Izan ere, hasiera batean beraien adinaren informazio zehatzik ez edukitzeaz gain, adinagatik ziurrenik rasa bezala definitu zitezkeen kota altuetako iraganeko plataforma batzuen zabalerak estuak izan dira. Horregatik, azken kapitulura arte, “iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu (IKPA)” izan da erabilitako terminoa.

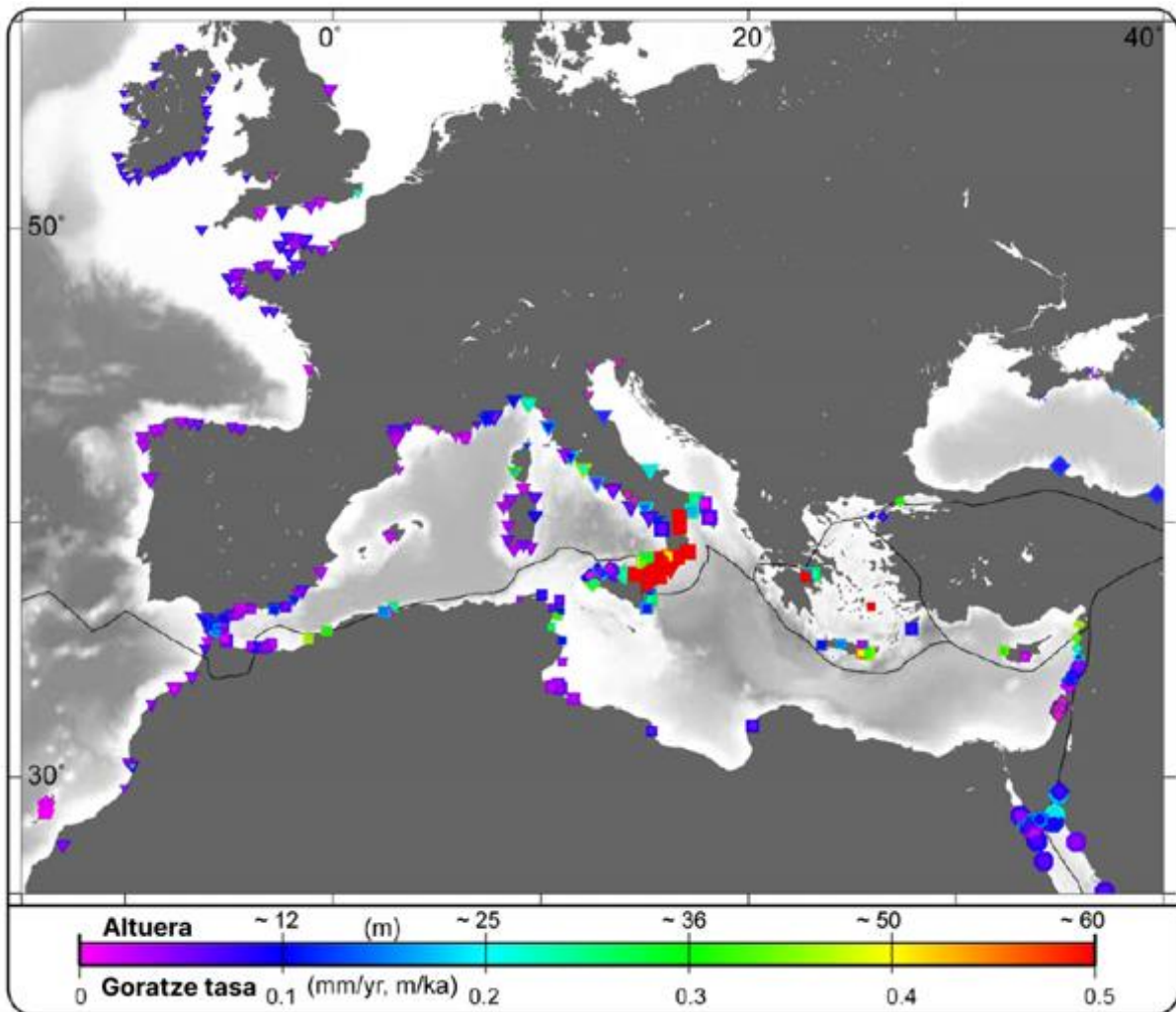


2.3. irudia. Kostaldeko eskailera itxurako sekuentzien irudikapen eskematikoa. A) Itsas terraza eta rasen sekuentzia. B) Itsas terraza batzuen irudi zehatzagoa. C) Altuera profilak (Pedoja *et al.*-etik (2018) moldatua).

Nolanahi ere, azaleratzen direnean beraien detekzioa ez da askotan erraza izaten. Izan ere, kanpo eragileek, prozesu flubial, karstiko zein glaziarrek direla esaterako, edota metakin kontinentalez estalita egoteak, beraien jatorrizko morfologia eraldatu eta izkutatzen dute (Pedoja *et al.*, 2014).

Horregatik, higadura azal leuna dolinez eraldatuta azaldu daiteke, bertako tontorrak izanez jatorrizko gainazalaren aztarna bakarrak, edota higadura flubialek gainazala gunee txikiagotan banatu dezakete.

Itsas mailaren bilakaera datuen eta elementu geomorfologiko hauen altuera datuen uztarketak, oso baliotsuak egiten dituzte eskualde baten gertatu den goratze eboluzioa ezartzeko eta goratze-tasak kalkulatzeko (2.4. irudia) (e.g. Lajoie *et al.*, 1991; Pirazzoli *et al.*, 1993; Melnick *et al.*, 2009). Esaterako, IEI 5e garaitik gaurdaino gertatutako goratze bertikala $0,01 \pm 0,01$ mm/a-koa da gunee beroetan eta kontinenteen arteko talka guneeetan aldiz $1,47 \pm 0,08$ mm/a-ra igotzen da (Pedoja *et al.*, 2014).



2.4. irudia. Goratze-tasak eta IEI 5e garaiko iraganeko kosta-lerroen batez besteko altuerak Europan (Pedoja *et al.*, 2014).

Gainera, kostalde arroksuetan higadura prozesuak izan ohi dira nagusi, eta hauek beste aztarna geomorfologiko batzuk ere uzten dituzte, hala nola, arkuak (arroka zubi naturalak), itsas zutabeak edota itsaslabar aktiboak (egun kosta-lerroaren atzerakada daukatenak) (Sunamura, 1992) (2.3. irudia, 2.5. irudia). Zehaztasun handiagoz, itsas zutabeak jatorrian itsaslabarraren parte ziren arroka pilareak dira, gaur egun kontinentetik bananduta azaltzen direnak irlatxoak eratuz. Itsas zutabe horietako

gainaren kotak, lauak diren kasuetan, justu gainean daukaten plataformaren kota eman dezakete, beraien oina plataforma gazteago batean daukaten bitartean.



2.5. irudia. Itsas zutabeak Hendaiako Hondarraitz hondartzako ekialdean, ikerketa eremutik ekialdera kokatuta. Lerro gorri ez jarraiak, kostaldeko gainazalaren jarraikortasuna adierazten du itsas zutabeen.

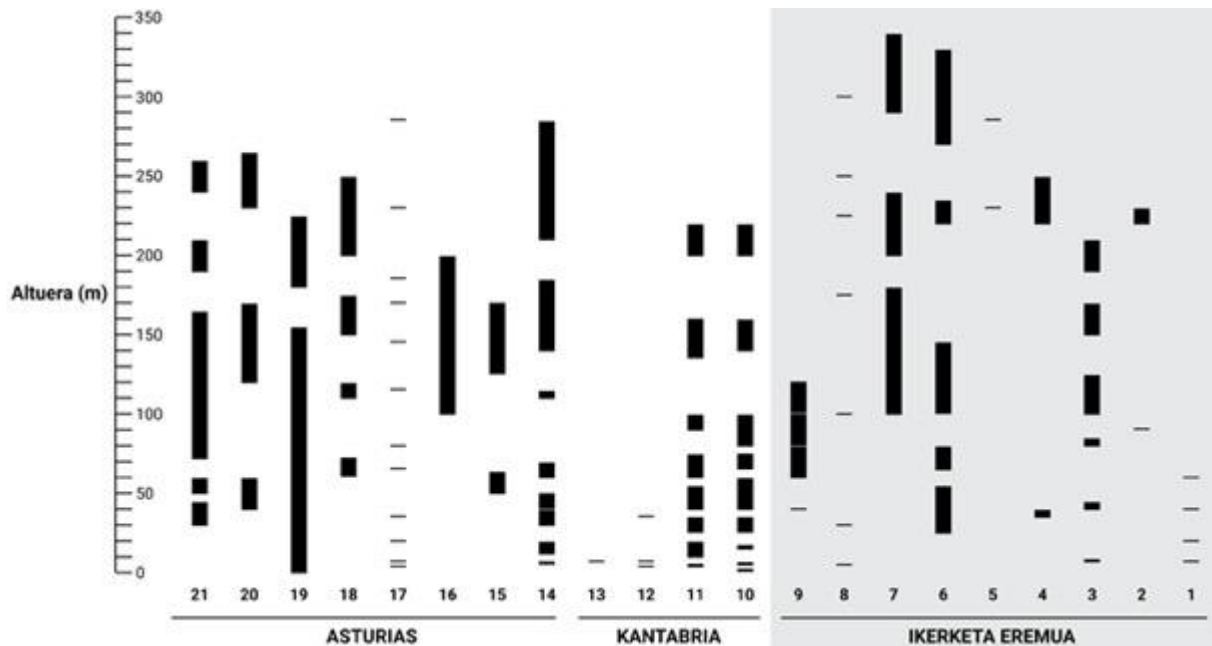
2.2 Aurretik egindako lanak ikerketa eremuan eta inguruan

2.2.1 Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuak (IKPA)

Kantauriar isurialdeko eremuan, oro har, altuera ezberdinetan kokatutako hainbat plataforma detektatu dira, gainazal bakar bat soilik detektatu beharrean. Egindako ikerketa gehienak, eskualde oso bat aztertu beharrean (adibidez, Asturias, Kantabria edo gure ikerketa eremua bera) (eremuak [1.1. irudia](#), [2.7. irudian](#) ikus daitezke), kostaldeko segmentu eta altuera tarte zehatz batean burutu dira. Orokorrean, hainbat maila definitu dira, iraganeko plataforma bakoitzaren zehaztasun maila eta altuera tartea aldakorra delarik ikerketaren arabera. Ikerketa eremuan, 7 maila ezberdin izan dira lan bakar batean definitutako kopururik altuenak, kasu honetan Jaizkibelen burututako azterketan (Ferreres, 2019). Kantabrian edota Asturiasen egindako lanetan, ordea, gehienez 9 (Moñino, 1986) eta 12 (erdialdea eta ekialdea ardatz hartuz) (Flor eta Peon, 2004; Flor eta Flor-Blanco, 2009) izan dira deskribatutako mailak ([2.6. irudia](#); I-1. [taula osagarria](#)). Lan guztiak batuta, aldiz, esan daiteke ikerketa eremuan 13 maila ezberdin inguru daudela, Kantabrian 9 horiek mantenduko lirateke eta Asturiasen, berriz, 12 gutxi gora behera. Dena dela, Alvarez-Marrón *et al.*-ek (2008) plataforma bakar bat definitu zuten Asturias mendebalderako, zeinak kosta-lerroko angeluaren baxuagotze bat erakusten zuen ekialdetik mendebaldera, 220 m-tik 100 m-ra. Gainera, faila batzuekin erlazionatzen diren altuera aldaketa bortitzak ere erakusten ditu gainazal honek.

Ikerketa eremuan definitutako mailarik altuena 290-340 m-ra kokatzen da (Aranburu *et al.*, 2015). Kantabrian, gainazal baten altuera maximoa 200-220 m-tan finkatu zuten (Moñino, 1986; Moreno *et al.*, 2009), eta Asturiasen, aldiz, 285 m-tan (Flor eta Peon, 2004; Flor eta Flor-Blanco, 2009). Altuera minimoei dagokienean, berriz, azterketa eremuan 5 m-ra detektatu da maila bat (Ferreres, 2019), eta

Kantabrian eta Asturiasen, ostera, 1,5-3 m (Moñino, 1986) eta 4 m-tan (Flor eta Peon, 2004; Flor eta Flor-Blanco, 2009) detektatu dira, hurrenez hurren.



2.6. irudia. Aurretik egindako ikerketetan detektatutako maila ezberdinen irudikapen eskematikoa. Barra beltzek maila ezberdinak adierazten dituzte, beraien kota tartea adieraziz. Beheko zenbakiak I-1. taula osagarrian azaltzen diren lanak adierazten dituzte.

Honetaz gain, aurretik egindako ikerketa batzuek, kantauriar kostaldeko ekialdeko (ikerketa eremuko) gainazal batzuk, erdialdeko eremuan (Asturiasen) baino goratuago daudela aipatzen dute. Asturiasen 35 m-ra kokatutako plataforma, esaterako, 40 m-ra legoke ikerketa eremuan (Bruschi eta Remondo, 2019). Maryk (1979) ere komentatu zuen goratzea nabarmenagoa zela kantauriar kostaldeko ekialdean mendebaldean baino. Hala ere, altuera desberdintasun hau ez da ikusten kotarik baxuenetan (10 m-tik behera) finkatutako gainazaletan (Bruschi eta Remondo, 2019; López-Fernandez *et al.*, 2020).

Iparraldera eginda Atlantikoko kostaldean, Gironde estuario eremuan (Burdeos iparraldean), azken interglazialeko aztarnak gaur egungo kostalderoaren ia kota berean azaltzen dira eskualde honetan (Bosq *et al.*, 2019). Bestalde, lanean adierazten duten bezala, beraien ikerketa eremutik 120 m inguru hegoaldera, arroaren erdialdea hondoratzen ari da 0,5 mm/a abiadan (Klingebliel eta Legigan, 1992).

Itsaspeko eremuari dagokionez, azken hamarkadetako aurrerapen teknologiko nabarmenek ur azpian dagoen atalaren azterketa zehaztasun handiz egitea ahalbidetu dute. Galparsoro *et al.* (2010) izan ziren ikerketa eremuko itsaspeko elementuak zehaztasun handiz karakterizatzen lehenak, eta zortzi itsas terraza identifikatu zituzten ikerketa eremuan ondoko sakoneretan: 37 m, 52 m, 56 m, 70 m, 73 m, 75 m, 87 m eta 92 m.

2.2.2 IEI 5e garaikotzat proposatu diren metakin sedimentarioak

Orokorrean, ikerketa eremuko kostaldean higadura da nagusi, hondartza kopuru baxuarekin. Kantauriar kostalde osoan 9 metakin deskribatu dira IEI 5e garaian itsas mailak izan zuen kotarekin lotura eduki dezaketela iradoki direnak (Pedoja *et al.*, 2018; Sainz de Murieta, 2021) (2.7. irudia). Honako hauek, gaur egungo hondartzetatik gertu aurkitzen dira, eta nagusiki legarrez eta hareaz osatutako metakinak dira. Beraien altuera maximoak, 4 ± 1 m eta $7,5 \pm 2,5$ m artean kokatzen dira, nahiz eta metakin gehienen kota 6 ± 1 m-ra aurkitzen den (Pedoja *et al.*, 2018). Kalkulurik zehatzena Oyambreko azaloramenduan egin da, non higadura azala 4,84 m-ra neurtu den (Sainz de Murieta, 2021).



2.7. irudia. Ikerketa eremua Europako ozeano atlantikoko kostaldean, Kantabria, Asturias eta Galizia eskualdeekin mendebaldera. Kantauriar kostaldean IEI 5e garaikoak izan daitezkeela iradoki diren metakinen kokapen eta altuera, jatorrizko ikerketa eremutik mendebaldera (Pedoja *et al.*, 2018; Sainz de Murieta, 2021).

2.2.3 Goratze-tasa tektonikoak

Ikerketa eremuko goratze-tasen harira, Pedoja *et al.*-en (2018) datu-basea oinarri hartuta, ikerketa eremutik gertuen aurkitzen diren datuetan, 0,049 m/ka-ko goratze-tasa erregistratu da IEI 5e-tik. Bestalde, adin zaharragoko datuak kontuan hartuz, bestelako altxatze tasak ere kalkulatu dira. Alvarez-Marron *et al.*-en (2008), rasa batean 1-2 Ma-tako adin minimoa aintzat hartuz, 0,07 eta 0,15 m/ka-ko goratze-tasa kalkulatu zuten Asturiasen. Jiménez-Sánchez *et al.*-ek (2006, 2011) berriz, 60 m-ko altueran kokatutako rasa baten azpiko espeleotema bat datatuz, 0,06 eta 0,15 m/ka-ko tasak finkatu zituzten.

2.3 Kapituluaren laburpena

Kuaternarioan zeharreko klima eta itsas mailaren aldaketak ezagutzeko gehien erabili diren teknikak oxigeno isotopoen erregistroak izan dira, bai itsas hondoko sedimentu zundaketetako fosiletatik, zein poloetako izotz zundaketetako uretatik eskuratuta.

Ploizenoan eta Pleistozeno hasieran itsas maila ziklo laburretan (ca. 40 ka) eta anplitude txikiarekin (~80 m) aldatu zen. Gerora, Pleistozeno erdialdetik aurrera, periodo luzeagoko (ca. 100 ka) eta anplitude (~120 m) handiagoko zikloetara eraldatu zen. Itsas mailaren adibide gisa, Azken Maximo Glaziarrean (AMG) esaterako itsas maila -125 eta -134 m inguruko sakoneran kokatuta egon zen. Hala ere, beste garai batzuetan itsas maila gaur egun baino gorago kokatu ere egon da, azken interglaziarrean (IEI 5e) (5-10 m artean) edota IEI 11 garaian (6-13 m artean) esaterako.

Kostaldeko plataforma arroksuak, gaur egungo hainbat itsasertzetan aurki daitezkeen gainazal ia lauak dira, zeinak labar batez mugatuta egoten diren kontinenterantz. Iraganeko kostaldeko plataforma arroksuei, rasa eta itsas terraza deritze. Rasak, plataforma poligeniko zabalak izango lirateke, zeinak Pleistozeno hasiera-erdialdean edota garai zaharragotan eratu ziren (itsas mailaren oszilazioak azkarragoak eta anplitudea txikiagoa zirenean) eta batez ere goratze baxuko eremuekin lotuta. Itsas terrazak aldiz, plataforma estuagoak eta gazteagoak izango lirateke. Azaleratzen direnean beraien detekzioa ez da askotan erraza izaten, kanpo eragileek edota beste metakin batzuek, beraien jatorrizko morfologia eraldatu eta izkututzen baitute. Gainera, kostalde arroksuetan higadura prozesuak izan ohi dira nagusi, eta hauek beste aztarna geomorfologiko batzuk ere uzten dituzte, hala nola, itsas zutabeak.

Itsas mailaren bilakaera datuen eta adierazle geomorfologiko hauen altuera datuen uztarketak, oso baliotsuak egiten dituzte eskualde baten gertatu den goratze eboluzioa ezartzeko eta goratze-tasak kalkulatzeko

Kantauriar isurialdeko azaleratutako eremuan, oro har, altuera ezberdinetan kokatutako hainbat plataforma detektatu dira, gainazal bakar bat soilik detektatu beharrean. Ikerketa eremuan, lan guztiak batuta, esan daiteke 13 maila ezberdin inguru daudela, Kantabrian aldiz 9, eta Asturiasen berriz 12 gutxi gorabehera. Ikerketa eremuan definitutako mailarik altuena 290-340 m-ra kokatzen da. Kantabrian 200-220 m-ra eta Asturiasen aldiz 285 m-ra.

Itsaspeko eremuan, zortzi itsas terraza identifikatu dira ikerketa eremuan -37 m eta -92 m artean.

Kantauriar kostalde osoan 9 metakin deskribatu dira, IEI 5e garaian itsas mailak izan zuen kotarekin lotura eduki dezaketela iradoki direnak. Beraien altuera maximoak, 4 ± 1 m eta $7,5 \pm 2,5$ m artean kokatzen dira, nahiz eta kasu gehienetan 6 ± 1 m-ra aurkitzen den. Kalkulurik zehatzena Oyambreko azaloramenduan egin da, non higadura azala 4,84 m-ra neurtu den.

Goratzeko tektonikoari dagokienez, hainbat goratze-tasa aipatzen dira. Ikerketa eremutik gertuen aurkitzen diren tokietan, 0,049 m/ka-ko goratze-tasa erregistratu da IEI 5e-tik. Asturiasen aldiz, rasa baten 1-2 Ma-tako adin minimoa aintzat hartuz, 0,07 eta 0,15 m/ka-ko goratze-tasa, eta 60 m-ko altueran kokatutako rasa baten azpiko espeleotema bat datatuz, 0,06 eta 0,15 m/ka-koa orain dela 230 ka-tik.

2.4 Summary of the chapter

The most commonly used approaches to unravel the climate and sea level variations during the Quaternary have been the oxygen isotope records, obtained from fossils of sediment cores from the bottom of the sea, and from the water from ice cores from the poles.

In the Pliocene and at the beginning of the Pleistocene sea level varied in fast cycles (ca. 40 ka), and low amplitude (~80 m). Then, since the Middle Pleistocene, it has switched to longer periods (ca. ~100 ka) and higher amplitude (~120 m) cycles. As sea level examples, in the Last Glacial Maximum (LGM) the sea level was approximately -125 and -134 m. However, in other periods, the sea level has been higher than at present, such as in the last interglacial period (MIS 5e) (between 5 and 10 m) and in the MIS 11 (between 6 to 13 m).

Rocky shore platforms are almost flat surfaces that can be observed in many coastal areas, which are backed by a cliff to the land. Ancient rocky shore platforms are termed marine terraces and rasas. The rasas would be wide polygenic terraces of early to Mid-Pleistocene ages or older (when sea level oscillations were faster and amplitudes lower) and mainly related to areas of low uplift. On the other hand, marine terraces would present narrower platforms and would be younger. When emerged, their detection is not easy many times, because their original morphology can be transformed or hidden through external processes or because they have been covered by deposits. Furthermore, rocky shores are dominated by erosive processes that leave other morphological remnants such as sea-stacks as well.

The combination of the sea level evolution data and the heights of these geomorphic features, makes them valuable for setting the uplift history of a region and estimating uplift rates.

In the emerged area, along the Cantabrian margin, multiple platforms have been detected at different altitudes, rather than a single surface. In the study area, considering all the studies, approximately 13 levels were defined, 9 in Cantabria and 12 in Asturias. The maximum altitude of a level in the study area was defined at 290-340 m. For Cantabria at 200-220 m, while in Asturias it was set at 285 m.

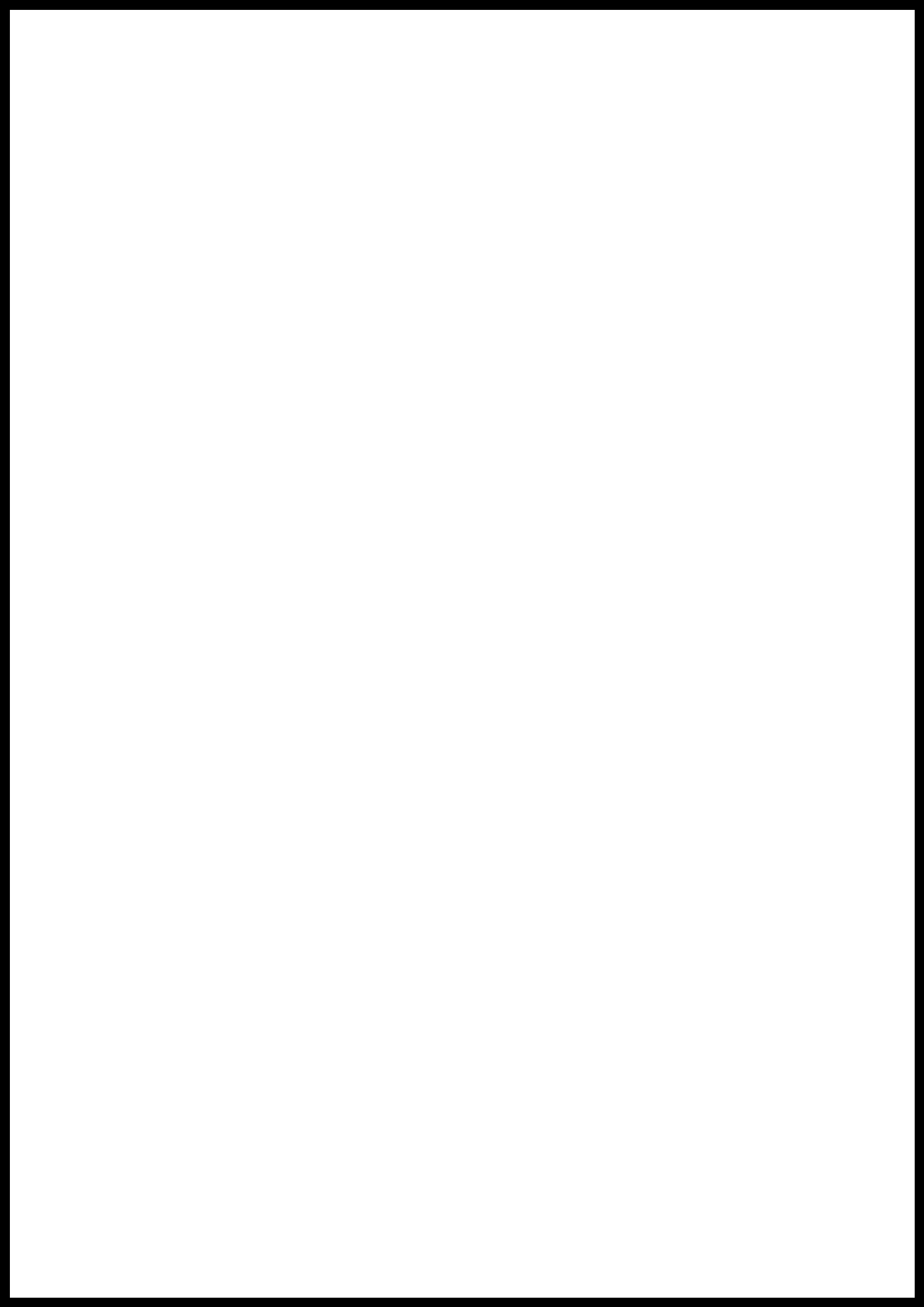
In the submerged area, eight submerged marine terraces have been identified in the study area, between -37 m and and -92 m.

In the Cantabrian margin, 9 deposits were suggested that could relate with the sea level position during the MIS 5e. Their maximum altitude varies between 4 ± 1 m and 7.5 ± 2.5 m, being in most cases of 6 ± 1 m. The most precise measurement was done at the site of Oyambre, where the erosion surface was measured at 4,84 m.

Related to the tectonic uplift, several uplift rates have been documented. The uplift rates recorded in the closest locations from the study area present an uplift rate of 0.049 m/ka since the MIS 5e. In Asturias, taking into account the minimum age of 1-2 Ma of a rasa, a rate between 0.07 and 0.15 m/ka was obtained, while using a speleothem located under a rasa at 60 m, a rate of 0.06 and 0.15 m/ka rate has been described since 230 ka.

DATUAK ETA METODOLOGIA





3. KAPITULUA: DATUAK ETA METODOLOGIA

Aurreko kapituluuan aipatu bezala, kostaldeko plataforma arroksuak (KPA) itsasoranzko malda leun bat duten gainazalak dira, labarrez babestuta daudenak. Kota ezberdinetan kokatuta egon daitezke, urpeko zein azaleratutako eremuetan, itsasoak iraganean izan dituen posizio ezberdinengatik edota lurrazalaren goratzeagatik. Lan honetan egin den analisia kostaldean kokatu da, azaleratutako lehenengo ~2 km-tan (itsas jatorrikoak ez diren prozesuen bidez sor litezkeen eremu lau gehienak sahiesteko), eta urpeko eremuan berriz, -116 m-ko sakonerara arte (eskuragarri dauden datuen sakonera handiena), gutxieneko zabalera Matxitxako lurmuturraren parean erakusten duelarik, ca. 4,5 km-ko distantziarekin -113 m-ko kotara arte. Dena den, morfologia hauen detekzioa ez da horren erraza, beste metakin batzuk estalita egon daitezkeelako edo kanpo prozesuek eraldatuta. Gainera, gainazal horien adina eskuratzeko saiakera ere egin da modelizazio eta histogramen bidez, eta haiekin erlazonatutako metakinak ere aztertu dira. Azkenik, azken transgresioan zehar izandako bilakaera ere aztertu da.

Kapitulu honetan, proiektuan zehar erabili diren datu multzoak eta metodologiak deskribatzen dira, landa, laborategi eta bulegoko lanak uztartuz.

3.1 Datu-iturriak

Aurretik aipatutako helburuak lortu ahal izateko, hainbat datu-iturri konbinatu dira proiektu honetan zehar.

3.1.1 Datu espazialak

Azaleratutako eremuan, informazio iturri nagusia Eusko Jaurlaritzako Datu Espazialen Azpiegitura izan da (<https://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/eu/>). Bertan erabilgarri daude besteak beste 1 m-ko pixel erresoluzioa daukaten Lurrazaleko Eredu Digitalak (LED) eta ortoargazkiak. Funtsezko ikerketa eremutik mendebaldera kokatutako metakinen kasuan aldiz, informazio mota hau Kantabriako Gobernuko webgunetik hartu da (www.cantabria.es).

Eskala eta zehaztasun ezberdineko mapa litoestratigrafikoak daude eskuragarri ikerketa eremuan, azaleratuta dagoen tartean. Proiektu honetan aztertutako kostaldeko litologiaren inguruko datu sinplifikatuak, Euskal Kostaldeko Geoparkearen bitartez eskuratu dira (Geoparkea-CPIE Littoral Basque, 2017), eta baita Abalos-ek (2016) garatutako mapen bidez. Horretaz gain, bereizmen handiagoko informazioa, 1:25.000 eskalako Euskal Autonomia Erkidegoko mapa geologikoetan eskuratu da (Energiaren Euskal Erakundea).

Bizkaiko kostaldeko kobazuloen kokapena eta hauek aztertze laguntza, ADES espeleologia taldeak eskaini digu. Zumaiako kobazuloa berriz, Euskal Kostaldeko Geoparkearen laguntzaz aztertu da. Gainera, Arturo Apraizek eta Javier Elorzak, Karraspio eta Ostendeko metakinen berri eman digute hurrenez hurren.

Itsaspeko erliebeari dagokionean berriz, 5 m-ko erresoluzioko pixelez eratutako Eredu Batimetriko Digitala (EBD) AZTI-Tecnaliak helarazia izan da. Honako hau, -116 m-ko sakoneraraino luzatzen da (Alikanteko batez besteko itsas maila erreferentziatzat hartuz) ikerketa eremuko plataforma kontinentalean zehar. EBDa, sorta anitzeko ekozunga bitartez eratu zen 2005 eta 2008 urteen artean, erresoluzio handiko SeaBat 8125 eta SeaBat 7125 (RESON, 2002, 2006) erabiliz (Galparsoro *et al.*, 2010). Informazio gehiago aurki daiteke Galparsoro *et al.*-en (2009, 2010) lanetan. Itsas hondo motaren inguruko xehetasunak Eusko Jaurlaritzako Datu Espazialen Egituratik eskuratu dira.

Datu espazial hauek guztiak GIS software-en bitartez landu dira. Kasu honetan, bi izan dira erabilitakoak, ArcGIS eta QGIS. Prozesu batzuk Matlab softwarea erabiliz gauzatu dira.

3.1.2 Itsas mailaren kurbak

Ikerketa eremuan aurkitu diren eta itsas mailaren aldaketekin erlazionatuta egon litezkeen ezaugarri morfologikoei testuinguru tenporal bat ezartzeko helburuarekin, itsas mailaren hainbat kurba aztertu dira.

Hasieran, zehaztasuna irabazi asmoz, Goi Pleistozenorako kurba konposatu bat sortu da, Stanford *et al.*-en (2011), Arz *et al.* (2007) eta Grant *et al.*-en (2012) erabilitako itsas mailaren datuak konbinatuz. Stanford *et al.*-en (2011) kasuan, aurretik argitaratuta dauden eremu urrunetako erregistroen konbinaketaz eratutako kurba bat da (xehetasun gehiago ondoko parrafoetan). Arz *et al.* (2007) eta Grant *et al.*-en (2012) kasuan berriz, Itsaso Gorriko sedimentu zundaketetan eskuratutako oxigeno isotopoen analisisian oinarrituta eratutako itsas mailaren berreraiketak dira. Stanford *et al.*-en (2011) kurba eratzeko ondorengo itsas mailaren kurbak erabili dira: Lighty *et al.*, 1982; Shinn *et al.*, 1982; Robbin, 1984; Macintyre *et al.*, 1985, 1995, 2004; Digerfeldt eta Henry, 1987; Fairbanks, 1989; Chappell eta Polach, 1991; Bard *et al.*, 1996, 2010; Hanebuth *et al.*, 2000, 2009; Yokoyama *et al.*, 2000, 2001; Cutler *et al.*, 2003; Toscano eta Lunberg, 2003; eta Peltier eta Fairbanks, 2006. Arz *et al.*-en (2007) itsas mailaren erregistroa, itsas mailaren berreraikipen global gisa definitzen dute. Bestetik, Grant *et al.*-ek (2012), Itsaso Gorriko itsas maila erlatiboa hurbilketa ona dela itsas maila eustatitakoaren (IME) gorabeherak jakiteko aipatzen dute, nahiz eta IMEren aldakortasuna gehienez %10ean gutxietsi dezakeen (Lambeck *et al.*, 2011).

Denboran zehar atzerago joateko, de Gelder *et al.* (2020) lanean aurkezten diren kurbetan oinarrituta, batez beste zehaztasun tenporal handiena daukaten kurbak aukeratu dira. Kasu honetan, Rohling *et al.*

(2009) (Itsaso gorriko itsas maila erlatiboa) eta Grant *et al.* (2014) (Itsaso Gorriko itsas maila erlatiboaren probabilitate maximoko kurba) hautatu dira, orain dela 516 ka eta 492 ka-taraino iristen direnak hurrenez hurren. Bi kurbak, Itsaso Gorriko sedimentu zundaketetako foraminiferoen oxigeno-isotopoen analisisian oinarritzen dira. Rohling *et al.*-ek (2009) itsasoaren maila erlatiboa, itsasoaren maila globalaren gorabeheren neurri gisa berresten dute, -100 m-tik behera ziurgabetasuna handiagoa delarik. Bestalde, Grant *et al.*-ek (2014) itsas maila erlatiboaren eta itsas maila eustatikoaren artean ezberdintasunak egon litezkeela komentatzen dute, bereziki azken maximo glaziarrean eta, oro har, glaziazioetan baino, gehiago deglaziatioetan. Azkenik, Grant *et al.*-ek (2016), Itsaso Gorriko itsas mailaren erregistro erlatiboa, itsas maila globalaren aldaketetarako hurbilketa estua dela aipatzen dute.

Azken transgresioa aztertzeko, ikerketa eremura mugatutako itsas mailaren kurbei dagokienez, azterketa berriek orain dela 10 ka ingurutik gaur egunerainoko datuak plazaratu dituzte (García-Artola *et al.*, 2018). Horretaz gain, artikulu berean, egokitzapen glazial isostatikoaren (EGI) ereduak iragarritako orain dela 12 ka-tarainoko kurba bat ere azaltzen da (Bradley *et al.*, 2016). Ikerketa eremuko itsas mailaren kurba erlatiboa, estuarioetako sedimentu zundaketen azterketa bitartez eratu da. Helburu hori lortzeko, itsas mailaren adierazle desberdinen distribuzioa eta presentzia ikertzen dira (hala nola, foraminifero, diatomeo eta ostrakodoak) (García-Artola *et al.*, 2018).

Azken transgresio osoko bilakaera osatzeko, zehazki AMG-tik aurrerako tartea aztertzen duten hiru itsas mailen kurba hautatu dira: Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) eta Yokoyama *et al.* (2018) (azken biak IPCCko Gulev *et al.*-en (2021) argitalpenean azaltzen dira). Stanford *et al.*-ek (2011) sortutako kurba, eremu urrunetako sei toki giltzarritan berreraikitako itsas mailaren kurbetan oinarritzen da. Kurba hauek guztiak, Monte Carlo motako analisi estatistiko baten bitartez lantzen dira, azken transgresioan zehar itsas mailaren eboluzioaren %99, %95 eta %65eko konfiantza mugak ezartzeko. Bestetik, Lambeck *et al.*-en (2014) kurba eustatikoa, itsas mailaren 1000 adierazle ingurutan oinarrituta dago, zeinak EGIaren bitartez zuzenduta dauden. Hau horrela, batez besteko itsas maila eta %95eko konfiantza mugak ezarri dituzte. Azkenik, Yokoyama *et al.*-en (2018) kurba, Korral Hesi Handiko (Australia) koral fosilen eta alga koralinoen bitartez sortua da, eta itsas maila maximoaren eta minimoaren kurbak eratu dituzte.

3.1.3 Aztarnategi arkeologikoetako informazioa azken transgresiorako

Aztarnategi arkeologikoen garaian garaiko kostarekiko kokapenaren inguruko informazioa, bereziki interesgarri izan daiteke, aztarnategi ezberdinak okupatuta zeudeneko paisaiak nolakoak ziren ondorioztatzeko, eta itsasertzera iristeko egin behar zituzten distantziak bezalako datuak eskuratzeko. Literaturan aipatzen diren aztarnategi ezberdinen artean, itsas aztarnak dituzten aztarnategiak hautatu dira. Ondorengo ataletan, adibide gisa erabilitako aztarnategiak zehazten dira.

3.1.3.1 Arrainak arte parietalean

Euskal Herrian 27 kobazulo daude Paleolitikoko arte parietala daukatena, eta zehazki ikerketa eremuan 20 (Garate, 2015). 20 kobazulo hauetatik, bi tokitan azaltzen dira arrainak arte parietalean, Ekainen eta Altxerrin hain zuzen. Ekainen identifikatutako arraina izokin bat da (Altuna, 2012). Mota honetako espezieek, ibaian gora egiten dute beraien bidea, eta beraz, kobazuloaren inguruetan harrapatua izan zitekeen. Altxerrin ordea, ziurrenik salmonido bat den irudi bat aurkitzeaz gain, beste bi motatako arrainak ere badaude, platuxak eta doradak hain zuzen ere. Honako hauek, nagusiki kostaldean egon ohi diren itsasoko uretako espezieak dira, ibai bokale eta estuarioetan ere aurkitu daitezkeen arren (Altuna, 2012). Altxerriko arte parietal hau gutxi gorabehera orain dela 13 ka sortu zutela kalkulatu zuten (Ruiz eta Gonzalez, 2012).

3.1.3.2 Fauna malakologikoa

Hainbat aztarnategitan aurkitu dira ikerketa eremuan fauna malakologikoa edota arrain hezurak esaterako (e.g. Imaz, 1990; Rossello eta Morales, 2011; Gutierrez Zugasti, 2013).

Adibideetako bat Santa Katalinako kobazuloa da (egungo itsasertzean kokatuta), non kobetako metakin sedimentarioan ikus daitekeenez, kostaldeko baliabide ezberdinak ustiatu zituzten koba erabiltzen zutenek. Bertan moluskuak aurkitu dira I, II eta III mailetan, zeinak Aziliarrean, Magdaleniar bukaeran eta Goi Magdaleniarrean kokatzen diren hurrenez hurren (Vasquez eta Rosales, 2014). Molusku itsastarren ugaritasunaren adierazgarri, lau espezie nagusienak kontuan hartuta (*Patella ulyssiponensis*, *Patella vulgata*, *Monodonta lineata*, *Littorina littorea*), 1.233 indibiduo oso eta 7.212 aztarna zenbatu dira lehenengo mailan, 2.907 eta 8.510 bigarrean, eta 134 eta 872 hirugarrenean. Maila horien muga kronologikoak %95,4ko probabilitatearekin ondokoak dira: I maila, 10,2-12,1 ka; II maila, 12,5-14 ka; III maila, 12,9-15 ka (Berganza eta Arribas, 2014).

3.2 Landa lana

Hainbat landa irteera egin dira xede ezberdinekin. Alde batetik, GIS bitartez identifikatutako morfologiak, mendian ere behatu eta errekonozitu dira. Bestetik, hainbat metakinen analisiak egin dira hauek kontserbatuta dauden tokietan.

Metakinen kasuan, beraiek testuinguruan ezartzeko, hainbat zutabe estratigrafiko eratu dira, osatuta dauden faziesak desberdinduz, eta hauen potentzia, geruzen orientazioa eta barne egiturak deskribatuz. Ondoren, metakinak lagindu dira beraien karakterizazioa burutzeko laborategiko teknika ezberdinen bitartez. Zuzenean lagintzeko azalaramendu egokirik egon ez den tokian, zundaketa bertikalak egin dira. Gaztelugatxe eta Kantauriko Begia kobetako laginketa Martin Arriolabengoa eta Sara Gorostizak burutu dute.

Metakinen altuera zehatza Karraspion (higadura azala eta harea metakinaren oina) eta Ostendeko gunean (legarren gainean), GNSS hartzaile baten bidez neurtu da, Leica GS18 T-a hain zuzen ere (3.1. irudia). Altuera neurtzeko Espainiako datuma, Alikanteko batez besteko itsas maila hartu da erreferentziatzat.



3.1. irudia. Higadura azalaren altuera neurketa Karraspioko metakinean.

3.3 Laborategiko lana

Laborategiko teknika ezberdinak aplikatu dira bi helburu nagusi lortzeko. Alde batetik, a) azalaramendu ezberdinetako sedimentu eta arroken karakterizazioa burutzea. Honen funtsa, metakin sedimentarioek garai ezberdinetako itsas mailarekin izan dezaketen erlazioa argitzea izan da. Bestetik, b) metakinak denboran zehar kokatu ahal izatea.

3.3.1 Sedimentu eta arroken karakterizazioa

Modu ahul batean edo batere zementatu gabe egon diren sedimentu metakinetan, granulometria, partikulen tamaina laser difrakzio bidez aztertzen duen Beckman Coulter LS 13320 MW tresnaren bidez egin da. Horretarako, lehenago lagina 1 mm baino txikiagoko partikuletara bahetu da, eta frakzio hori izan da analizatutakoa. Prozesu hau, tamaina handiagoko partikulek neurketa egiteko erabiltzen den gailua kaltetu ez dezaten egiten da. Neurketa hiru alditan errepikatu da lagin bakoitzeko. Ondoren,

emaitzen analisi estatistiko eta grafikoa Gradistatv9.1 (Blott eta Pye, 2001) softwarea erabiliz gauzatu da.

Optikoki Estimulatutako Lumineszentziaz (OEL) datatu diren laginen kasuetarako, bigarren datu granulometriko batzuk ere eskuratu dira. Izan ere, lagin hauek datatzeko prozesuan, lehenik baheketa heze bat egiten da partikulak tamainen arabera banatzeko. Hortaz, lagina ondoko partikula tamainetan banatu da: buztinak eta lohiak ($< 63 \mu\text{m}$), harea oso finak ($63\text{-}90 \mu\text{m}$ eta $90\text{-}125 \mu\text{m}$ tartetean), harea finak ($125\text{-}180 \mu\text{m}$, $180\text{-}212 \mu\text{m}$ eta $212\text{-}250 \mu\text{m}$ tartetean), eta harea finak baino handiagoak ($>250 \mu\text{m}$).

Era berean, laginaren dataziorako prozesu hori aprobetxatuz, tratamendu kimikoaren baitan sedimentuaren osaeraren inguruko informazioa ere eskuratu da. Tratamendu hau, $90\text{-}125 \mu\text{m}$ eta $125\text{-}180 \mu\text{m}$ tarteteko frakzioetan bakarrik egin da (batzuetan lehendabiziko frakzioa soilik), hauek baitira laginaren adina zehazteko erabiltzen diren partikulen tamainak. Tratamenduak, sedimentua H_2O_2 eta HCl -rekin erreakzionatzean datza. H_2O_2 -aren erreakzio emaitzek, materia organiko kantitatea adieraziko lukete. Bestetik, HCl -rekin erreakzioak, karbonato edukiaren berri emango luke.

Lagin bakoitzeko mineralen identifikazio eta estimazio kuantitiboak X izpien difrakzio bidez egin dira EHU-ko Ikerkuntzarako Zerbitzu Orokorraren laborategietan (SGIker), PANalytical Xpert PRO difraktometro bat erabiliz. Helburu horretarako, lehenik, lagina birrindu egin da agatazko mortero baten bitartez.

Epoxiaren bitartez gogortutako sedimentuaren edota arroka zatien xafla meheak Euskal Herriko Unibertsitateko Geologia Sailean gauzatu dira. Beraien analisirako, Olympus BX50 modeloko mikroskopia petrografiko bat baliatu da. Laginen deskribapen bisualak aldiz, Nikon SMZ 745T mikroskopia estereomikroskopia baten bidez egin dira. Bi kasuetan, Nikon Digital Sight DS-U3 kamera bat eta NIS-Elements D softwarea erabili dira argazkiak ateratzeko. Ane García-Artolak foraminiferoen espezieen identifikazioan lagundu digu.

Sedimentuen parametro morfometrikoen neurketak, Burgosen (Espainia) kokatutako Giza Eboluzioaren Ikergune Nazionalako (CENIEH) mikroskopia departamentuan egin dira, Morphologi-G3 partikulak karakterizatzeko sistema erabiliz. Horretarako, 125 eta $250 \mu\text{m}$ tarteko tamaina duten partikulak aztertu dira, izan ere frakzio hau izan da sedimentu lagin gehienetan ehuneko handiena erakusten duena. Ondorioz, lagin osoaren portzentai bat deskribatu da. Lagin bakoitzaren neurketa 2 alditan errepikatu da, eta hiru laginen kasuan 3 eta 4 alditan ere bai.

3.3.2 Geokronologia

Datazio geokronologikoak bi metodologia ezberdinen bidez egin dira, azaleramenduetan aurkitutako erregistroen arabera: kontsolidatu gabeko sedimentu terrigenoak edota espeleotemak.

Sedimentu siliziklastikoen kasuan, OEL aplikatu da, Giza Eboluzioaren Ikergune Nazionaleko (CENIEH) Lumineszentzia laborategian. Laginak PVCz osatutako hodi opakoak erabiliz hartu dira (70 mm-ko diametroa lagin horizontalerako eta 50 mm-koa hodi bertikalerako). Laginen prestaketa argi gorriko baldintzetan egin da. Lagin horizontaletan, hodi muturretako lehenengo 2 cm-ak kendu dira, eguzkiaren argitan egon zitezkeen aleak kentzeko. Laginen prestakuntzak honako pauso hauek barne hartzen ditu: helburuko ale frakzioa eskuratzeko (90-125 μm) baheketa hezea, karbonatoak eta materia organikoa kentzeko HCl (%32) eta H₂O₂ (%10) bidezko tratamendu kimikoa, dentsitate altuko likido bidezko banaketa (2,70 g/cm³, 2,62 g/cm³), HF (%40) tratamendua (40 minututan zehar) eta ondorengo HCl tratamendua, eta azken bahetze lehorra.

Lumineszentzia neurketak EMI 9235QB15 fotobiderkagailu hodiekin eta ⁹⁰Sr/⁹⁰Y beta iturriarekin (dosi tasa: ~ 0,10 Gy/s) hornitutako, Risø TL/OSL DA20 irakurgailu batekin egin dira. Estimulazioa argi urdin bitartez (470 nm) egin da. Kuartzo aleak altzairu herdoilgaitzeko diskoetan kokatu dira eta 2 mm-ko silikona-olio zati bat erabiliz finkatu dira. *Aliquot Single Regenerative-dose* (SAR) protokoloa (Murray eta Wintle, 2000) erabili da, 24-48 aleko alikuotetan (2 mm), OEL dosia ebaluatzeko. Aurreberotze-plataformako proba bat egin da, 180 °C eta 280 °C arteko tenperatura handituz (10 s-tan mantenduta). Hautatutako tenperaturekin dosia berreskuratzeko probak egin dira lagin bakoitzaren 4 alikuotan. UV-zuriketa dosiak berreskuratzeko probak Hönle SOL eguzki-simulagailu batean egin dira 24 orduz. Infragorrien (IR) agortze ebaluazioak ere egin dira. OEL neurketen dosi baliokidea (D_e) zehazteko onarpen irizpideak, IR agortze ratioa (< %10), birziklatze ratioa (< %10), berreskuratze ratioa (< %10), sentikortasun aldaketa (< %10) eta seinale normalizatu naturala (Lx/Tx) DRC saturazioaren gainetik (< 2* D₀) aurkitzea izan dira (Murray eta Wintle, 2000). Onartutakoen eta baztertutakoen D_e balioak Analyst 4.57 erabiliz (Duller, 2015) diskriminatu dira. Sentsibilitate naturalaren (Lx/Tx) seinale zuzenduaren interpolazio bat erabili da DRCan, bi funtzio esponenzialen batuketa bat erabiliz. Azken D_e balioak Adin Nagusiko Eredua eta Adin Minimoko Ereduren (Duller, 2008; Galbraith eta Roberts, 2012) arabera kalkulatu dira.

Dosien tasa eta adina DRAC v1.2 (Dosien Tasa eta Adin Kalkulagailua, Durcan *et al.*, 2015) bidez kalkulatu dira, ICP-MS/OES analisiek zehaztutako sedimentu gordinaren U, Th eta K kontzentrazioak eta parametro hauek erabiliz: dosi-tasa bihurtzeko faktoreak Guérin *et al.*-etik (2011); alfa eta beta aleen tamainaren atenuazio-faktoreak, Brennan *et al.* (1991) eta Guérin *et al.*-etik (2012); ur-edukiaren atenuazioa Aitken eta Xie-tik (1990); eta Brennan-en (2003) akuafortearen atenuazio-faktoreak. Dosi kosmiko tasa Prescott eta Hutton-en (1994) arabera kalkulatu da, sakontasuna, altitudea, eta longitudea

eta latitudea kontuan hartuta. Epe luzerako ur-edukia, gaur egungo lagin bakoitzerako neurtutako edukietan oinarritu da, %5eko errore absolutuarekin. Lumineszentzia adinaren estimazioak σ lean ematen dira.

Bestetik, espeleotemen kasuan, U/Th bidezko datazio erradiometrika burutu da Xi'an Jiaotong Unibertsitateko (Txina) Isotopo Laborategian. Horretarako, indukzioz akoplatutako hainbat kolektoreko plasma masen espektrometroak (MC-ICP-MS) erabili dira (Termo-Finnigan Neptune-plus). Kimika prozedura estandarrak erabili dira U eta Th datazioetarako bereizteko (Edwards *et al.*, 1987). Hiru puntako (^{229}Th - ^{233}U - ^{236}U) diluzio isotoporako metodo bat erabili da, zatikatze instrumentalerako zuzentzeko eta U-Th isotopo ratioak eta kontzentrazioak zehazteko. Instrumentazioa, estandarizazioa eta bizitza erdia Cheng *et al.*-en (2000, 2013) aurki daitezke. U-Th isotopo guztiak MasCom biderkatzaile baten bidez neurtu dira potentzial koadripoloaren atzerakadaren punta-jauzi moduan. Biderkatzailea karakterizatzeko Cheng *et al.*-en (2000) deskribatutako prozedurak jarraitu dira. U-Th datu isotopikoen ziurgabetasunak lineaz kanpo kalkulatu dira 2σ mailan, zuriuneentzako zuzenketak, zarata ilun biderkatzaileak, ugaritasunarekiko sentiberatasuna eta nukleido berdinen edukiak ziri soluzioan barne hartuz. Zuzendutako ^{230}Th -ko adina, hasierako $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ -ko erlazio atomikoa $4,4 \pm 2,2 \times 10^{-6}$ -koa delarik kalkulatu da, hau da, Lurreko gehiengo $3,8\text{ko } ^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ balioarekin oreka sekularrean dagoen material baten balioak.

3.4 Metodologia konkretuak

Atal honetan, ezaugarri geomorfologikoak detektatzeko, modelizazio eta histogramen bidez adina ondorioztatzeko eta azken transgresioan zehar kostalderoaren bilakaera nolakoa izan den aztertzeke erabilitako metodologia bakoitzaren xehetasunak azaltzen dira.

3.4.1 Ezaugarri geomorfologikoen detekzioa

3.4.1.1 Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen (IKPA) detekzioa

Kostaldero plataforma arrokatuen bereizgarri nabarmenena beraien lautasuna da eta, labar bertikal batez mugatuta daudela kontinenterantz. Hala ere, azalera zean, higatu egin daitezkeenez, prozesu flubial zein karstikoen eraginez esaterako, edota metakin ezberdinek estali ditzaketenez, beraien jatorrizko morfologia eraldatuta egon ohi da. Ur azpian dauden gainazalen kasuan ere, itsas mailaren etengabeko gorabeherek beraien itxura eraldatu dezakete. Gainera, itsaspeko eremu batzuk sedimentuz estalita daude, beraien detekzioa zailduz. Dena dela, plataforma kontinentalaren tarte batzuk estali gabe daude, zuzenean substratu arrokatuen analisiak egitea ahalbidetzen duena. Hau horrela, metodologia ezberdinak aplikatu dira hauek detektatzeko.

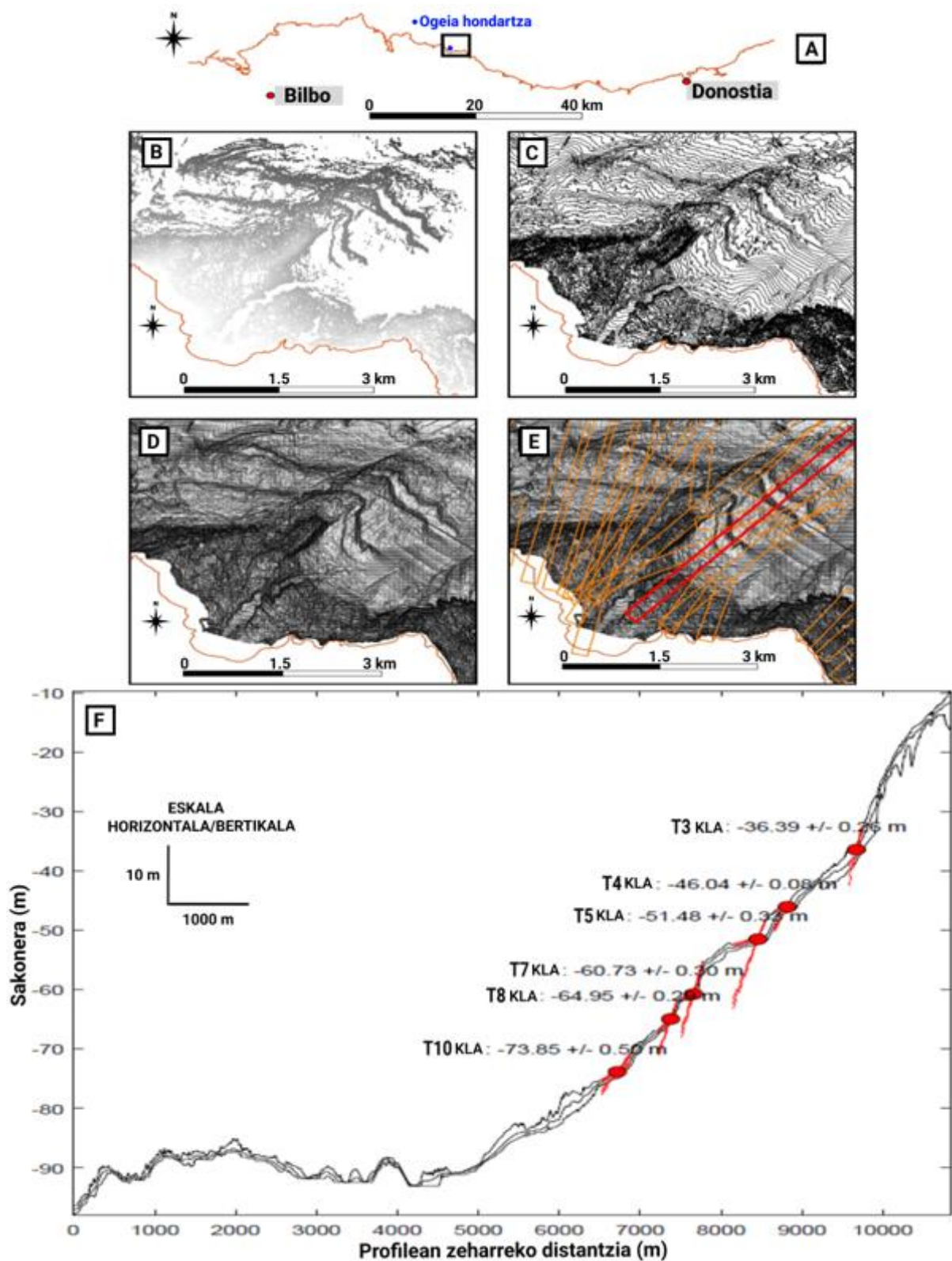
3.4.1.1.1 Itsaspeko eremua

3.4.1.1.1.1 Analisi morfometrikoak

Itsas azpian kokatuta dauden iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen eta itsaslabarren detekzioa burutzeko hainbat metodologia konbinatu dira. Lehenik, Gainazalen Sailkapen Eredu (GSE) bat erabili da TerraceM® softwarea (Jara-Muñoz *et al.*, 2019) erabiliz (3.2. irudia (B)). Eredu Batimetriko Digitalean (EBD) oinarrituta GSEk lurrazalaren malda eta malkartasuna uztartzen ditu urpeko itsas terrazetako elementu geomorfologiko ezberdinak bereizteko. Eusko Jaurlaritzako datu espazialen azpiegituran eskuragarri dagoen itsas hondoko moten mapa erabiliz, substratu arroksuak edota mistoak (sedimentua/arroka) dauzkaten eremuak soilik hautatu dira. Ondoren, iraganeko itsaslabarrak izan litezkeenak identifikatu dira, 0,5°, 1° eta 2°-ko malda mugak eta 0,3, 0,6 eta 0,9ko malkartasun mugak konbinatuz. Ur azpiko itsaslabarrak identifikatzeko, EBDren isobaten mapa (3.2. irudia (C)) eta itzalen mapa (argiaren jatorriaren angelua 0°-ra jarrita eta handitze bertikala 99,9ko balio maximoan jarrita) ere erabili dira (3.2. irudia (D)). Itzalen mapa honek, sedimentu guneak eremu arroksuetatik desberdintzen ditu, ur azpiko ibilguak bezalako beste elementu batzuk ere nabarmenduz.

Urpean kokatutako itsas azpiko kosta-lerroko angeluen posizio eta sakonera zehatzena eskuratzeko, profil batimetrikoen *swath*-ak erabili dira. Datu batimetrikoen bereizmena kontuan hartuta, *swath* bakoitzaren zabalera 250 m-tan ezarri da, profilak iraganeko itsaslabarreko perpendikularrean orientatuz (3.2. irudia). Kosta-lerroko angeluen kokapenak zehazteko, profiletako topografia maximoa erabili da. Izan ere, topografia maximoak, azaleratzean higadura gertatu baino lehenago terrazak zeukan jatorrizko morfologia irudikatzen du. Aldiz, topografia minimoa erabili liteke gainazalak sedimentuz estalita daudenean. Kosta-lerroko angelua zehazteko, bi puntu hautatu dira antzinako itsaslabarra definitzeko eta beste bi antzinako plataformarako. Ondoren, puntuek mugatutako segmentuetan erregresio linealak kalkulatu eta estrapolatu dira, bien arteko intersekzioak kosta-lerroko angeluaren posizioa zehazten duelarik (3.2. irudia). Kosta-lerroko angeluen errore bertikalak, erregresio linealeko 2σ tarteetako estrapolazioan oinarritzen dira (Jara-Muñoz *et al.*, 2019). Sedimentu gainean kokatutako kosta-lerroko angeluak saihestu egin dira, jatorrian zeukaten altuera gutxietsi dezaketelako.

Itsaspeko terrazetako kosta-lerroko angeluak detektatu eta itzalen eta isobaten mapak sortzeko, EBDaren jatorrizko 5 m-ko erresoluzioa erabili da. TerraceM-eko GSE erabiliz itsaslabarrak detektatu eta ikusteko orduan berriz, jatorrizko datuak birlandu eta 20 m-ko bereizmena erabili da, datuen prozesamendua errazteko. Birlandutako datuekin lortutako emaitzak orokorrean koherenteak dira, itzalen mapekin eta isobaten mapekin konparatuz 3.2. irudian (B, C, D) ikus daitekeen bezala.



3.2. irudia. Urperatutako itsaslabar fosilen detekzioa eta kosta-lerroko angeluen kartografia. **A)** Ikertutako kosta-lerroa. Kaxa beltzak ondorengo irudietan azaldutako lekua adierazten du, Ogeiako hondartzaren parean. **B)** Gainazalen sailkapen ereduaren bitartez sortutako mapa. **C)** Isobaten mapa. **D)** Itzalen mapa. **E)** Profil batimetrikoen *swath*-ak. *Swath* gorria F irudian aurkezten da. **F)** Profil batimetrikoen *swath*-a, kosta-lerroko angeluekin eta hauekin korrelazionatzen diren itsas terrazekin.

3.4.1.1.1.2 *Itsas-zutabeen analisiak*

Itsas-zutabeak higatutako antzinako itsas terrazen aztarnak dira eta jatorrian itsas terrazek zeukaten morfologia berreraikitzeke erabili daitezke (2.3. irudia; 2.5. irudia). Itsas-zutabe baten gain laua, zutabe hori kokatuta dagoen gaineko itsas terraza baten sakoneraren adierazle izan daiteke. Ikuspegi horrek, urpean dauden terrazen presentzia atzematen laguntzen du, gaur egun jatorrizko morfologia higatuta dagoenean eta kosta-lerroko angeluak detektatzen ez diren tokietan. Hortaz, terrazen sekuentzia osatzen lagundu lezake.

Itsas-zutabeak isobata itxiez karakterizatzen dira, zeinak GIS bitartez hautatu daitezkeen. Ondoren itsas zutabeen altuerak kalkulatu dira eta 2 m baino gehiago neurtzen dutenak soilik hartu dira kontuan. Isobata itxietako batzuk, sedimentuz estalitako guneeetan daude eta hortaz hauek ez dira hautatu. Gainera, isobata itxi horietako batzuk itsas zutabeak izan beharrez zulo edo depresio gunek ere izan daitezkeenez, isobata itxiak eskuz ere aztertu dira, eta zuloak baztertu eta ezabatu egin dira. Azkenean zutabe bakoitzeko gainaren sakonera eskuratu da datu batimetrikoak erabiliz.

Itsas zutabeak itxitako isobaten bitartez detektatzeko teknika honek badauzka bere mugak ere. Lehenik eta behin zutabearen altuera erreala gutxietsi daiteke kasu batzuetan. Bigarrenez, detektatutako elementua uharte zabal bat izan daiteke zutabe itxurakoa beharrez. Hirugarrenik, zutabearen gaina zorrotza izan daiteke laua izan ordez.

3.4.1.1.2 *Azaleratutako eremua*

3.4.1.1.2.1 *Lehenagoko hurbilketa metodologikoak*

Gaur egungo kostaldeko plataforma arroksuen ezaugarri nabarmenena da itsasorantz modu leunean okertzen den gainazalak direla, zeinen okerdura 3° edo 5° baino gutxiagoko izan ohi den (Álvarez-Marron *et al.*, 2008; Dominguez-Cuesta *et al.*, 2015), eta zeinak malda handiko labar batez mugatuta dauden kontinenterantz (Regard *et al.*, 2010).

Kantauriar kostaldeko lan batzuetan jada, burutu da azaleratuta dauden iraganeko kostaldeko plataforma arroksu horien detekzioa GIS softwareak erabiliz. Horretarako, malda ezaugarri horiek dauzkaten eremuak detektatu eta mugatu dituzte, zeinak itsas terraza eta rasei lotuta egon litezkeen (Álvarez-Marron *et al.*, 2008). Beste kasu batzuetan, histogramak ere erabili izan dira elementu geomorfologiko horiek agerian jartzeko, eremu lau gehien dituzten kotak aztertuz, iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen presentziarekin lotuta egon daitezkeelako (e.g. Dominguez-Cuesta *et al.*, 2015; Aranburu *et al.*, 2015). Prozedura hau jada aplikatu izan da baita ere terraza flubialen detekzioan (del Val *et al.*, 2015).

Era berean, beste hurbilketa batzuk ere egin dira, QGIS softwarean erabilgarri dagoen “*r.geomorphon*” tresnaren bitartez. Tresna honek, gandorrek, eremu lauak, haranak edota tontorrak bezalako elementu geomorfologiko ezberdinak identifikatzen ditu (Stepinski eta Jasiewicz, 2011; Jasiewicz eta Stepinski, 2013), eta IKPA maila ezberdinak detektatzeko helburuarekin ere erabili izan da lan batzuetan (e.g. Veselský *et al.*, 2015; Dobre *et al.*, 2021; Gioia *et al.*, 2021).

Metodologia hauek guztiz erabilgarriak diren arren, beraien eraginkortasuna asko alda daiteke kasuaren arabera. Asturias mendebaldean, rasa bezala definitu zuten oso magnitude handiko gainazal jarrai bat dago azaleratutako kostaldean, eremu lauen detekzioarekin asko nabarmentzen dena. Gure ikerketa eremuko tarte gehienez, ordea, ez dago horrelako eremu lau handirik, eta, beraz, beraien detekzioa zailagoa da. Aipatu beharra dago gainera, eremu lauen jatorri orok, ez duela zertan itsas higadurarekin zuzenean zerikusirik izan behar. Gainera, Pedoja *et al.*-ek (2011) aipatu bezala, rasen eta itsas terrazen jatorrizko morfologia guztiz eraldatu daiteke azaleratzen direnean, ibaien, glaziarren, prozesu karstikoen, edota metakin eolikoek estaltzearen ondorioz esaterako. Hauek, jatorrizko ezaugarriak ezabatu eta murrizten dituzte. Beraz, batzuetan histogrametan oinarritzen den prozedurak, oso eraldatuta ez dagoen maila zehatz bat nabarmendu dezake, baina beste maila batzuen presentzia ere ezkutatu dezake haien magnitudea oso baxua den kasuetan oso higituta daudelako. Batez ere eremu karstikoetan, jatorrizko gainazal laua dolinaz edo poljez eraldatzen da, eta horren ondorioz askotan arrautza-kaxa itxurako topografiak eratzen dira (Ford eta Williams, 2007; Aranburu *et al.*, 2013). Horrek esan nahi du antzinako plataformen seinale eta aztarna bakarrak pinakulu eta muinoak direla (Aranburu *et al.*, 2013, 2015). Morfologia pinakular hauek kotan kointziditzeak, jatorrian, gainazal lau azpihorizontal baten existentzia iradokitzen du. Gainera, ibaiez eraldatutako eremuetan ere, askotan muinoak izan dira haiek atzemateko adierazle onenak. Bestetik, jatorrizko morfologia planarra eta itsaslabarra eraldatzeak ere, askotan ez du baimentzen itsaspean erabilitako metodologia errepikatzerik, non plataforma eta labarra, bakoitza bi punturen bitartez definitu diren kosta-lerroko angelua eskuratzeko. Horregatik, beste teknika batzuk aplikatu dira.

3.4.1.1.2.2 *Itzalen mapak eta 3Dko ikuspegia, sestra-kurba itxien detekzioarekin uztartuta*

Itzalen mapa erabiliz oso ondo bereiz daitezke gainazal lauak, pinakuluak, luiziak edo ibai ibilguak bezalako ezaugarri morfologikoak. 3 dimentsioko ikuspegiarekin uztartuz eta eskala bertikala handituta, lurrazala perspektiban ikusi daiteke eta horrela, landan egiten den bezala, maila posibleak bereizteko aukera ematen du. Hortaz, ikerketa eremua 3Dko ikuspegiaren bidez behatu eta aztertu da eta eskuz hautatu dira iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu posibleak.

Lehen aipatu bezala, iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu gehienak eraldatuta daude, eta askotan muino eta tontor bezala azaltzen dira, gainazalen kota adieraziko luketenak. Hauek detektatzeko GIS softwareak erabili dira. Aplikaturako metodologia itsas zutabeetan erabilitakoa bezalakoa izan da:

gailurren bereizgarrietako bat sestra-kurba itxien bitartez definituta daudela da. Malda leuneko gainazal erregular batean aldiz, sestra-kurbak normalean irekita azaltzen dira. Sestra-kurba itxiak detektatu ondoren, haiekin poligonoak eratu dira. Azkenik, poligono horien barneko altitude maximoa neurtu da LEDa erabilita.

3.4.1.1.2.3 *Erliebearen sailkapen tresna*

Lehenik ikerketa eremua mugatu egin da, itsasoko prozesuek sortutako morfologia lauen presentzia gutxitu egiten baita barnealdera egiten den heinean. Horregatik, itsas jatorriarekin inolako loturarik ez duten eremu lauek egiten duten “zarata” murrizten saiatzeko (e.g. gainazal antropikoak, terraza flubialak), aztertutako eremua kostalderotik 2 km-ra mugatu da.

“*r.geomorphon*” tresnak ezaugarri morfologiko desberdinak detektatzen ditu LEDean oinarrituta, hala nola, eremu lauek eta tontorrak, eta metodologia honen bidez hurbilketa bat egin da. LEDean egindako ezaugarri morfologiko desberdinen sailkapena bi aldagaien arabera da nagusiki: eremu lauek definitzeko graduen (maldaren) muga (eremu batek, laua bezala definitzeko eduki behar duen gehinezko malda) eta bilaketa-erradioa (forma jakin bat identifikatuko den bilaketa-leiho baten gehienezko tamaina) (Stepinski eta Jasiewicz, 2011; Jasiewicz eta Stepinski, 2013; Veselský *et al.*, 2015).

Ezaugarri morfologiko ezberdinak sailkatzeko erabilitako eremu lauen eta bilaketa-erradioen balio ezberdinak, ondorengo aldagaien arabera definitu dira: iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuak definitzeko erabili diren maldak, beste lan batzuetan erabilitako malda muga eta bilaketa-erradio balioak, eta emaitza horiek Jaizkibelgo eremuan lehenagotik definitutako plataformekin erakusten duten korrelazioa. Izan ere, Jaizkibel da ikerketa eremuan iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen kartografia zehatzena egin den eremua (e.g. Edeso *et al.*, 2014). Anisiaz 1 m-ko pixeleko bereizmena daukan LEDa erabiliz burutu dira. Eremu lauek definitzeko erabilitako graduei dagokienez, 1°, 3°, 5° eta 15° erabili dira (e.g. Álvarez-Marrón *et al.*, 2008; Dominguez-Cuesta *et al.*, 2015; Bowles eta Cowgill, 2012). Bilaketa-erradioari dagokienez aldiz, analisisetarako ondoko balioak erabili dira: 3ko balio lehenetsia; 50, 100 eta 200eko balio handiagoak; eta 499ko erabilgarri dagoen balio maximoa.

Azterketa horietatik, bi parametro morfologiko izan dira analizatu direnak: eremu lauek, eta gailurrak (gaur egun antzinako eremu lauek higatuta eta eraldatuta ager daitezkeelako, jatorrizko morfologia galduz eta aztarnak nagusiki gailur gisa mantenduz). Ondoren, eremu lau eta gailurren kantitatea altueraren arabera aztertu da, histogramen bitartez irudikatuz, horrela maila desberdinak detektatzeko.

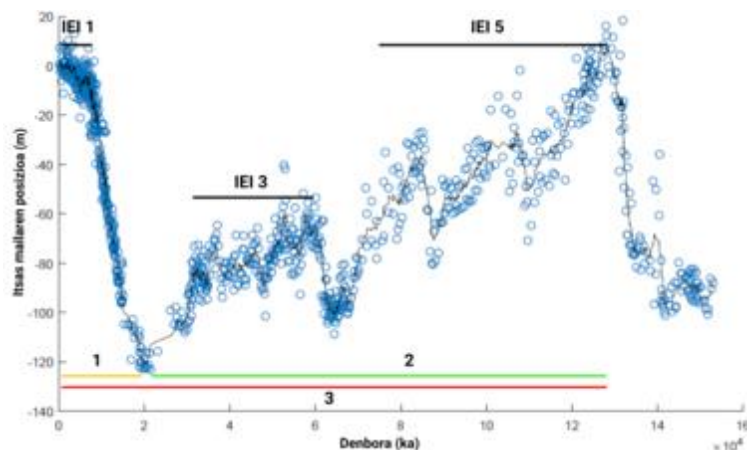
3.4.2 Adinarekiko hurbilpena

3.4.2.1 Itsas terrazen eraketa: modelizazioa, paisaiaren eboluzio ereduak (PEE)

Paisaia eboluzio ereduak (PEE) baliagarriak izan daitezke itsas terrazen adinak kalkulatzeko, batez ere zuzeneko laginketa eta datazioa zailak direnean, itsas terrazen urpeko sekuentzietan bezala. Kasu honetan, Sunamura-k (1992) proposatutako olatuen energia disipazioaren teorian oinarritutako paisaiaren bilakaera eredu bat erabili da. Ereduak, olatuen higadura olatuen energia disipazio tasaren funtzio lineal gisa hartzen du, kontinenterantz sakonerarekiko hazkunde esponentziala jarraitzen duena (Jara-Muñoz *et al.*, 2019). Ereduak, urpeko terrazen sorrera eta higadura simulatzen ditu denbora tarte jakin batean, baldintza morfologiko, klimatiko eta tektoniko desberdinak kontuan hartuz.

Ikerketa honetarako, itsas mailaren kurba bat sortu da Stanford *et al.* (2011), Arz *et al.* (2007) eta Grant *et al.* (2012) lanetako itsas mailaren hainbat datu konbinatuz. Lan honetarako, IEI 5e baino lehen eratutako itsas terrazek kontserbatzeko probabilitate txikiagoa dutela ondorioztatu da, bata bestearen osteko itsas mailaren aldaketen ondoriozko higaduragatik (e.g. Jara-Muñoz *et al.*, 2016). Baliteke IEI 5e aurreko terrazei olatuen higadura gogorrak eragin izana, hain justu IEI 5e-aren aurretik eta lehenagoko itsas maila altuko momentuen aurretik gertatutako itsas mailaren igoeraren ondorioz. Hori dela eta, 128 ka-ra mugatutako itsas mailaren kurba konposatua erabili da, eta hainbat proba egin dira urpean dauden itsas terrazen sorrera eta kontserbazioa hobetsi dezaketen eszenatoki onenak aurkitzeko (3.3. irudia):

- 1. eszenatokia: Urperatutako terrazak 20 ka eta gaur egun artean eratu ziren (lerro horia 3.3. irudian).
- 2. eszenatokia: Urperatutako terrazak 128 ka eta 20 ka artean eratu ziren (lerro berdea 3.3. irudian).
- 3. eszenatokia: Urperatutako terrazak 128 ka eta gaur egun artean eratu ziren (lerro gorria 3.3. irudian).



3.3. irudia. Eratutako itsas mailaren kurba eta aztertutako 3 eszenatokiak. IEI: Itsas estadio isotopikoak Railsback *et al.*-en (2015) arabera.

Ikerketa eremuaren olatuen altuera, radar altimetriako bederatzi urteko neurketen bidez kalkulatu da (CNES Frantziako Espazio Agentziaren AVISO webguneak, Ssalto/Duacs lur-prozesatzeko segmentuaren baitan ekoitzi eta banatuta). Latitude eta longitude posizio desberdinak probatu dira olatuen altuera eskuratzeko. 3,7 m eta 3,4 m arteko olatuen altuera balioak hautatu dira, ikerketa eremuan lortutako datuen %90eko pertzentilak baitira (II-1. irudi osagarria, II eranskina), olatu horiek ekaitz momentuekin erlazionatuta higadura handiena eragingo luketela suposatuz (Jara-Muñoz *et al.*, 2016).

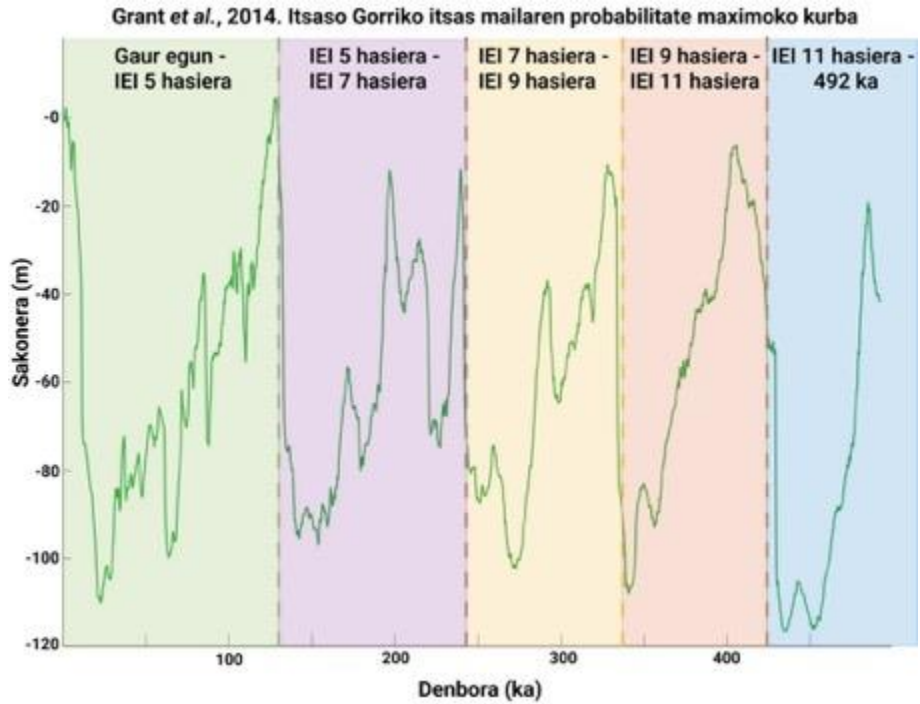
Eremu honetako gainazal kontinentalaren goratze-tasak mugatzeko Pedoja *et al.*-en (2018) datu basea erabili da, Europa mendebaldeko kostaldeko IEI 5e garaiko metakinetan oinarrituta. Ikerketa eremutik gertu dauden tokietako estimazioek 0,049 m/ka-ko goratze-tasa kalkulatzan dute (II-1. irudi osagarria), Castro-Urdialesen (Flor eta Flor-Blanco, 2014; Guilcher, 1972) eta Pointe Saint Martinen (Biarritz) (Deler, 1932).

Ereduen hasierako malda, plataforma kontinentalean aurrez zehaztutako profiletan egindako neurketekin ezarri da. Horretarako, bi puntu hautatu dira profilean, eta distantzia eta kota ezberdintasunak erabiliz, inklinazioa kalkulatu da. Profilarren behetik gorako maldak 2° baino baxuagoak dira kasu gehienetan. Modelizaziorako 0,5°, 1°, 1,5° eta 2°-ko balioak probatu dira.

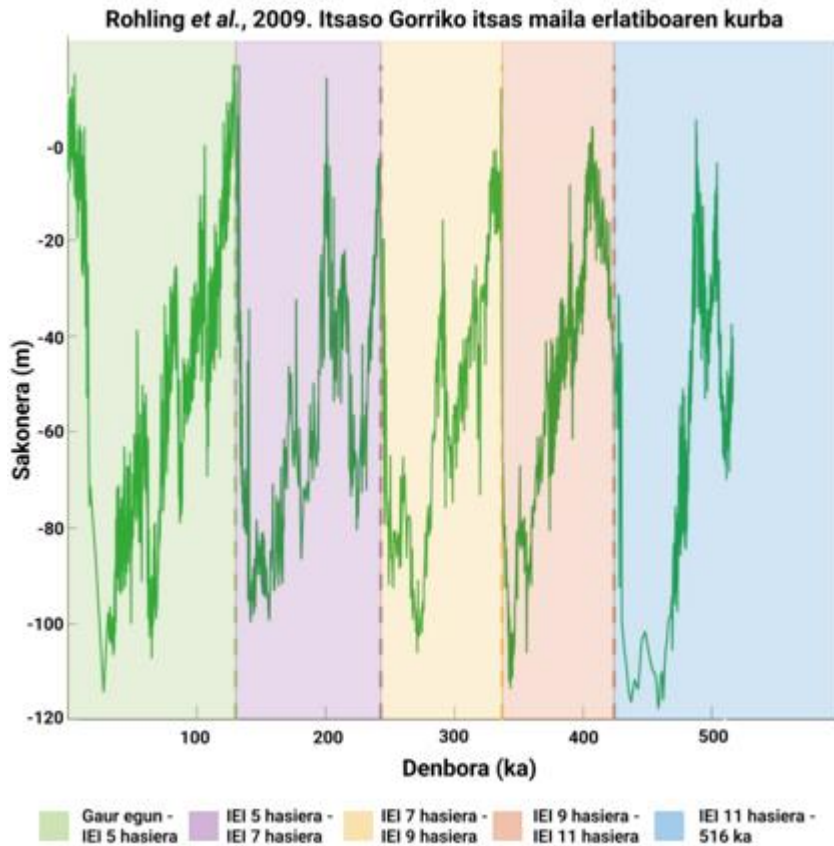
Hasierako higadura-tasak ikerketa eremutik gertu dauden tokietan egindako aurreko ikerketetan oinarrituta finkatu dira. Ikerketa eremuaren mendebaldean, Lapurdiko kostaldean, kostaldearen batez besteko atzerakada 0,05 eta 0,5 m/a bitartekoa da, ohikoena 0,15 m/a izanik (Aubié *et al.*, 2011). Ekialdean, Galizian, Perez-Alberti *et al.*-ek (2013) granitoetan 0,09 eta 1,18 m/a arteko tasak (ohikoenak 0,21-0,38 m/a artean) plazaratu dituzte. Nahiz eta ereduan jarri beharreko hasierako datua ez den itsaslabarraren atzerakada, hasierako higadura-tasarako, 0,25 m/a, 0,5 m/a, 0,75 m/a eta 1 m/a balioak probatu dira. 1. eszenatokian (hau da, 0-20 ka bitartean eratutako sekuentzia), 2°-ko maldarako probatutako hasierako higadura-tasak 0,25 m/a eta 0,5 m/a izan dira.

3.4.2.2 Itsas mailaren sakonera-maiztasuna histogramen bitartez

LED bidezko analiziaz gain, denboran pixka bat urrunago joan nahian eta beste lan batzuetan aurkeztu diren beste metodo batzuk aintzat hartuta (e.g. Malatesta *et al.*, 2021), itsas mailaren kurba batzuetako sakoneraren maiztasunak, hau da, iraganean itsas mailak denbora gehiago igaro dituen sakonerak aztertu dira: Grant *et al.*-en (2014) (3.4. irudia) eta Rohling *et al.*-en (2009) kurbetakoak (3.5. irudia). Lehenaren kasuan, denbora tartea orain dela 492 ka-ra arte luzatzen da, eta bigarrenaren kasuan aldiz, 516 ka-ra arte. Helburu honetarako, 1 m-ko tartearekin sakonera bakoitzean dagoen datu kopurua analizatu da histogramak eginez. Denbora tarte ezberdin bakoitzaren efektua eta garrantzia nolakoa izan den aztertzeko, emaitzak banatu egin dira, IEI nagusien hasierak erabiliz muga gisa (3.4. irudia; 3.5. irudiaran kutzak) (IEI hasiera bakoitzaren adina, Lisiecki eta Raymo-ren (2005) arabera ezarri da).



3.4. irudia. Itsas mailak sakonera bakoitzean eman duen denbora kantitatea zehazteko erabili den Grant *et al.*-en (2014) itsas mailaren kurba. Kutxek, interglazial nagusien hasieren artean emandako denbora kantitatea neurtzeko erabilitako tartek adierazten dituzte.



3.5. irudia. Itsas mailak sakonera bakoitzean eman duen denbora kantitatea zehazteko erabili den Rohling *et al.*-en (2009) itsas mailaren kurba. Kutxek, interglazial nagusien hasieren artean emandako denbora kantitatea neurtzeko erabilitako tartek adierazten dituzte.

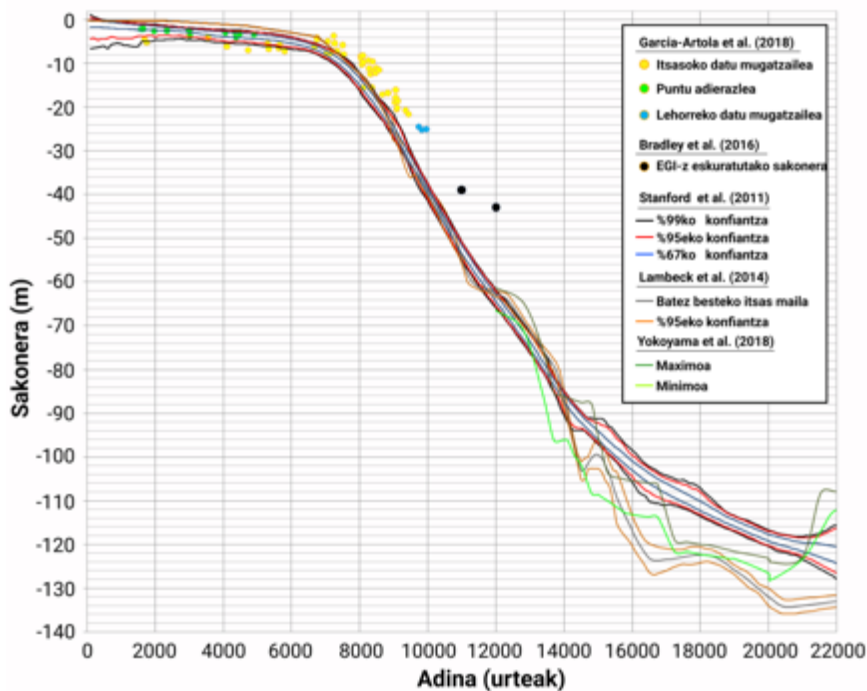
3.4.3 Kosta-lerroaren eboluzioa azken transgresioan zehar

3.4.3.1 Kosta-lerroaren kokapena

Azken aurrerapen teknikoei esker, urperatutako eta azaleratutako erliebeak zehaztasun handiz deskribatu dira. Erliebe hauek itsas mailaren eboluzioaren datuekin konbinatuz, momentu ezberdinetako antzinako paisaiak nolakoak diren ezagutu daiteke. Azken maximo glaziarretik gaurdaino kosta-lerroaren bilakaera jakitea interesgarria da, batez ere ikuspuntu arkeologiko eta paleontologikotik. Izan ere aztarnategi desberdinak okupatuta zeudeneko paisaiak eta ingurunea definitu daitezke. Denboran zehar kosta-lerroaren posizioak zehazteko, hurrengo urratsak jarraitu dira.

Lehenik eta behin, datu multzo bakoitzetik itsas mailaren sakonerak atera dira (Stanford *et al.*, 2011; Lambeck *et al.*, 2014; Bradley *et al.*, 2016; García-Artola *et al.*, 2018; Yokoyama *et al.*, 2018) (3.6. irudia). García-Artola *et al.*-en (2018) kasuan, itsas mailaren posizioaren datuak 12 puntu adierazle, itsasoko mugatzaileak diren 47 puntu eta ur gezako hiru datu mugatzaile barne hartzen ditu orain dela ~ 10 ka-tatik gaurdaino. Stanford *et al.*-ek (2011) itsas mailaren sakoneraren datuak 100 urtean behin ematen dituzte orain dela 22 ka-tatik gaur egunera. Lambeck *et al.*-en (2014) itsas mailaren kurban, 22 ka eta 20,5 ka artean, ~ 139 urtean behin itsas mailaren datu bat aurkezten dute; 20,5 ka eta 8,5 ka artean, ~ 104 urtean behin; eta 8,5 ka-tik aurrera, ~ 69 urtean behin. Bestalde, Yokoyama *et al.*-en (2018) kurban, datuen arteko gehienezko denbora tartea 1000 urtekoa da eta txikiena berriz, 50 urtekoa. Itsas mailaren sakonerak denboran zehar laburbilduta 3.1. taulan ikus daitezke.

Ondoren, GIS bat erabiliz, isobatak eskuratu dira EBDtik metro bateko tartearrekin, eta antzinako kosta-lerroen posizioak irudikatu dira. Azken urratsa sakonera horien azpian dagoen eremua marraztea izan da, une bakoitzean urpean dagoen zatia irudikatuz.



3.6. irudia. Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014), Bradley *et al.* (2016), García-Artola *et al.* (2018) eta Yokoyama *et al.*-en (2018) itsas mailen kurben datuak.

3.1. taula. Itsas mailaren sakonerak adin ezberdinetarako. A= Adina (ka). S=Sakonera (m).

García-Artola <i>et al.</i> , 2018		Stanford <i>et al.</i> , 2011			Lambeck <i>et al.</i> , 2014			Yokoyama <i>et al.</i> , 2018		
A	S	A	%99 beheko muga	%99 goiko muga	A	%95 beheko muga	%95 goiko muga	A	Maximoa	Minimoa
~1,6	-2,1 ± 0,5	1	-6	0	0,99	0	0	12	-61	-66
~4,9	-3,3 ± 0,5	2	-5	-1	1,997	0	0	12,8	-65	-71
~5,7 / ~5,3	~ -5,8 m gainetik	3	-4	-2	2,970	-1	0	14	-86	-96
~6,7	-4,2 m gainetik	4	-5	-2	4,012	-1	-1	15	-95	-109
~7,5	-5,9 m gainetik	5	-6	-3	4,984	-2	-2	16	-105	-113
~8	-8,5 m gainetik	6	-7	-4	6,026	-3	-3	16,75	-106	-114
~9,4	-21,6 m gainetik	7	-9	-6	6,999	-6	-5	17,25	-119	-122
~9,8	~ -25 m gainetik	8	-16	-12	7,971	-12	-12	18	-120	-122
		9	-27	-22	8,978	-27	-23	19	-122	-123
Bradley <i>et al.</i>, 2016		10	-42	-37	10,02	-41	-38	20	-123	-126
A	S	11	-55	-51	10,958	-55	-53	21	-123	-123
~11	~ -39	12	-66	-62	12	-63	-62	22,02	-108	-112
~12	~ -43	13	-76	-71	13,042	-73	-71			
		14	-90	-85	13,979	-88	-84			
		15	-97	-91	15,021	-103	-96			
		16	-106	-98	15,959	-120	-113			
		17	-111	-104	17,001	-126	-121			
		18	-113	-107	18,043	-124	-121			
		19	-117	-113	18,98	-127	-125			
		20	-120	-117	20,022	-134	-130			
		21	-123	-118	21,064	-135	-132			
		22	-128	-116	22,037	-134	-132			

3.4.3.2 Lur mugimenduen detekzioa

Kosta-lerroaren azken eraldaketak eta toki zaurgarrienak atzemateko, azken urteetako lur mugimenduei begirada bat egin zaie. Gainera, egungo berotze globalaren ondorioetako batzuk, itsas mailaren igoeratik hasi eta muturreko prezipitazio eta olatu gertaeretaraino doaz. Horrek kostaldeko prozesuen ugartzea ekar dezake, lur jausien, lur fluxuen edo arroka erorketen bidez, besteak beste. Hauek detektatzeko bi metodologia eredu erabili dira.

3.4.3.2.1 Lurrazaleko eredu digitalen (LED) konparaketa

LEDren bereizmen espazialak (1 m) erliebe aldaketak zehaztasun handiz hautematea ahalbidetzen du. Horrela, bi urtetako LEDen arteko kenketa eginda, beste LED bat lortzen da, zeinaren balioek altueran izandako aldaketak adierazten dituzten. Diferentzia positiboek lur pilaketak adierazten dituzte, eta emaitza negatiboek aldiz lur galerak. Alde hauek prozesu naturalengatik edo antropikoengatik izan daitezke. Kasu honetan, erabilgarri dagoen 2008ko LED zaharrenaren eta 2017ko LED berrienaren arteko alderaketa erabili da erliebearen aldaketak detektatzeko.

Metodologia honetan, ezaugarri batzuk kontuan hartu behar dira. Lehenik eta behin, kostaldeko *notch* bat eratzen ari den kasuetan, hori ez litzateke LED konparaketetan nabaritutako, *notch*-aren gaineko lurrazala mugitu gabe egongo baita. Horregatik, kasu hauetan, kostaldeko higadura gertatzen ari den arren, metodo honen bidez ez litzateke itsasertzeko balizko ezegonkortasunik eta kostaldearen atzerakada mota hori atzemango.

3.4.3.2.2 Ortoargazkien konparaketa

Bigarren prozedura, 2002 eta 2019 urteen arteko ortoargazkiak alderatzea izan da, 2003koa izan ezik. 2005eko eta 2007ko ortoargazkien pixelen bereizmena 0,5 m-koa da, eta gainerako urteetan 0,25 m-koa. Datu Espazialen Azpiegituran urte zaharragoetako ortoargazkiak ere badaude, baina bereizmen baxuagoa daukatenez ez dira kontuan hartu.

Urte bakoitzeko kosta-lerroko posizioa ezarri beharrean, kostaldean gertatutako lur ezegonkortasunak detektatzera bideratu da analisia. Ortoargazkiak urtez urte behatu eta bideoak sortu dira eremu baten bilakaera animatua urteetan zehar ikusteko.

3.5 Kapituluaren laburpena

Azaleratutako eremuan, 1 m-ko pixel erresoluzioa daukan Lurrazaleko Eredu Digitala (LED) erabili da, eta Itsaspeko erliebeari dagokionean berriz, 5 m-ko erresoluzioko pixelez eratutako Eredu Batimetriko Digitala (EBD). Datu espazial guztiak GIS software-en bitartez landu dira. Kasu honetan, ArcGIS eta QGIS. Prozesu batzuk Matlab softwarea erabiliz ere gauzatu dira.

Itsas mailaren kurbei dagokienez, hasieran, zehaztasuna irabazi asmoz, Goi Pleistozenorako kurba konposatu bat sortu da, Stanford *et al.*-en (2011), Arz *et al.* (2007) eta Grant *et al.*-en (2012) erabilitako itsas mailaren datuak konbinatuz, 128 ka-ra arte. Denboran atzerago joateko, Rohling *et al.* (2009) eta Grant *et al.* (2014)-en kurbak erabili dira, orain dela 516 ka eta 492 ka-taraino iristen direnak, hurrenez hurren. Azken transgresioa aztertzeke, ikerketa eremura mugatutako itsas mailaren kurbei dagokienez, García-Artola *et al.* (2018) (~ orain dela 10 ka-tatik) eta egokitzen glazial isostatikoaren (EGI) ereduak iragarritako Bradley *et al.*-en kurba (2016) (12ka-ra arte gehituta) erabili dira. Azken transgresio osoko bilakaera osatzeko, zehazki azken maximo glaziarretik (AMG) aurrerako tartea aztertzen duten hiru itsas mailen kurba hautatu dira: Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) eta Yokoyama *et al.* (2018).

Iraganeko kosta-lerroen posizioak bereziki interesgarri izan litezke aztarnategi arkeologiko ezberdinak okupatuta zeudeneko paisaiak nolakoak ziren ondorioztatzeko. Adibide bezala erabilitako bi aztarnategiak, Altxerri eta Santa Katalinako kobazuloak izan dira.

Landa lanari dagokionez, hainbat landa irteera egin dira GIS bitartez identifikatutako morfologiak, mendian ere errekonozitzeko eta azalaramendu ezberdinak aztertzeke. Metakinen altuera zehatza GNSS hartzaile baten bidez neurtu da, Espainiako datuma, Alikanteko batez besteko itsas maila hartuz erreferentziatuz. Laborategiko lanek azalaramendu ezberdinetako sedimentu eta arroken karakterizazioa (granulometria, xafla meheak, parametro morfometrikoak, etab.) eta laginen datazioa barne hartu dituzte (U/Th eta OEL bidez).

Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatsuen eta itsas zutabeen detekzioa hainbat datu erabiliz burutu da: Gainazalen Sailkapen Ereduak, itzalen mapa, sestra-kurba eta isobaten mapa, eta 3Dko ikuspegia LEDean. Urpean kokatutako kosta-lerroko angeluak, profil batimetrikoen *swath*-ak erabiliz eskuratu dira. Gainera, eremu lauen kantitatea altueraren arabera ere aztertu da, histogramen bitartez irudikatuz.

Adinarekiko hurbilpena modelizazioaren bitartez burutu da, eta baita iraganen itsas mailak denbora gehiago igaro dituen sakonerak aztertuz ere.

Azken transgresioan zeharreko kosta-lerroaren posizioa berriz, itsaspeko erliebea eta itsas mailaren eboluzioaren datuak uztartuz ezarri da. Azkenik, azken urteetan gertatutako lur mugimenduen detekzioa bi metodoren bidez egin da: bi urtetako LEDen arteko kenketa erabiliz eta ortoargazkien arteko konparaketa burutuz denboran zehar.

3.6 Summary of the chapter

In the emerged part of the study area, a Digital Terrain Model (DTM) with 1 m pixel resolution has been used, while in the submerged relief, a 5 m resolution Digital Bathymetric Model (DBM). All the spatial data has been processed with GIS softwares, in this case ArcGIS and QGIS. Some processes were also carried using the software Matlab.

Regarding the sea level curves, to gain accuracy, a composite sea level curve for the Upper Pleistocene was first generated by combining sea level data used by Stanford *et al.* (2011), Arz *et al.* (2007) and Grant *et al.* (2012), until 128 ka. To go further back in time, the curves from Rohling *et al.* (2009) and Grant *et al.* (2014) have been used, which go as far as 516 ka and 492 ka respectively. For the study of the last transgression, the sea level curves that are related to the study area from García-Artola *et al.* (2018) (since ~10 ka ago) and the Glacial Isostatic Adjustment (GIA) model prediction curve of Bradley *et al.* (2016) (added until 12 ka) have been used. To fulfill the whole last sea level transgression, three sea level curves that cover specifically this time span since the LGM were considered: Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) and Yokoyama *et al.* (2018).

The shoreline position in the past could be of great interest to deduce the landscape in the moment when different archaeological sites were occupied. The sites used as examples have been the caves of Altxerri and Santa Katalina.

In regard of the field work, several field trips were done to identify the morphologies identified in the GIS and to study the different outcrops. The accurate elevation of the deposits has been determined using a GNSS receiver using the mean sea level of Alicante as reference, this is, the Spanish altitude datum.

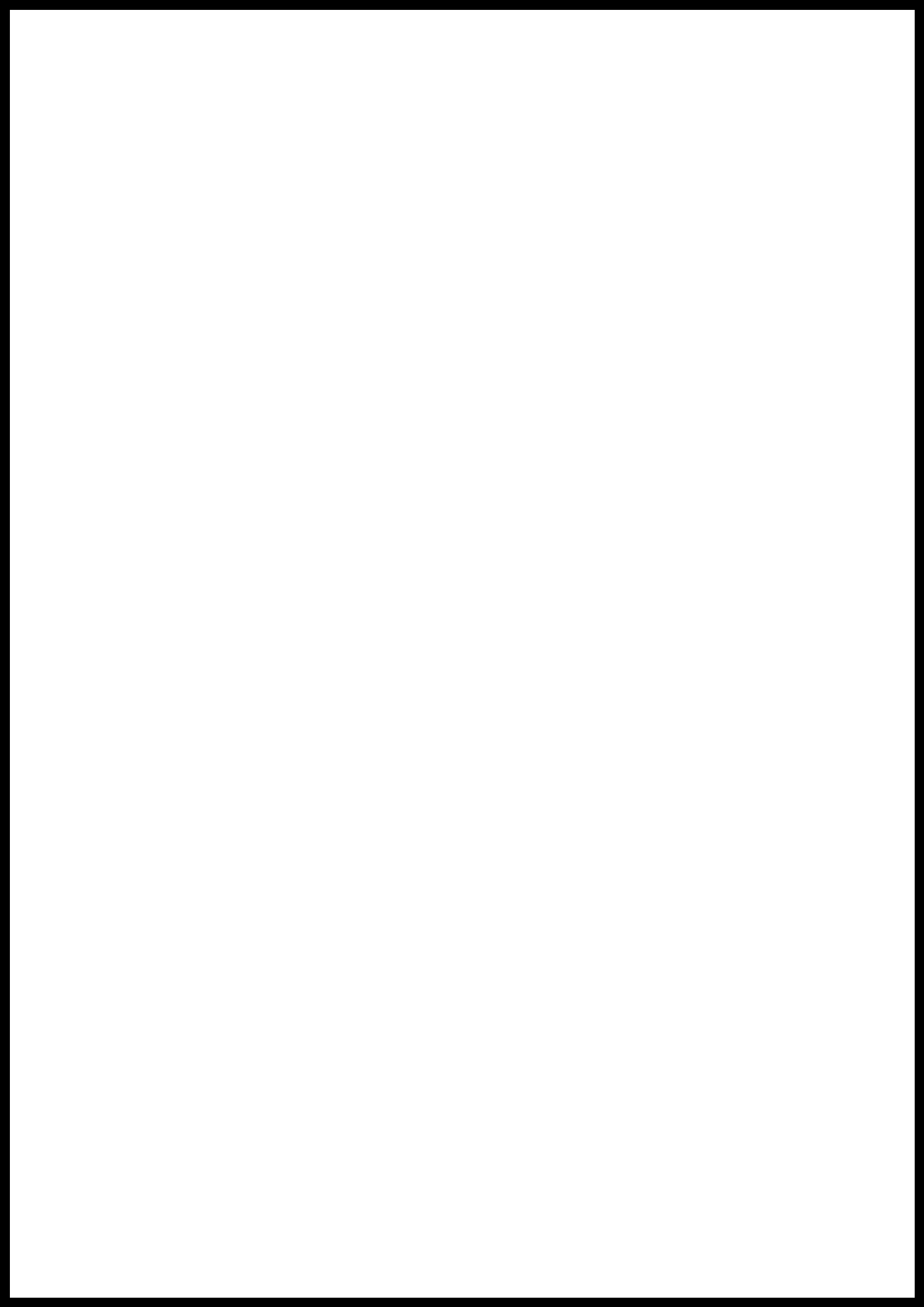
The laboratory works, combined the characterization of the sediments and the rocks found in the analyzed outcrops (granulometry, thin sections, morphometric parameters...) and the dating of the samples (through U/Th and OSL).

The detection of the ancient rocky shore platforms and sea-stacks has been done using several data: Surface Classification Models, hillshaded maps, contour maps and the 3D view of the DTM. The successive submerged shoreline angles, were obtained using bathymetric swath profiles. Furthermore, the amount of flat areas with altitude has been analysed as well, representing them with histograms.

The approach to the age has been done through modelling, and also analysing the depths where sea level spent more time in the past.

The shoreline position during the last transgression has been set combining the submerged relief and the sea level evolution data. Finally, the land movement detection in recent years has been done with two methods: by subtracting DTMs from two years and the comparison of ortophotos over time.

II. ATALA



SUBMERGED AREA



4. CHAPTER: SUBMERGED AREA

The new techniques of recent years such as LiDAR technology, have made possible to know the relief accurately, also deciphering the relief that is hidden in the sea under the water. Furthermore, using GIS softwares, different treatments of these data can be carried out to detect different geomorphological features such as marine terraces and sea-stacks. On the other hand, several techniques have also been used to determine the age context of these geomorphological features such as the modeling.

The first results were published on 2020 in the article entitled “*Submerged Marine Terraces Identification and an Approach for Numerical Modeling the Sequence Formation in the Bay of Biscay (Northeastern Iberian Peninsula)*” (doi: 10.3389/feart.2020.00047), and are presented until page 75 (the article is also attached after page 75).

Afterwards, during the last discussion of the PhD and with a new approach to the age context, some remarks were done, which are presented in the last section of the chapter. The new approach to the generation moment has been done analyzing the depths where the sea has spent more time along a longer time span.

4.1 “*Submerged Marine Terraces Identification and an Approach for Numerical Modeling the Sequence Formation in the Bay of Biscay (Northeastern Iberian Peninsula)*”: results

4.1.1 The submerged marine terrace sequence of the SE Bay of Biscay

The Surface Classification Model (SCM), the hillshaded map and the isobath map reveal a staircase morphology of the continental shelf, with irregularly distributed and preserved submerged marine terraces. In advance, the submerged marine terraces mapped are the ones that present a better preserved and recognizable fossil sea-cliffs. Submerged terraces are recognized from the eastern part of the study area until Barrika to the West, but the best preserved sequence is observed in the central part, especially in front of Ogeia (Figure 4.1A, B). The low general slope of the continental shelf has to be taken in mind, and note, that even the fossil sea-cliffs are highlighted clearly in some areas (e.g. 3.2. Irudia (C) in Chapter 3), the slope of some of those cliffs can be very small, of very low degree.

The detected submerged terraces distribution along the continental shelf and the main characteristics of the stretches that were defined are summarized on Table 4.1 and Table 4.2. The images of each continental shelf segment are available in the supplementary file and in the supplementary video (Supplementary figure III-1-9 and Supplementary figure III-15).

12 submerged marine terraces were detected in the study area with their shoreline angles drowned between approximately: -13 m (T1), -30 and -32 m (T2), -34 and 41 m (T3), -44 and -47 m (T4), -49 and 53 m (T5), -55 and 58 m (T6), -59 and 62 m (T7), -65 and 67 m (T8), -68 and 70 m (T9), -74 and -77 m (T10), -83 and -86 m (T11) and -89 and 92 m (T12). Nevertheless, the ones that show more lateral continuity and are best preserved, especially in the central part of the continental shelf, and correspond to T3, T4, T5, T7, T8 and T10 (Figure 4.1C).

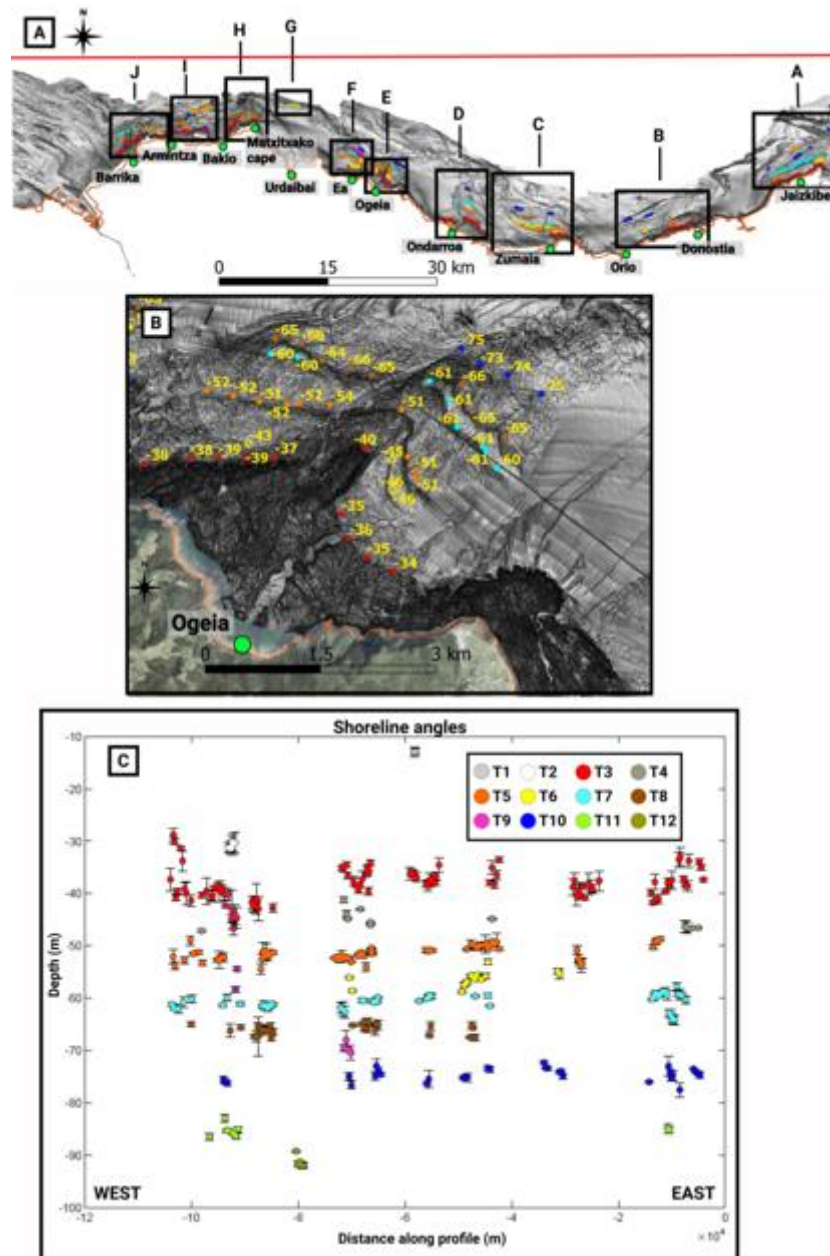


Figure 4.1. Shoreline angle distribution in the study area. A) General distribution of submerged marine terraces, with detected shoreline angles in circles. The red line corresponds to the profile along which the shoreline angles are represented on Fig. C. B) Amplified segment in front of Ogeia (box E). Circles represent shoreline angles and the numbers their depths. Dotted blue lines represent submerged channels. C) Shoreline angles along the profile with the differentiated levels. Garnet, Mix between T3 and T4; Violet, not assigned terrace level, as its depth notably increases to the south.

Table 4.1. Submerged marine terrace distribution from Jaizkibel to Ogeia in segments of the continental shelf with the most remarkable characteristics.

Continental shelf location	Location in figure 4.1	Detected submerged terraces and shoreline angles approximate depths	Remarkable characteristics
Continental shelf in front of Jaizkibel	Area A	T-3 (between -34 and -41 m) T-4 (between -45 and -47 m) T-5 (between -49 and -50 m) T-7 (between -59 and -60 m) T-10 (between -74 and -75 m) T-11 (at -85m)	T-3 and T-4 are observed in both sides of the main submerged channel. T-7 is best preserved eastwards. In the central part the shorelines are deeper until -63 m. Small submerged channels end there their path. T-10 is observed in the eastern part, where the submerged terrace is associated with a flat-topped headland. The top of the headland is at ~ -74 m.
Continental shelf between Donostia and Orio	Area B	T-3 (between -36 and -41 m) T-5 (between -51 and -54 m) T-6 (at -55 m) T-10 (between -74 and -76 m)	T-10 is characterized by a flat surface behind the submerged channel.
Continental shelf in front of Zumaia	Area C	T-3 (between -34 and -38 m) T-4 (at -45 m) T-5 (between -49 and -51 m) T-6 (between -55 and -58 m) T-7 (between -58 and -61 m) T-8 (between -66 and -68 m) T-10 (between -73 and -75 m)	T-3 is only observed eastwards of the main channel. T-5. The small magnitude submerged channel ends its path at that depth. T-6. The shoreline gets deeper westwards, getting a bay morphology. Small submerged channels end their path at that depth. T-10. The highest magnitude submerged channels end their path there.
Continental shelf in front of Ondarroa	Area D	T-1 (at -13 m) T-3 (between -35 and -38 m) T-5 (between -51 and -53 m) T-7 (between -59 and -61 m) T-8 (between -65 and -67 m) T-10 (between -75 and -76 m)	T-3 is observed in both sides of the main submerged channel. T-7 is slightly correlated eastwards of the submerged channel.
Continental shelf in front of Ogeia	Area E	T-3 (between -34 and -40 m) T-4 (between -45 and -46 m) T-5 (between -51 and -54 m) T-7 (between -60 and -61 m) T-8 (between -64 and -66 m) T-10 (between -73 and -76 m)	The area where the terraces are best preserved in the whole study area, exactly from the ancient headland to the east.

The evolution of the eastern Cantabrian coast from the sea level perspective

Table 4.2. Submerged marine terrace distribution from Ea to Barrika in segments of the continental shelf with the most remarkable characteristics.

Continental shelf location	Location in Figure 4.1	Detected submerged terraces and shoreline angles approximate depths	Remarkable characteristics
Continental shelf in front of Ea	Area F	T-3 (between -35 and -37 m) T-4 (between -44 and -45 m) T-5 (between -52 and -53 m) T-6 (between -56 and -59 m) T-7 (between -62 and -63 m) T-8 (at -65 m) T-9 (between -68 and -70 m) T-10 (between -73 and -75 m)	The submerged channel ends its path at T-9 .
Continental shelf in front of Urdaibai	Area G	T-12 (between -89 and -92 m)	The shoreline shows a bay shape morphology.
Continental shelf in front of Matxitxako cape	Area H	T-3 (between -41 and -43 m) T-5 (between -49 and -51 m) T-7 (between -61 and -63 m) T-8 (between -65 and -67 m)	In the western part only T-3 and T-8 were detected.
Continental shelf between Bakio and Armintza	Area I	T-2 (between -30 and -32 m) T-3 (between -38 and -41 m) T-3/T-4 (between -42 and -47 m) T-5 (between -52 and -55 m) T-7 (at -61 m) T-8 (at -67 m) T-10 (at -76 m) T-11 (between -83 and -87 m)	Beneath T-2 a submerged marine terrace that could be a combination of T-3 and T-4 is observed. In the eastern part, a submerged terrace is observed (black circles) without any assigned submerged terrace, due to the fact that its depth notably increases to the south.
Continental shelf between Armintza and Barrika	Area J	T-3 (between -37 and -41 m) T-4 (between -47 m) T-5 (between -51 and -54 m) T-7 (between -60 and -62 m) T-8 (at -65 m)	In T-3 some of the shorelines are located at shallow depths around -30 m.

4.1.2 Sea-stacks frequency at different depths and their distribution

Extracting the closed isobaths, the sea-stacks and promontories were analysed. Quantitatively, the histogram that represents the amount of sea-stacks top that appear at each depth (minimum height of sea-stacks of 2 m), highlights depths where the number of the stacks is higher than at other depths: -19 m, -26 m, -29 and 30 m, -50 m, -54 m, -61 m, -75 and 76 m, -83 m, -90 m and -93 and 94 m. There are two differentiated groups: one between roughly -32 m and -17 m with a higher amount of stacks (more than 50 in some cases) and another between approximately -32 m and -95 m, for which there are less stacks (mainly less than 30). In this last group, the number of peaks is especially high at three depths: -54 m, -75/-76 m and -90 m (Figure 4.2).

Qualitatively, in some zones there is a concentration of sea-stacks whose top coincide at a similar depth, and that seem to indicate eroded ancient platforms or stands in sea-level. Some of those potential levels are highlighted in Figure 4.3 and Figure 4.4. The rest of the areas are available in the supplementary material (Supplementary figure III-9-14).

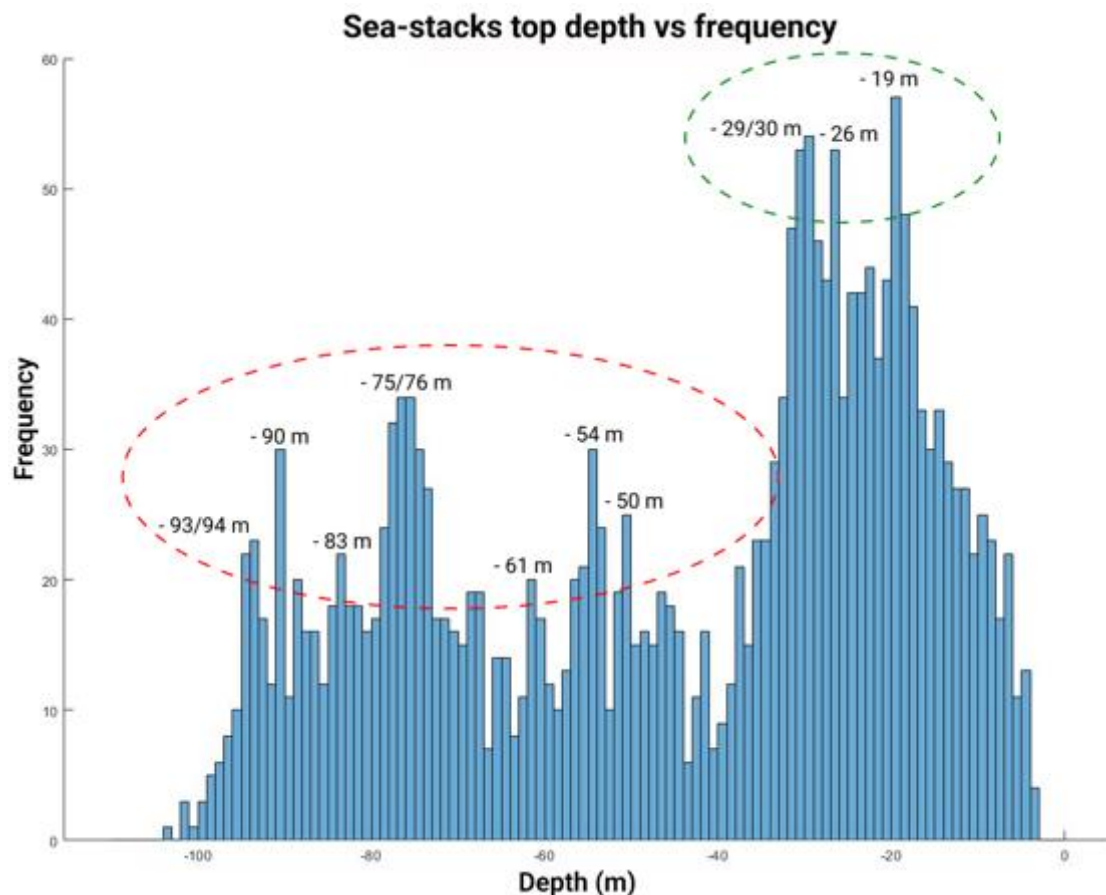


Figure 4.2. Sea-stacks top depth and frequency. At -19 m, -26 m, -29/30 m, -50 m, -54 m, -61 m, -75/76 m, -83 m, -90 m and -93/94 m the number of peaks is higher. Moreover, there is a difference in the number of stacks, as it is a higher amount between ~ -32 m and -17 m (the circle of green colour); and a lower amount between ~ -32 m eta -95 m (the circle of red colour).

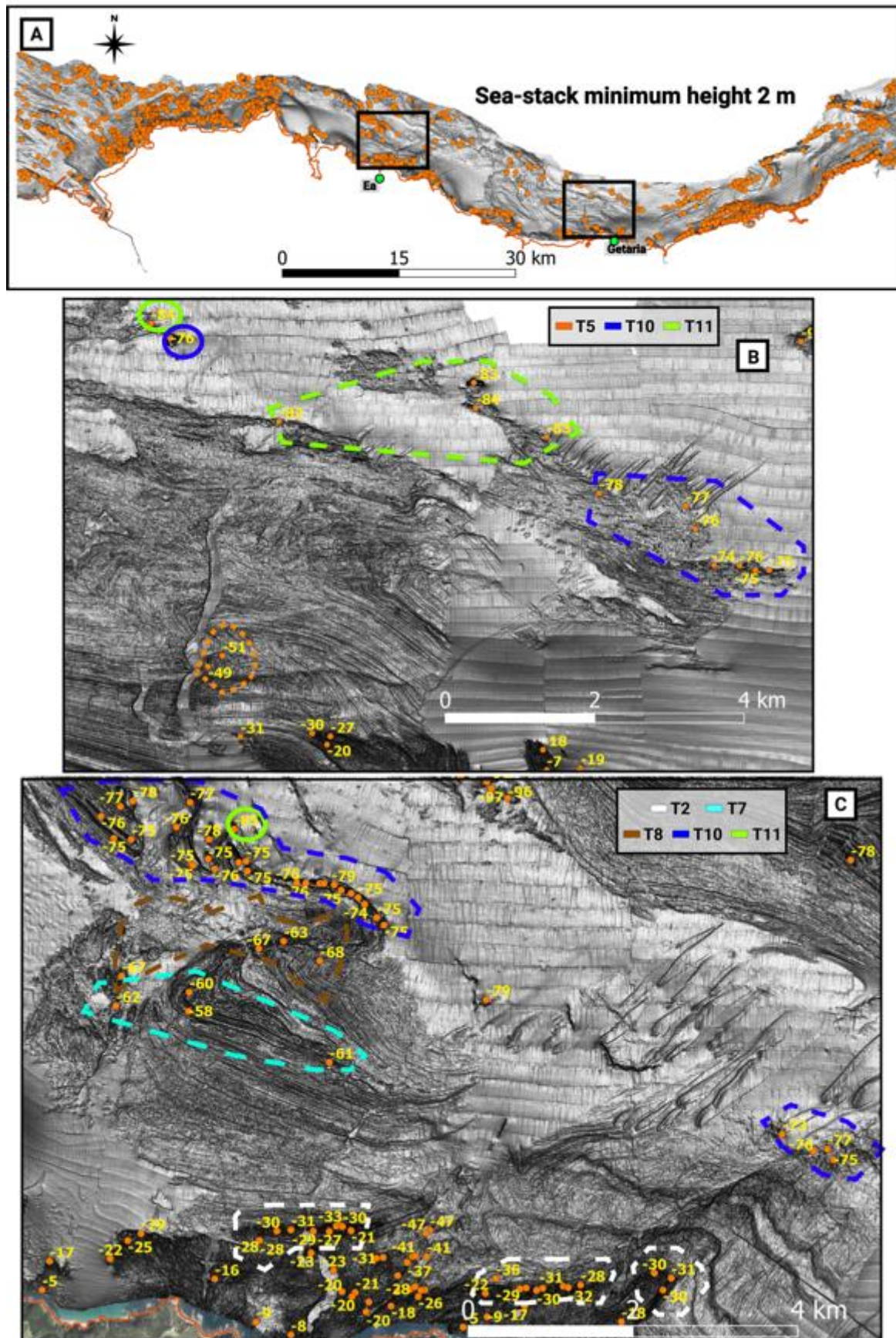


Figure 4.3. Sea stacks distribution whose height is minimum 2 m represented by orange circles. The numbers indicate the depth of the top of the stacks. A) Sea stacks distribution in the study area. B) and C) Areas in front of Getaria and Ea respectively. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces.

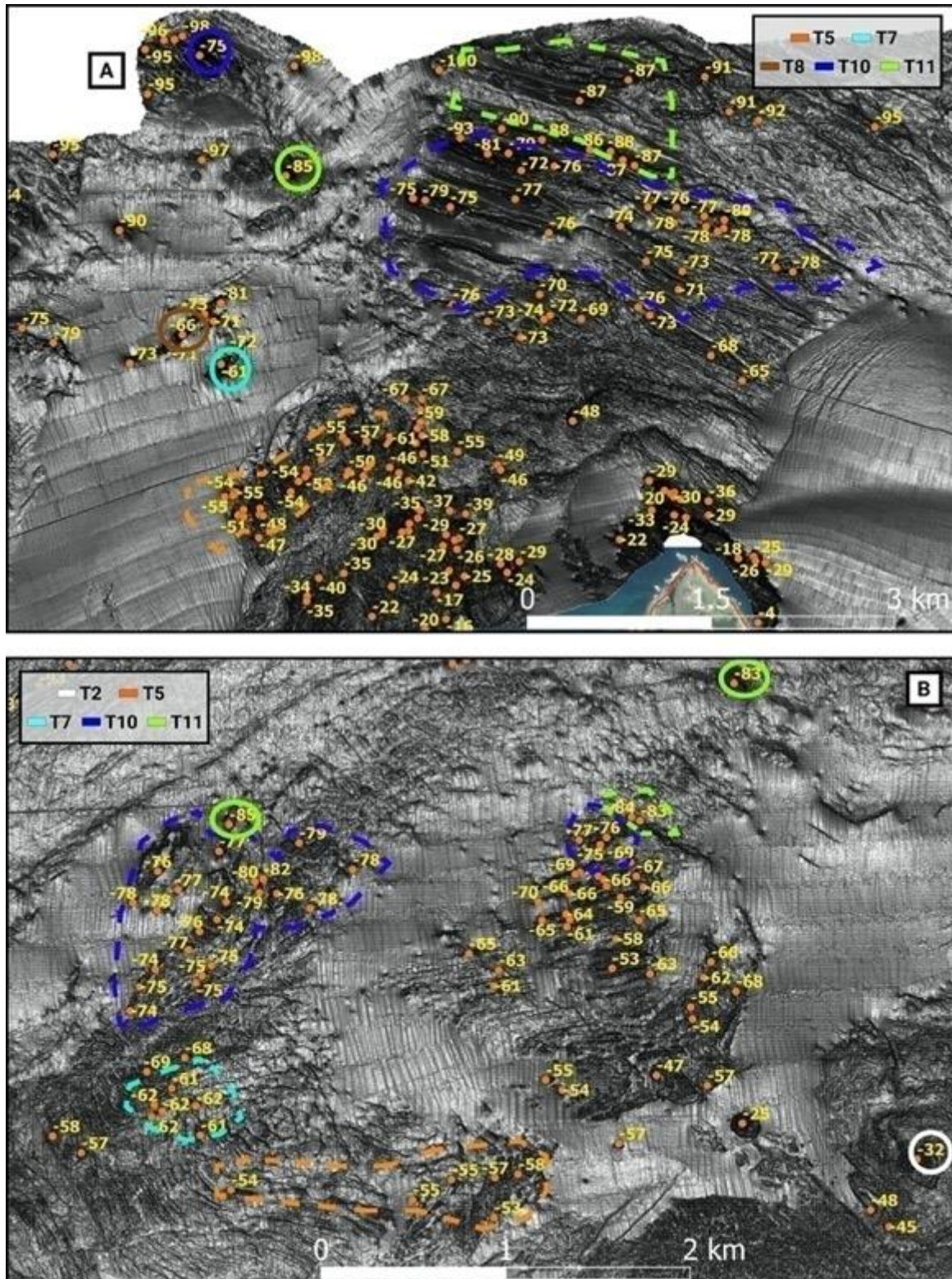


Figure 4.4. Sea stacks distribution whose height is minimum 2 m represented by orange circles. The numbers indicate the depth of the top of the stacks. (A, B) Areas in front of Matxitxako cape and Armintza, respectively. Locations are in Figure 4.3. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces.

4.1.3 Modelling submerged marine terrace sequence generation, an approach to their age

As stated previously, landscape evolution models (LEM) can be useful to estimate the age of marine terraces, especially when direct sampling and dating are difficult, as for submerged sequences of marine terraces. For this study, a sea level curve was generated combining various sea-level data and it was truncated at 128 ka because the marine terraces formed before MIS 5e have a lower probability to be preserved due to erosion from subsequent sea-level variations (e.g. Trenhaile, 2014; Jara-Muñoz *et al.*, 2016;)

According to the modelling, the best time span for submerged marine terrace creation is between the Last Interglacial Maximum (LIM) and the Last Glacial Maximum (LGM). In this scenario, well developed submerged terraces are generated at about -6 m, -36 m, -52 m, -68 m and -118 m. Other lower magnitude shoreline angles are detected at ~ -80 m and ~ -97 m (Figure 4.5A). The profile generated between MIS5 e until nowadays, shows a smoothed and curved profile, with very low magnitude cliffs. Along this profile, the inflexion points at around -36 m and -68 m are remarkable (Figure 4.5B). The large morphological differences between both scenarios are due to the effect of the last period of sea-level rise after the LGM. According to the modelling, the last transgression would have reworked the former coastal landscape and eroded older geomorphic evidences of past sea-level positions, giving as a result an smoothed surface.

The scenario related to the last transgression, is characterized by a profile with poorly marked cliffs where the main shorelines are located at c. -92 m and -104 m (Figure 4.5C). In this scenario the maximum initial erosion rate considered for modelling was of 0.5 m/a.

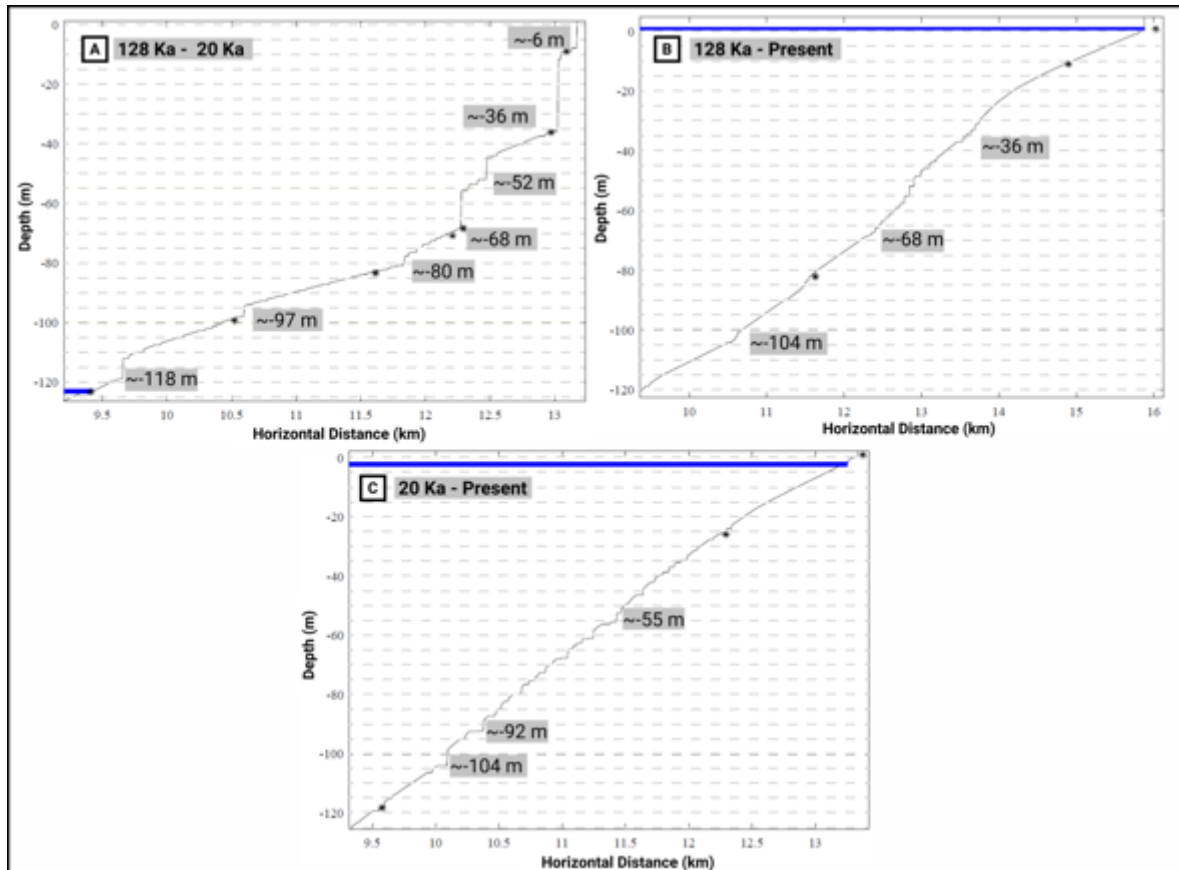


Figure 4.5. Modelled profiles of the LEM for the three scenarios tested for the formation of the sequence of submerged marine terraces (A, B, C). Numbers in grey boxes are the depth of the detected submerged shorelines within the models. Dashed lines indicate depth every 5 m. Asterisks are shorelines automatically extracted by the LEM. The slope and initial erosion rates to generate those profiles were set 2° and 1 m/a for scenarios A) and B); and 0.5 m/a respectively for scenario C).

4.2 “Submerged Marine Terraces Identification and an Approach for Numerical Modeling the Sequence Formation in the Bay of Biscay (Northeastern Iberian Peninsula)”: discussion

4.2.1 Factors that control the submerged marine terraces distribution

In the attempt to elucidate the factors that control the location and spatial variability of the submerged marine terraces, the effects of wave climatology, lithology and stratification direction were analyzed. Nevertheless, it was not observed a clear control from a single factor. Instead, it is inferred that is a combination of these variables.

4.2.1.1 Wave climatology

Wave direction and energy, can affect to the formation and development of rocky shore platforms (e.g. Trenhaile, 1999). The data available from the Bilbao offshore buoy (Boya de Bilbao-Vizcaya, 2019),

record main wave directions of N292.5°E and N315°E (Figure 4.6A). Considering the present coastline direction, the marine terrace sequence is best preserved in zones where the coastline is located parallel to wave direction. In this sense, the presence of Matxitxako cape, could act as a barrier, reducing the energy of the waves eastwards of that point. The study carried out by Galparsoro *et al.* in 2008 regarding the annual power distribution along the coast, could be correlated with waves energy along the study area (Figure 4.6B). Their figure confirms the low energy in the central segment of the analyzed coastal stretch. In the best preserved submerged marine terrace sequence (Figure 4.6B), it is also visible the effect of wave direction in terrace preservation. To the east of the headland (which would be protected from the waves) the levels are clearly preserved, whereas the western flank, exposed to the main wave direction, exhibit submerged terraces that are not equally developed.

From Barrika to the west no drowned shorelines were detected along most of the coast (Figure 4.6C). One fact that could explain the lack of shorelines could be that this coastal stretch is orthogonal to main wave direction and waves energy reaches its highest values at that sector. Such strong hydrodynamics conditions certainly would not favour the preservation of previously formed submerged terraces. Such observation would fit with observations made onshore as the coastal stretch Barrika to Punta Galea exhibits one of the best preserved and recognized *rasa* in the study area.

Nevertheless, the relation between high wave energy conditions and the lack of submerged marine terraces preservation, does not occur along all the studied shore. From Orio to the east and on the eastern flank of the Matxitxako cape, the modern coastline is perpendicular to wave direction (high hydrodynamic), but some drowned marine terraces are well preserved. On the other hand, in front of Zumaia, Ondarroa and around Ogeia, with low hydrodynamics, the preserved submerged marine terraces distribution is different in each zone (Figure 4.6). Such observations suggests that other factors aside wave climatology influence the distribution of submerged marine terraces in this area.

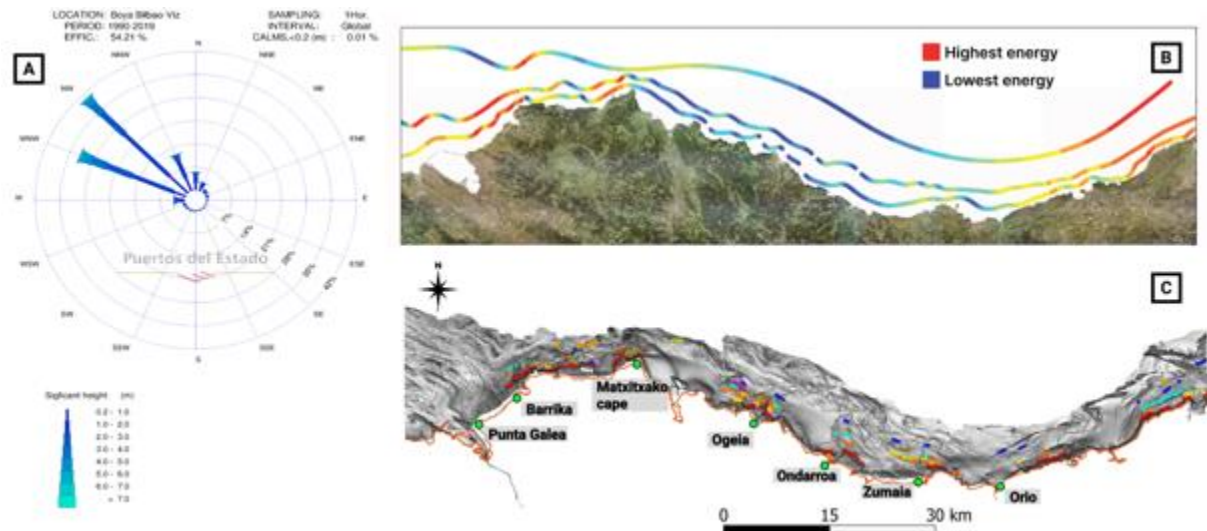


Figure 4.6. Wave climatology and shoreline angles distribution. **A)** Bilbao offshore buoy wave direction and height map (Boya de Bilbao-Vizcaya, 2019). **B)** Annual power map from Galparsoro *et al.* (2008), which could be correlated with wave energy. **C)** Distribution of detected shoreline angles.

4.2.1.2 Lithology

Several authors have pointed out on the effect of lithology and rock resistance in cliff recession rates, and hence in rocky shore platform generation (e.g. Sunamura, 1992; Woodroffe, 2002; Prémaillon *et al.*, 2018). The main part of the studied coast is composed by flysch type rock successions from the Cretaceous period, and the Paleocene and the Eocene epochs. Secondly, at some sites, the Urgonian limestone (Cretaceous) also outcrops, with variable extent depending on the considered map (Figure 4.7A, B).

The stratification of flysch type rocks is notorious on the seafloor and can be followed in the hillshaded map, from Ondarroa to the east, with well developed submerged marine terraces (Figure 4.7D); and between Barrika and Punta Galea where no submerged marine terraces are detected (Figure 4.7C). Among flysch type sequences, some parts are more siliciclastic, more carbonaceous or the number and thickness of turbidites may vary, which affect to the generation and characteristics of rocky shore platforms (Baceta *et al.*, 2012). Nevertheless, not such a big difference in submerged marine terrace preservation would be expected between those areas with quite similar lithological characteristics, suggesting that other factors are affecting the submerged marine terraces distribution offshore those coastal stretches.

The differential preservation potential of the submerged terraces seems somehow controlled by lithology in the the eastern part of Matxitxako cape (Figure 4.7E). There, a submerged marine terrace is detected, in spite of being within a high wave energy area. It was hypothesized that there the seafloor could be carbonated, as onshore, there is a carbonated unit close to this area. The limestones, are comparatively more resistant to erosion than flysch, increasing the preservation potential of marine

terraces. This carbonated unit could also act as a barrier, protecting the submerged terraces carved in presumably flysch unit substrate.

4.2.1.3 Stratification direction

As stated before by Everard (1964) or Trenhaile (1987) the dip, strike and thickness of the bedding influences the generation and development of modern rocky-shore platform. In the study area, the disposition of the stratification relative to the current shoreline has been highlighted in the littoral zone of the Basque Coast Geopark to explain the different morphologies of present coastline (Baceta *et al.*, 2012).

On the continental shelf, submerged marine terraces are detected with variable bedding strikes. Parallel, oblique or perpendicular to the shoreline (e.g. [Figure 4.7C, D](#); [Supplementary figure III-16](#)). Note that around Punta Galea, the stratification is perpendicular to the coastline and are not well preserved submerged marine terraces, whereas in other areas of the shelf under the same perpendicular strikes, submerged terraces are detected.

The effect of the stratification is suggested for the area from Orio to the east, with high wave energy conditions and flysch type substrate, but where submerged terraces are preserved ([Supplementary figure III-16](#)). Along this coastal stretch, the bedding is oblique or sub-parallel along most of the continental shelf. According to Trenhaile (1987), the beddings which are parallel and with a high dip angle relative to the coast, are the most resistant to erosion. Such bedding disposition could explain why some submerged terraces are preserved in these areas of high hydrodynamics and not at other sites of similar wave energy conditions such as in front of Punta Galea, where the bedding is perpendicular to the wave direction ([Figure 4.7C](#)).

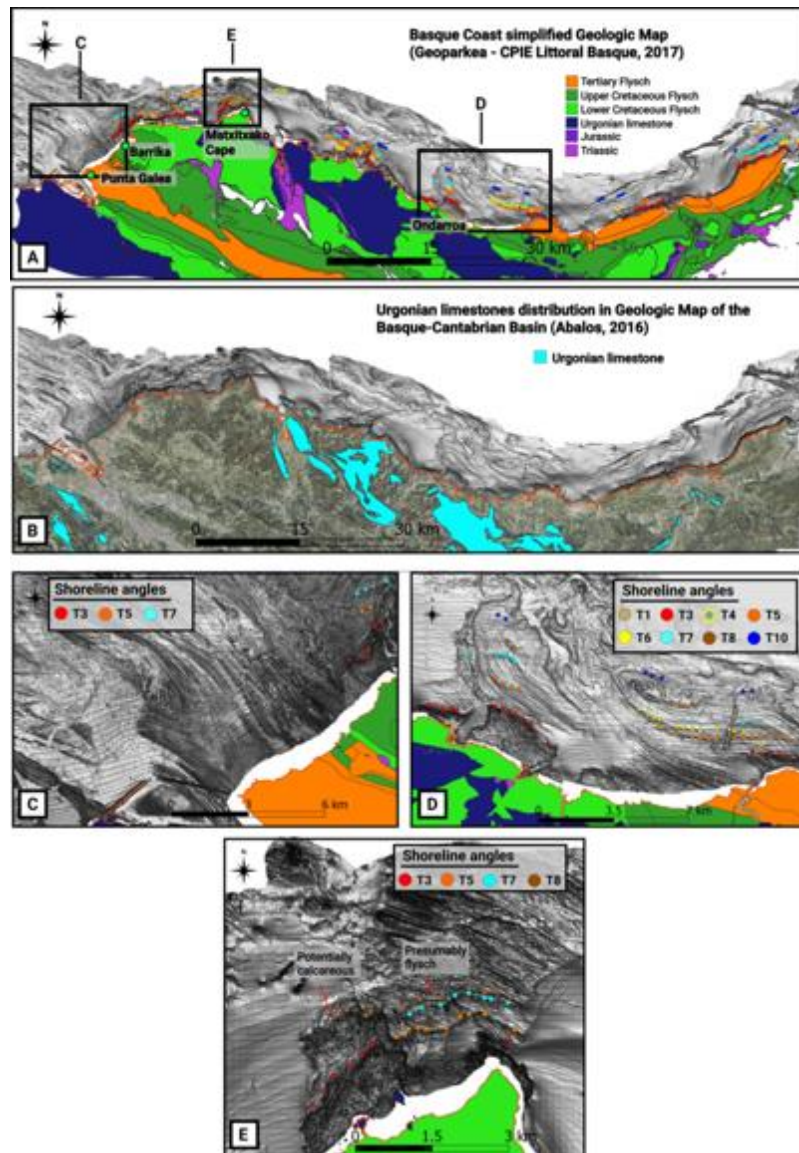


Figure 4.7. Submerged terraces distributions related to different factors. **A)** Lithologic map modified from the Basque Coast (Geopark Geoparkea-CPIE Littoral Basque, 2017). **B)** Urgonian limestone distribution in Abalos (2016). Note the limestone extension difference between A) and B). **C), D)** Areas with different bedding (parallel, oblique, perpendicular) flysch type successions. Marine terraces are mainly preserved in the D) area. **E)** A high wave energy area, where submerged terraces are preserved.

4.2.2 Sea-stacks integration in the submerged marine terraces sequence

The fact that the number of stacks is higher at certain depths, is probably associated to the submerged terrace levels, as some of the stacks could have been part of ancient rocky shore platforms. Such interpretation can be suggested for the -29/30 m, -54 m, -75/76 m and -90 m stacks, which could correlate with the submerged marine terraces at around -30/-32 m (T2), -49/53 m (T5), -74/-77 m (T10) and -89/-92 m (T12).

The areas shallower than 30 m can give valuable information, as it is the area with the higher amount of sea-stacks and a shoreline was only detected at ~ -13 m. Nevertheless, the number of sea-stacks at -

19 m and -26 m is considerably higher than at other depths. This can be because sea level has stayed for longer time at those depths, even though the submerged marine terrace morphology is not observed at present.

Aside from it, the presence of these stacks grouped at certain sites and depths, could suggest the presence of former rocky shore platforms, which helps to complete the terrace sequence in places where nowadays no shorelines are present (Supplementary figure III-9-16).

4.2.3 Marine terrace generation temporal approach through modelling

4.2.3.1 Submerged marine terraces that fit with LEM results

The submerged marine terraces generated on the scenario between MIS 5e and the LGM could fit with T3, T5 and T8. The main uncertainties come from two variables used to obtain those results. First, the best initial erosion rate for the generation of the staircase morphology was set at 1 m/yr. This is probably too high, considering the calculated cliff recession rates of 0.05 and 0.5 m/yr (mainly 0.15 m/yr) to the east of the study area, in the coast of Lapurdi (Aubié *et al.*, 2011). Second, the best staircase morphology is generated with a platform gradient set at 2°. In profiles generated by the LEM with such initial slope, the width of the continental shelf between 0 and -120 m is ~ 6 km (Figure 4.5B), whereas the width of the continental shelf off the Basque coast most generally exceed 6 km.

4.2.3.2 Submerged marine terraces that do not fit with LEM results

T4, T7 and T10 were not detected in the scenarios tested in the LEM. In the case of T4 and T7, these are generally narrower submerged marine terraces, so shorter morphogenesis times could be inferred, that are not reproduced in the models generated by the LEM.

The first hypothesis is, that they were generated between the LGM and present. The depth of those submerged terraces was correlated with the curves derived by Stanford *et al.* (2011), that present episodes for which sea level seems to be rather stable and characterized by lower sea-level change rates (Figure 4.8A). In other word, the depth of these periods of sea-level stability (Figure 4.8B) was compared with the depth of terraces identified from the bathymetry.

Sea-level change minima that could coincide with the described marine terraces are highlighted by the green and orange ellipses on Figure 4.8A. Those two periods would range between approximately 11.5 ka and 12.8 ka and between 9.8 ka and 10.4 ka. Then, using the sea-level curve of Stanford *et al.* (2011) (Figure 4.8B), the depths in those periods were calculated. Between 11.5 ka and 12.8 ka the sea level would be between -57 and -73 m in the 99% confidence curves, and between -60 and -68 m in the 67% confidence curves; whereas between 9.8 ka and 10.4 ka sea level would be between -35 m

and -47 m in the 99% confidence curve. These depths could coincide with terrace levels T7 and T4 respectively.

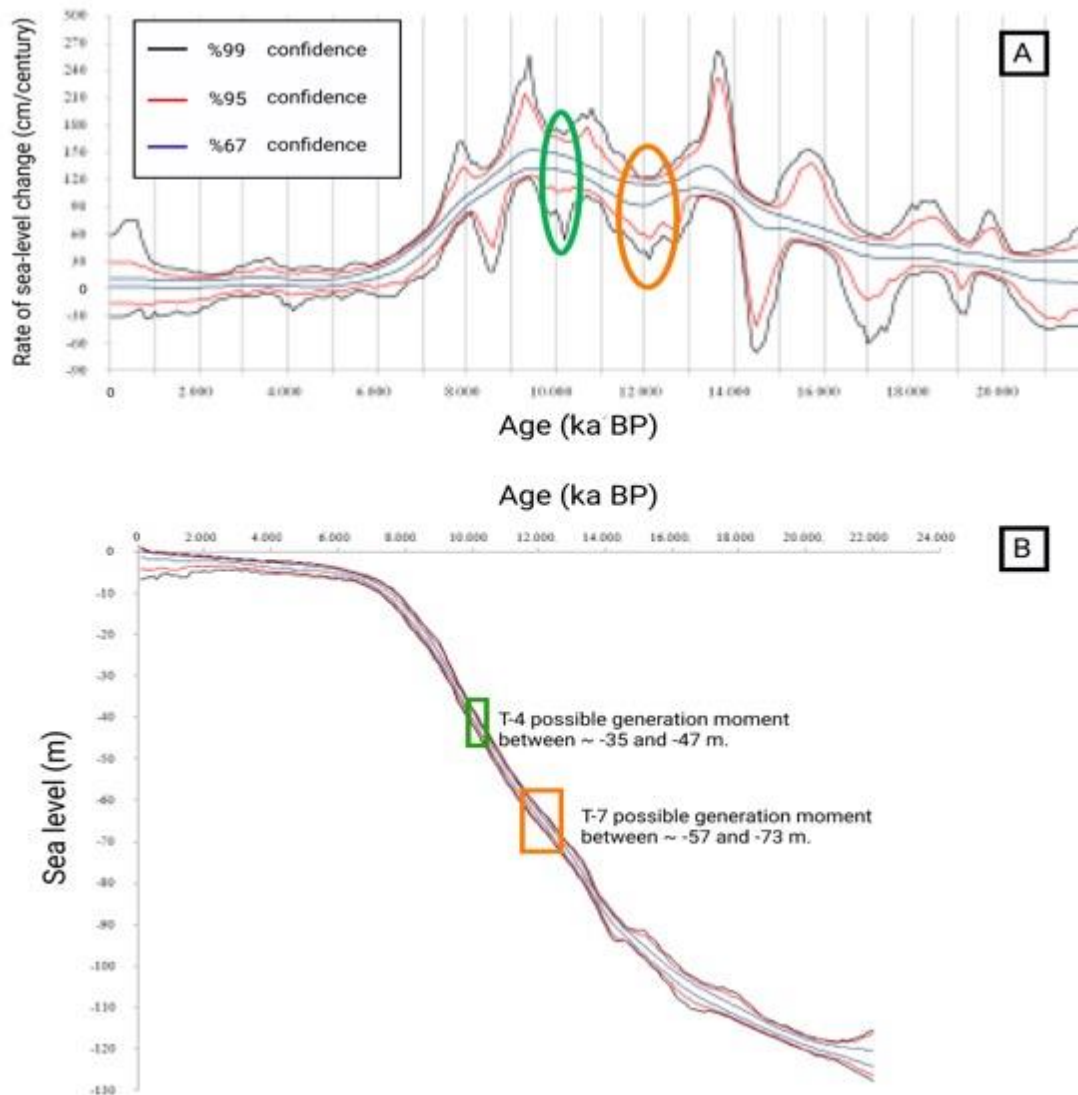


Figure 4.8. T4 and T7 possible generation moment. **A)** Stanford *et al.* (2011) rate of sea-level change, where T-4 and T-7 could have been generated. Green circle, the possible moment of T4 generation. Orange circle, the possible moment of T7 generation. **B)** Extrapolated depths for the previously mentioned periods, in the sea level curve of Stanford *et al.* (2011).

The second hypothesis would be that these generally narrower submerged marine terraces were generated prior to the last transgression. In front of Ogeia, T-7 is barely distinguishable in the western part, while in the eastern part the sequence is best preserved (Figure 4.1B). Such morphological disymetry for the submerged terraces could mean that the terraces were eroded during the last transgression, and hence, they were previously generated. Aside from this, considering that the sea stacks can be remnants of ancient rocky shore platforms, the ones grouped at depths of -61 m (Figure 4.4), could indicate that previously a terrace was carved into that substrate. The occurrence of these stacks at that depth could support the idea that some terraces were generated prior to the last transgression.

Regarding T-10, due to its extension, planar character in some places, and all its associated stacks that are close to that submerged marine terrace depth, it could have been generated previous to MIS 5e.

The terrace generation and erosion process could be as follows. T-10 could have been generated before MIS 5e. Then, prior to the LGM, T-3, T-4, T-5, T-7, and T-8 could be formed. With the last transgression, the ancient sea-cliffs and rocky shore platforms may have been smoothed or totally eroded.

Another factor that should be considered, is the inheritance or reoccupation. Some of the present rocky-shore platforms could have been generated not only during the present sea level, but also in past moments when sea level was similar to the recent one like at MIS 5e (Trenhaile *et al.*, 1999, 2001, 2002, 2018; Blanco-Chao *et al.*, 2003; Pedoja *et al.*, 2018). A similar scenario may have occurred for submerged marine terraces which could be reoccupied at certain depths in several times during past sea level oscillations. In other word, the generation of the submerged terraces might be in part polygenic, and their generation could have started before MIS 5e.

The reason for their preservation, could be related to a combination of wave climatology (energy and direction), lithology, and bedding strike at different segments of the continental shelf. Another point could be the general low slope of the shelf. A low slope platform would dissipate more wave energy, and waves wouldn't be able to erode completely the previous terraces, enhancing their partial preservation (Trenhaile, 2014; Jara-Munoz *et al.*, 2016).



Submerged Marine Terraces Identification and an Approach for Numerical Modeling the Sequence Formation in the Bay of Biscay (Northeastern Iberian Peninsula)

Peru Bilbao-Lasa^{1*}, Julius Jara-Muñoz², Kevin Pedroja^{3,4,5}, Irantzu Álvarez⁶, Arantza Aranburu¹, Eneko Iriarte⁷ and Ibon Galparsoro⁸

¹ Department of Mineralogy and Petrology, Faculty of Science and Technology, University of the Basque Country (UPV-EHU), Leioa, Spain, ² Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, University of Potsdam, Potsdam, Germany, ³ CNRS, Normandiepc Université, Caen, France, ⁴ UCBN, M2C, Caen, France, ⁵ CNRS, UMR 6143 M2C, Caen, France, ⁶ Department of Graphic Expression and Engineering Projects, UPV/EHU, Bilbao, Spain, ⁷ Department of Historical Sciences and Geography, University of Burgos (UBU), Burgos, Spain, ⁸ AZTI, Herrera Kaia Portualdea z/g, Pasaia, Spain

OPEN ACCESS

Edited by:

Randel Tom Cox,
The University of Memphis,
United States

Reviewed by:

Noureddine Elmejdoub,
Gabes University, Tunisia
Julio Garrote,
Complutense University of Madrid,
Spain

*Correspondence:

Peru Bilbao-Lasa
peru.bilbao@ehu.eus

Specialty section:

This article was submitted to
Quaternary Science, Geomorphology
and Paleoenvironment,
a section of the journal
Frontiers in Earth Science

Received: 25 October 2019

Accepted: 12 February 2020

Published: 02 March 2020

Citation:

Bilbao-Lasa P, Jara-Muñoz J,
Pedroja K, Álvarez I, Aranburu A,
Iriarte E and Galparsoro I (2020)
Submerged Marine Terraces
Identification and an Approach
for Numerical Modeling the Sequence
Formation in the Bay of Biscay
(Northeastern Iberian Peninsula).
Front. Earth Sci. 8:47.
doi: 10.3389/feart.2020.00047

Submerged sequences of marine terraces potentially provide crucial information of past sea-level positions. However, the distribution and characteristics of drowned marine terrace sequences are poorly known at a global scale. Using bathymetric data and novel mapping and modeling techniques, we studied a submerged sequence of marine terraces in the Bay of Biscay with the objective to identify the distribution and morphologies of submerged marine terraces and the timing and conditions that allowed their formation and preservation. To accomplish the objectives a high-resolution bathymetry (5 m) was analyzed using Geographic Information Systems and TerraceM[®]. The successive submerged terraces were identified using a Surface Classification Model, which linearly combines the slope and the roughness of the surface to extract fossil sea-cliffs and fossil rocky shore platforms. For that purpose, contour and hillshaded maps were also analyzed. Then, shoreline angles, a geomorphic marker located at the intersection between the fossil sea-cliff and platform, were mapped analyzing swath profiles perpendicular to the isobaths. Most of the submerged strandlines are irregularly preserved throughout the continental shelf. In summary, 12 submerged terraces with their shoreline angles between approximately: −13 m (T1), −30 and −32 m (T2), −34 and 41 m (T3), −44 and −47 m (T4), −49 and 53 m (T5), −55 and 58 m (T6), −59 and 62 m (T7), −65 and 67 m (T8), −68 and 70 m (T9), −74 and −77 m (T10), −83 and −86 m (T11) and −89 and 92 m (T12). Nevertheless, the ones showing the best lateral continuity and preservation in the central part of the shelf are T3, T4, T5, T7, T8, and T10. The age of the terraces has been estimated using a landscape evolution model. To simulate the formation and preservation of submerged terraces three different scenarios: (i) 20-0 ka; (ii) 128-0 ka; and (iii) 128-20 ka, were compared. The best scenario for terrace generation was between 128 and 20 Ka, where T3, T5, and T7 could have been formed.

Keywords: marine terrace, submerged sequence, digital bathymetric model, TerraceM, numerical modeling, Bay of Biscay

INTRODUCTION

Marine terraces are geomorphic features of ancient shorelines, which constitute the geological record of past sea-level positions (Lajoie, 1986; Burbank and Anderson, 2011). About 1020 sequences of coastal indicators including the one related to the last interglacial maximum (Marine Isotopic Stage, MIS5e) have been reported in literature (compilations in Pedoja et al., 2014, 2018). Due to the lack of high resolution data, difficulties in carrying out direct observations and dating of underwater landforms, the submerged parts of the coastal sequences are totally neglected and studies dealing with submerged marine terraces are rather scarce (e.g. Passaro et al., 2011; Johnson et al., 2014; Jara-Muñoz et al., 2017; Ricchi et al., 2018). The analysis of submerged marine terraces and sea stacks, combined with sea level variations and tectonic settings, helps us to elucidate the Quaternary coastal evolution of the SE Bay of Biscay.

Galparsoro et al. (2010) were the first to attempt the characterization of submerged features and identified eight submerged marine terraces in the SE Bay of Biscay at approximately: -37 , -52 , -56 , -70 , -73 , -75 , -87 , and -92 m below sea level.

In this study we use a high resolution bathymetrical model of the Bay of Biscay down to depths of -116 m, to map submerged shoreline angles using morphometric analysis. Alongside, the detection of sea-stacks was carried out to better define the number and distribution of the submerged terraces. Due to the lack of dating, to constraint the chronology of the successive submerged marine terraces we used numerical modeling.

BACKGROUND

The study area is located on the SE Bay of Biscay of the continental shelf, N of Iberian Peninsula. It represents a coastal stretch estimated to be of ~ 150 km (Galparsoro et al., 2010; Figure 1).

Geology of the Study Area

The substratum of the studied coastal stretch is mainly composed of Cretaceous and Tertiary flysch, and at some sites, urgonian limestones are also outcropping (Ábalos, 2016; Euskal Kostaldeko Geologia Sinplifikatua, 2017). The submerged sequence of marine terraces is located on a passive margin that experienced uplift during Upper Cretaceous – Miocene times, in the Alpine orogeny (García-Mondéjar et al., 1985). Along the Cantabric Margin, various uplift rates have been reported: $0.06 - 0.15$ mm/yr (Jiménez-Sánchez et al., 2006; Jimenez-Sánchez et al., 2011), $0.07 - 0.15$ mm/yr (Alvarez-Marrón et al., 2008) or 0.08 mm/yr (Aranburu et al., 2015). Regarding neotectonics, the Quaternary Active Faults Database of Iberia (QAFIV3) (IGME, 2015) does not report any fault in the area. Nevertheless, taking into account the neotectonic map (IGME and ENRESA, 1998), to the east of the study zone a fault is mapped and proposed to have been active during Pliocene or possibly Quaternary times (Figure 1).

The modern coastline is roughly E-W oriented. More than 70% of it is characterized by moderate to high sea-cliffs (20–150 m). Sandy beaches (predominantly of “pocket” type) make around 21 km (14%) (Pascual et al., 2004). Cape Matxitxako constitutes the main headland of this part of the Basque coast, where the continental shelf is the narrowest 7 km (Uriarte, 1998; Figure 1).

Oceanography of the SE Bay of Biscay

The southern coast of the Bay of Biscay is exposed to large storms from the NW, due to the North Atlantic low pressure systems (Galparsoro et al., 2010). Strong NW swell waves dominate and are the most common sea state within the study area (Galparsoro et al., 2010). Using the information of the Bilbao offshore buoy Liria et al. (2009) summarized that in summer the swell waves period is <10 s more than 75% of the time with representative heights of 1.5 m. In winter the swell waves have higher period (i.e., 13 s), and heights >2 m more than 50% of the time. Several times a year, significant swell wave heights can exceed 5 m, and with return periods of 20 years the waves can reach 10 m.

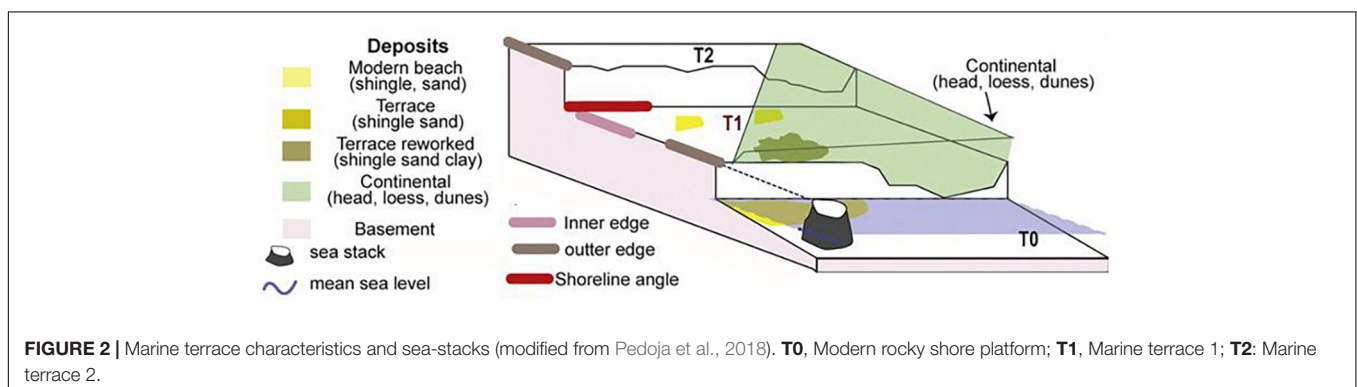
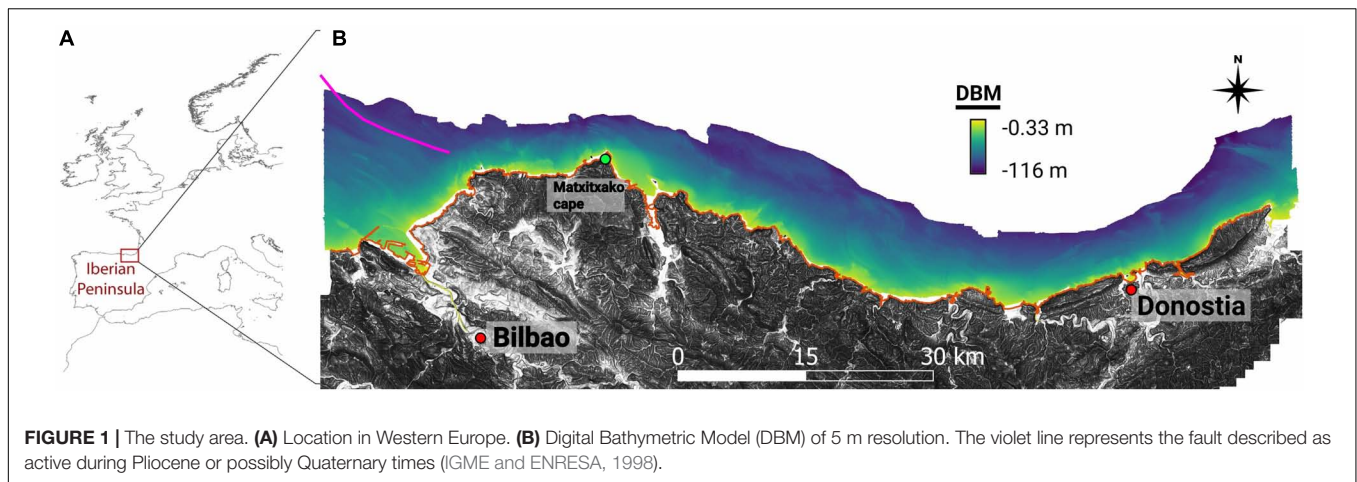
Marine Terraces and Past Sea-Level Positions

Marine terraces are geomorphic markers that constitute the geological record of past sea level positions (Lajoie, 1986; Burbank and Anderson, 2011). These features are composed by a sub-planar surface that dips seaward, and are limited landward by a steep fossil sea-cliff (Lajoie, 1986; Figure 2). The intersection between the shore platform and the sea-cliff is called the shoreline angle, which represents the maximum height that reached the sea level in the marine terrace formation (Lajoie, 1986). Staircase sequences of coastal terraces, either marine, coral reef or sedimentary are present along several coasts, in any geodynamical context, due to the combination of sea-level variations and landmass uplift (Pedoja et al., 2011, 2014).

Rocky shores are dominated by erosive processes which leave morphological remnants such as arches, sea-stacks or active sea-cliff (Sunamura, 1992). More specifically, sea-stacks, are rocky columns that were originally part of the cliff, but that nowadays are separated from the mainland, creating an islet (Figure 2). The depth of the top of the sea-stack, if flat, can give an approximation of the depth of the immediately above terrace whereas its base lies on a former platform (Figure 2).

MATERIALS AND METHODS

We used a 5 m resolution bathymetric Digital Bathymetric Model (DBM) of the Basque continental shelf until a depth of -116 m (with respect to the mean sea-level in Alicante). The DBM was generated through a Multibeam Echosounder between 2005 and 2008, with a high-resolution SeaBat 8125 and SeaBat 7125 MBES (RESON, 2002, 2006; Galparsoro et al., 2010). Most of the work was carried out using the SeaBat 7125 model; its operational frequency is 400 kHz, producing 256 beams in a 128° angle swath and using up to 50 swaths per second. The beam width is 0.5° along-track and 1° across-track, producing very small



footprints; these, in turn, result in high horizontal resolution digital elevation models (DEM). The MBES was coupled with an Agp132 (TRIMBLE) global position system, receiving differential corrections. An OCTANS III (IXSEA) gyrocompass and motion sensor was utilized, to compensate for the movement of the vessel. Furthermore, a portable SVP 15 (RESON) was used, to measure sound velocity profiles throughout the entire water column (Ernstsen et al., 2006). The software package PDS2000 was used to integrate the MBES data, with the information from all the auxiliary sensors during the surveys – data acquisition and synchronization. This software was used in real-time, as well as in the post-processing of the integrated data. Tidal correction was applied using the nearest tide gauge and 1 m resolution seafloor DBM was produced in projected coordinate UTM, Zone 30 N (WGS84). The DBM was generalized into a 5 m grid, in order to increase the speed of computational processing; finally, it was exported into ESRI grid format and integrated into a Geographic Information System (Galparsoro et al., 2009).

The information relative to the seafloor type was obtained from the spatial data infrastructure of the Basque Government¹. Different lithostratigraphic maps are available for the emerged part of our study area, with different scale and detail levels. The lithologies of the studied coastal stretch were provided

by the Basque Coast Geopark (Euskal Kostaldeko Geologia Sinplifikatua, 2017), as well as from mapping by Ábalos (2016).

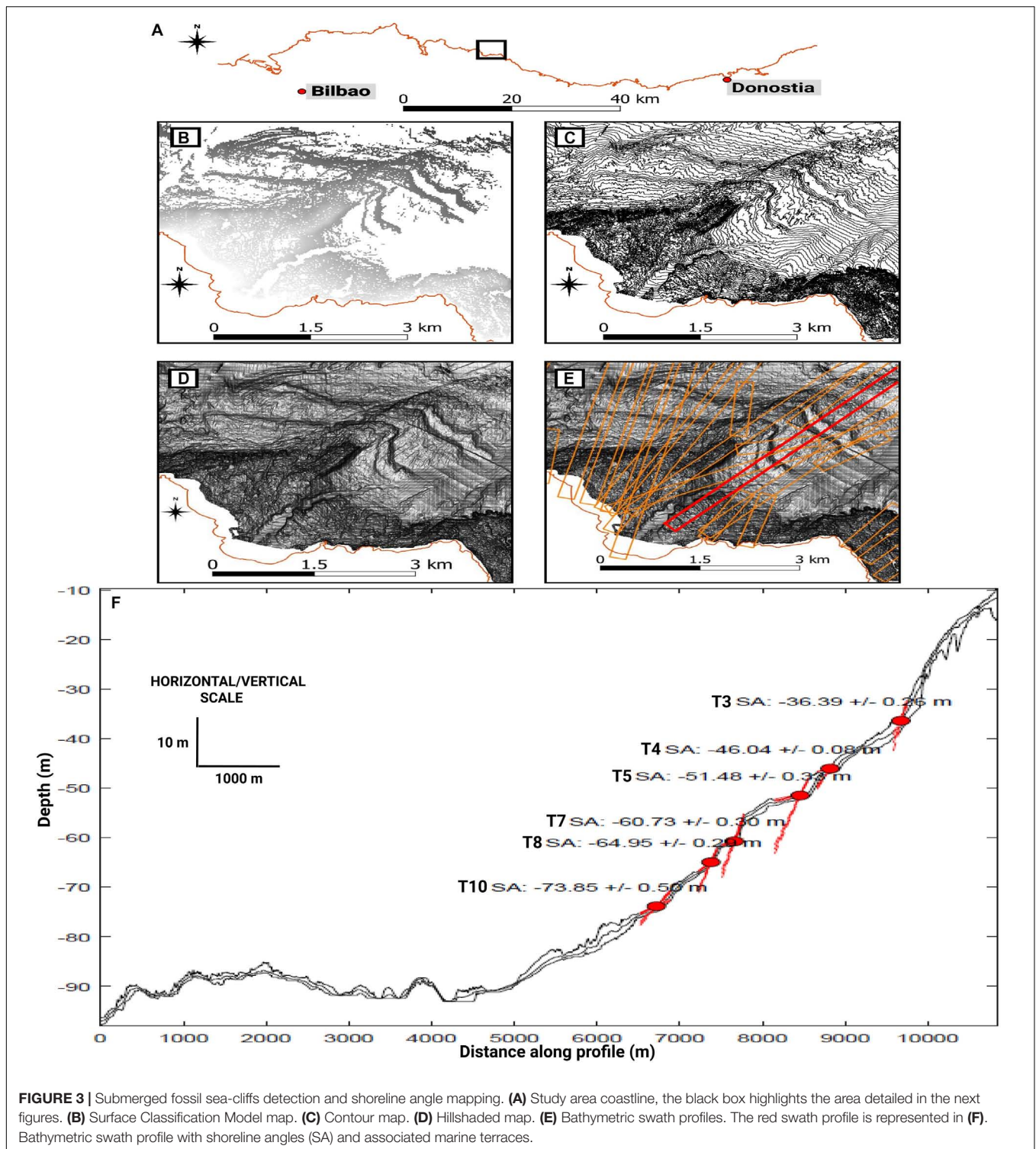
Morphometric Analysis

To detect the submerged fossil rocky-shore platforms and sea-cliffs, various methods were combined. First, we developed a Surface Classification Model (SCM) using TerraceM[®] (Jaramuñoz et al., 2019; **Figures 3A,B**). The SCM linearly combines the slope and the roughness of the terrain to discriminate different geomorphic elements of submerged marine terraces. Using the seafloor type map from the spatial data infrastructure of the Basque Government, we selected from the DBM only the areas that laid on rocky and mixed (rocky/sedimentary) sea floors. Then, potential fossil sea-cliffs were isolated, by combining slope threshold values of 0.5°, 1°, and 2° and roughness threshold values of 0.3, 0.6, and 0.9.

To identify the submerged sea-cliffs, we also extracted a contour map from the DBM (**Figure 3C**) and the hillshaded map (angle of light incision set at 0°, and a vertical exaggeration factor at the maximum available value: 99.9). Such hillshaded map, discriminates the sediment bodies from the rocky seafloor areas and highlights other features such as submerged channels (**Figure 3D**).

To get the most accurate position and depth of the successive submerged shoreline angles, we used bathymetric swath profiles. We used a swath width of 250 m based on the resolution of

¹<http://www.geo.euskadi.eus/s69-15375/eu>



the bathymetric datasets, orienting the profiles perpendicular to the trace of the fossil sea-cliffs (**Figure 3E**). We used the maximum topography from swath profiles to determine the location of shoreline angles, considering that the maximum topography represent the original terrace morphology without the effects of erosion. For that purpose, we marked two points

to define the fossil sea-cliff and another two points to define the fossil platform. Then lineal regressions are calculated upon the segments enclosed by the points, and extrapolated to find the intersection that marks the position of the shoreline angle (**Figure 3F**). Vertical errors of shoreline angles are based on the extrapolation of the 2σ ranges of the linear regressions

(Jara-Muñoz et al., 2019). The shoreline points lying on mainly sedimentary bodies were avoided, as they could underestimate their original height.

We used the original 5 m resolution DBM to map the shoreline angles of submarine terraces, to generate the hillshaded and contour maps. Instead we used a resampled version of 20 m/px in the detection and visualization of paleocliffs with the Surface Classification Model of TerraceM. The overall results are consistent after carrying out this resampling, as it can be observed comparing them with the hillshaded and contour maps.

Sea-Stack Analysis

Sea-stacks are relicts of eroded ancient marine terraces, and can be used to reconstruct the initial marine terrace morphology. The flat top of a given stack can indicate the depth of the terrace, above which the stack is emplaced. Such approach helps to detect the presence of submerged terraces in areas where nowadays their original morphology has been eroded and their shoreline angles are not detected. Thus, it could help to complete the sequence of terraces.

Sea-stacks are characterized by closed isobaths on the contour map, determinable with geographical information system (GIS). Then, we measured the range of the potential stacks from the bottom to the top, and we kept only the ones whose height is >2 m. Some of the closed isobaths were found on sedimentary zones, and consequently were not taken into account. Moreover, because some closed isobaths can be holes and depressions instead of sea stacks, the obtained close isobaths were also analyzed manually and the holes removed and discarded. Finally, the depth of the top of each stack was extracted from the bathymetry.

Such method to detect sea-stack through the analyze of closed isobaths has also its limitations. First, the real height of the stack could be underestimated in some occasions. Second, the detected feature can be a wide islet, without a columnar morphology. Third, the top of the sea-stack can be sharp instead of flat.

Modeling Marine Terraces Generation

Landscape evolution models (LEM) can be useful to estimate the age of marine terraces, especially when direct sampling and dating are difficult, as for submerged sequences of marine terraces. Herein, we used a landscape evolution model based on the wave energy dissipation theory proposed by Sunamura (1992). The model assumes wave erosion as a linear function of the rate of wave energy dissipation (Sunamura, 1992) that follows an exponential increase in relation to depth landward (Jara-Muñoz et al., 2019). The model allows simulating the generation and erosion of submerged terraces during a certain period of time, for different morphologic, climatic, and tectonic conditions.

For this study, a composite sea-level curve was generated combining various sea-level data. In this study we infer that marine terraces formed before MIS 5e have a lower probability to be preserved due to erosion from subsequent sea-level variations (e.g. Jara-Muñoz et al., 2016). Indeed, terraces before the MIS 5e may have been affected by strong wave erosion during the episode of sea-level rise that preceded the MIS 5e and former highstand periods before. For that reason, we used a composite

sea-level curve truncated at 128 ka. Our composite sea-level curve for Upper Pleistocene (**Figure 4**) was obtained combining the sea level curves used by Arz et al. (2007), Stanford et al. (2011), and Grant et al. (2012). The sea-level curve of Stanford et al. (2011) is itself a combination of previously published sea-level curves (Lighty et al., 1982; Shinn et al., 1982; Robbin, 1984; Macintyre et al., 1985, 1995, 2004; Digerfeldt and Hendry, 1987; Fairbanks, 1989; Chappell and Polach, 1991; Bard et al., 1996, 2010; Hanebuth et al., 2000, 2009; Yokoyama et al., 2000, 2001; Cutler et al., 2003; Toscano and Lundberg, 2003; Peltier and Fairbanks, 2006).

We performed several sensitivity tests to find the best scenarios that may favor the development and preservation of submerged marine terraces (**Figure 4**):

- Scenario 1: The submerged terraces were formed between 20 ka and present (the yellow line in **Figure 4**).
- Scenario 2: The submerged terraces were formed between 128 and 20 ka (the green line in **Figure 4**).
- Scenario 3: The submerged terraces were formed between 128 ka and present (the red line in **Figure 4**).

The wave height of the study area was estimated from 9 years of radar altimetry measurements (produced and distributed by the AVISO website of the French Spatial Agency, CNES, at www.aviso.com as part of the Ssalto/Duacs ground-processing segment). Different latitude/longitude positions were tested to extract the wave height. We selected wave height values between 3.7 and 3.4 m which are the 90% percentile of the data obtained in our study area (**Supplementary Figure S1**), assuming that these waves would be the most erosive ones related to storm events (Jara-Muñoz et al., 2016).

To constraint uplift rates in this area we used the database of Pedoja et al. (2018) based on the MIS5e benchmark widely distributed along the western coast of Europe. Estimates in the proximities to our study area, show uplift rates of 0.049 m/ka (**Supplementary Figure S1**), in Castro Urdiales (Guilcher, 1972; Flor and Flor-Blanco, 2014) and in Pointe Saint Martin (Biarritz) (Deler, 1932).

The initial slope of the model was constrained by measurements along predefined profiles in the continental shelf. For that, two points were selected on the profile, and using the distance and elevation differences, the inclination was calculated. The slopes from the bottom to the top of the profile were lower than 2° in most cases. For modeling values of 0.5°, 1°, 1.5°, and 2° were tested.

We constraint the initial erosion rates based on previous studies close to our study area. To the West of our study area, in the coast of Lapurdi, mean coastal retreat ranges from 0.05 to 0.5 m/yr, but are typically of 0.15 m/yr (Aubié et al., 2011). To the East, in Galicia, Perez-Alberti et al. (2013) reported rates between 0.09 and 1.18 m/yr (typically between 0.21–0.38 m/yr) in granites. Even though in the model the input data is not directly the cliff retreat, for the initial erosion rates, values of 0.25, 0.5, 0.75, and 1 m/yr were tested. In scenario 1 (i.e., sequence formed during 0–20 ka), the initial erosion rates tested for 2° of slope, were only 0.25 and 0.5 m/yr.

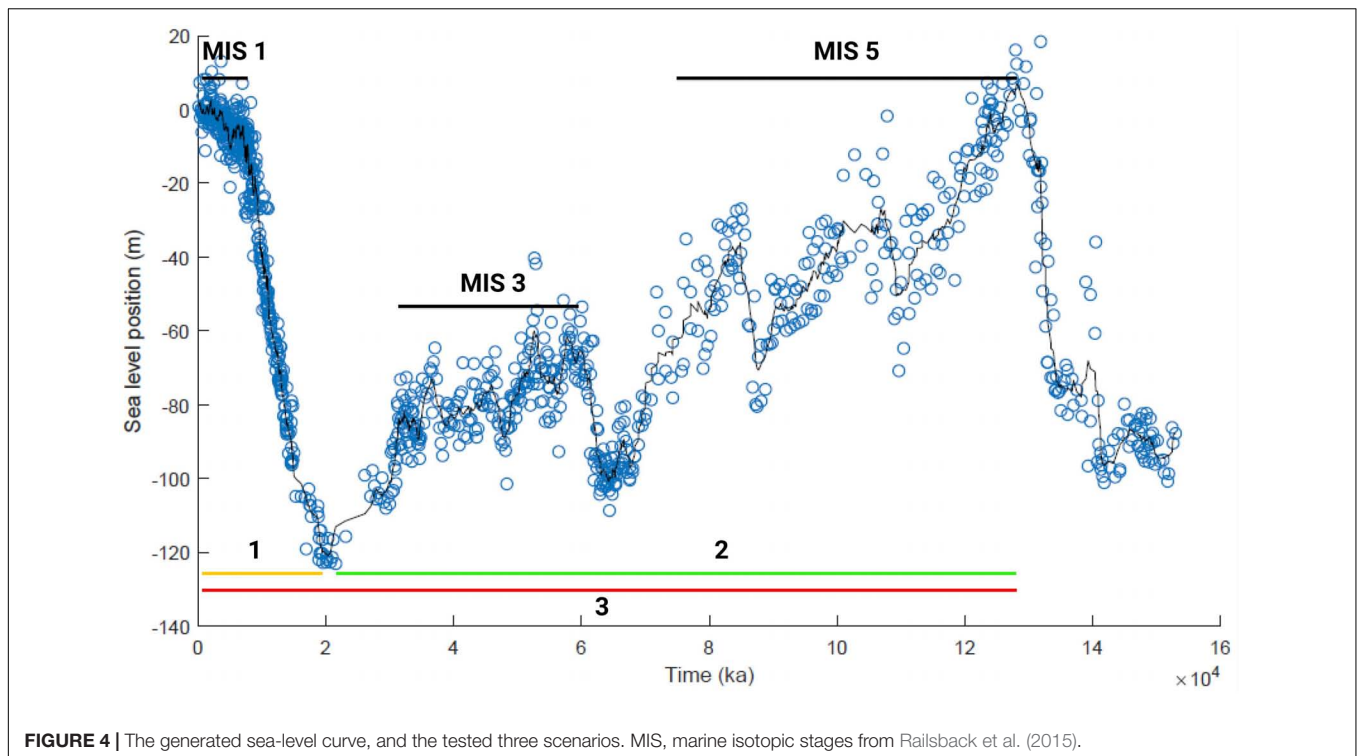


FIGURE 4 | The generated sea-level curve, and the tested three scenarios. MIS, marine isotopic stages from Railsback et al. (2015).

RESULTS

The Submerged Marine Terrace Sequence of the SE Bay of Biscay

The Surface Classification Model (SCM), the hillshaded map and the isobath map reveal a staircase morphology of the continental shelf, with irregularly distributed and preserved submerged marine terraces. In advance, the submerged marine terraces mapped are the ones that present a better preserved and recognizable fossil sea-cliffs. Submerged terraces are recognized from the eastern part of the study area until Barrika to the West, but the best preserved sequence is observed in the central part, especially in front of Ogeia (**Figures 5A,B**). The low general slope of the continental shelf has to be taken in mind, and note, that even the fossil sea-cliffs are highlighted clearly in some areas (e.g. **Figure 3C**), the slope of some of those cliffs can be of very low degree.

The detected submerged terraces distribution along the continental shelf and the main characteristics of the stretches that we defined are summarized on **Tables 1, 2**. The images of each continental shelf segment are available in the **Supplementary Material (Supplementary Figures S2–S9, S16)** and in the **Supplementary Video**.

We detected 12 submerged marine terraces in our study area with their shoreline angles drowned between: ~ -13 m (T1), ~ -30 and -32 m (T2), ~ -34 and 41 m (T3), ~ -44 and -47 m (T4), ~ -49 and 53 m (T5), ~ -55 and 58 m (T6), ~ -59 and 62 m (T7), ~ -65 and 67 m (T8) ~ -68 and 70 m (T9), ~ -74 and -77 m (T10), ~ -83 and -86 m (T11), and ~ -89 and 92 m (T12). Nevertheless, the ones that show more lateral

continuity and are best preserved, especially in the central part of the continental shelf, and correspond to T3, T4, T5, T7, T8, and T10 (**Figure 5C**).

Sea-Stacks Frequency at Different Depths and Their Distribution

Quantitatively, the sea-stack top depth and frequency histogram (minimum height 2 m), highlights depths where the number of the stacks is higher than at other depths: -19 m, -26 m, -29 and 30 m, -50 , 256 m, -54 m, -61 m, -75 and 76 m, -83 m, -90 m and -93 and 94 m. There are two differentiated groups: one between ~ -32 and ~ -17 m with a higher amount of stacks (more than 50 in some cases) and another between ~ -32 and ~ -95 m, for which there are less stacks (mainly less than 30). In this last group, the number of peaks is especially high at three depths: -54 , $-75/-76$ and -90 m (**Figure 6**).

Qualitatively, in some zones there is a concentration of sea-stacks whose top coincide at a similar depth, and that seem to indicate eroded ancient platforms or stands in sea-level. Some of those potential levels are highlighted in **Figures 7, 8**. The rest of the areas are available in **Supplementary Figures S10–S15**.

Modeling Submerged Marine Terrace Sequence Generation

The best time span for submerged marine terrace creation is between the Last Interglacial Maximum and the Last Glacial Maximum (LGM). In this scenario, well developed submerged terraces are generated at ~ -6 , ~ -36 , ~ -52 , ~ -68 and ~ -118 m. Other lower magnitude shoreline angles are detected at ~ -80 and ~ -97 m (**Figure 9A**). The profile generated between

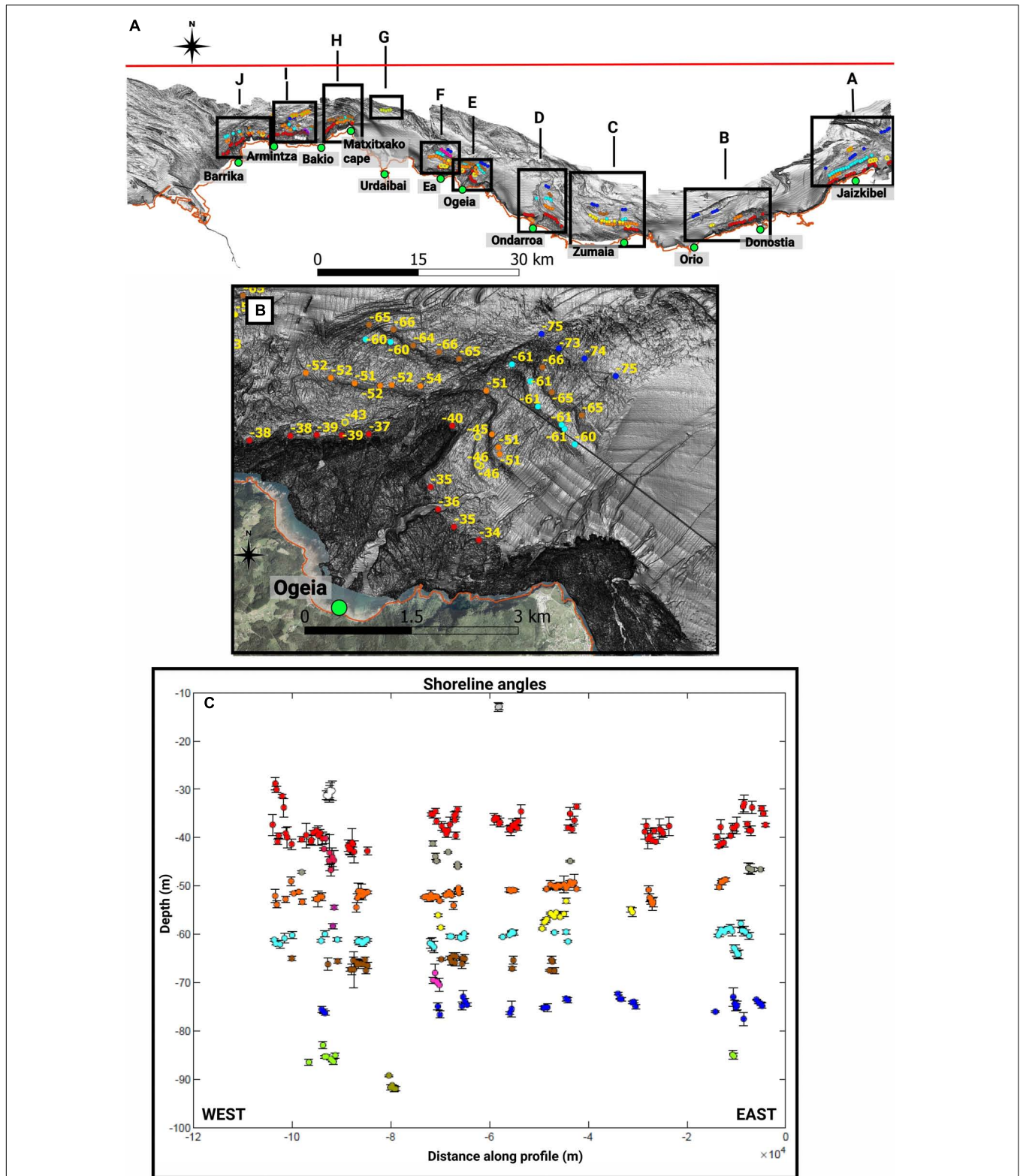


FIGURE 5 | Shoreline angle distribution in the study area. **(A)** General distribution of submerged marine terraces, with detected shoreline angles in circles. The red line corresponds to the profile along which the shoreline angles are represented on **(C)**. **(B)** Amplified segment in front of Ogeia (box E). Circles represent shoreline angles and the numbers their depths. Dotted blue lines represent submerged channels. **(C)** Shoreline angles along the profile. From top to bottom: Light gray, T1; White, T2; Red, T3; Garnet, Mix between T3 and T4; Dark gray, T4; Orange, T5; Violet, not assigned terrace level, as its depth notably increases to the south. Yellow, T6; Light blue, T7; Brown, T8; Pink, T9; Dark blue, T10; Light green, T11; Dark green, T12.

TABLE 1 | Submerged marine terrace distribution from Jaizkibel to Ogeia in segments of the continental shelf with the most remarkable characteristics.

Continental shelf location	Location in Figure 5A	Detected submerged terraces and shoreline angles depths	Remarkable characteristics
Continental shelf in front of Jaizkibel	Area A	T-3 (between ~ -34 and -41 m) T-4 (between ~ -45 and -47 m) T-5 (between ~ -49 and -50 m) T-7 (between ~ -59 and -60 m) T-10 (between ~ -74 and -75 m) T-11 (at ~ -85 m)	T-3 and T-4 are observed in both sides of the main submerged channel T-7 is best preserved eastward. In the central part the shorelines are deeper until -63 m. Small submerged channels end there their path T-10 is observed in the eastern part, where the submerged terrace is associated with a flat-topped headland. The top of the headland is at ~ -74 m
Continental shelf between Donostia and Orio	Area B	T-3 (between ~ -36 and -41 m) T-5 (between ~ -51 and -54 m) T-6 (at ~ -55 m) T-10 (between ~ -74 and -76 m)	T-10 is characterized by a flat surface behind the submerged channel
Continental shelf in front of Zumaia	Area C	T-3 (between ~ -34 and -38 m) T-4 (at ~ -45 m) T-5 (between ~ -49 and -51 m) T-6 (between ~ -55 and -58 m) T-7 (between ~ -58 and -61 m) T-8 (between ~ -66 and -68 m) T-10 (between ~ -73 and -75 m)	T-3 is only observed eastward of the main channel T-5 . The small magnitude submerged channel ends its path at that depth T-6 . The shoreline gets deeper westward, getting a bay morphology. Small submerged channels end their path at that depth T-10 . The highest magnitude submerged channels end their path there
Continental shelf in front of Ondarroa	Area D	T-1 (at ~ -13 m) T-3 (between ~ -35 and -38 m) T-5 (between ~ -51 and -53 m) T-7 (between ~ -59 and -61 m) T-8 (between ~ -65 and -67 m) T-10 (between ~ -75 and -76 m)	T-3 is observed in both sides of the main submerged channel. T-7 is slightly correlated eastward of the submerged channel
Continental shelf in front of Ogeia	Area E	T-3 (between ~ -34 and -40 m) T-4 (between ~ -45 and -46 m) T-5 (between ~ -51 and -54 m) T-7 (between ~ -60 and -61 m) T-8 (between ~ -64 and -66 m) T-10 (between ~ -73 and -76 m)	The area where the terraces are best preserved in the whole study area, exactly from the ancient headland to the east

MIS5e until nowadays, shows a smoothed and curved profile, with very low magnitude cliffs. Along this profile, the inflection points at ~ -36 and ~ -68 m are remarkable (**Figure 9B**). The large morphological differences between both scenarios are due to the effect of the last period of sea-level rise after the LGM. Thus, the last transgression would have reworked the former coastal landscape and eroded older geomorphic evidences of past sea-level positions, giving as a result a smoothed surface.

The scenario related to the last transgression, is characterized by a profile with poorly marked cliffs where the main shorelines are located at ~ -92 and ~ -104 m (**Figure 9C**). In this scenario the maximum initial erosion rate considered for modeling was of 0.5 m/yr.

DISCUSSION

Processes Implied in the Submerged Marine Terraces Distribution

In the attempt to elucidate the factors that control the location and spatial variability of the submerged marine terraces, we analyzed the effects of wave climatology, lithology and stratification direction. Nevertheless, didn't observe clear control

from a single factor but what we suppose is the combination of these variables.

Wave Climatology

Wave direction and energy, can affect to the formation and development of rocky shore platforms (e.g. Trenhaile, 1999). The data available from the Bilbao offshore buoy (Boya de Bilbao-Vizcaya, 2019), record main wave directions of N292.5°E and N315°E (**Figure 10A**). Considering the present coastline direction, the marine terrace sequence is best preserved in zones where the coastline is located parallel to wave direction. In this sense, the presence of Matxitxako cape, could act as a barrier, reducing the energy of the waves eastward of that point. The study carried out by Galparsoro et al., 2008 regarding the annual power distribution along the coast, could be correlated with waves energy along our study area (**Figure 10B**). Their figure (**Figure 10B**) confirms the low energy in the central segment of the analyzed coastal stretch. In the best preserved submerged marine terrace sequence (**Figures 3C, 5B**), it is also visible the effect of wave direction in terrace preservation. To the east of the headland (which would be protected from the waves) the levels are clearly preserved, whereas the western flank, exposed

TABLE 2 | Submerged marine terrace distribution from Ea to Barrika in segments of the continental shelf with the most remarkable characteristics.

Continental shelf location	Location in Figure 5A	Detected submerged terraces and shoreline angles depths	Remarkable characteristics
Continental shelf in front of Ea	Area F	T-3 (between ~ -35 and -37 m) T-4 (between ~ -44 and -45 m) T-5 (between ~ -52 and -53 m) T-6 (between ~ -56 and -59 m) T-7 (between ~ -62 and -63 m) T-8 (at ~ -65 m) T-9 (between ~ -68 and -70 m) T-10 (between ~ -73 and -75 m)	The submerged channel ends its path at T-9
Continental shelf in front of Urdaibai	Area G	T-12 (between ~ -89 and -92 m)	The shoreline shows a bay shape morphology
Continental shelf in front of Matxitxako cape	Area H	T-3 (between ~ -41 and -43 m) T-5 (between ~ -49 and -51 m) T-7 (between ~ -61 and -63 m) T-8 (between ~ -65 and -67 m)	In the western part only T-3 and T-8 were detected
Continental shelf between Bakio and Arminza	Area I	T-2 (between ~ -30 and -32 m) T-3 (between ~ -38 and -41 m) T-3/T-4 (between ~ -42 and -47 m) T-5 (between ~ -52 and -55 m) T-7 (at ~ -61 m) T-8 (at ~ -67 m) T-10 (at ~ -76 m) T-11 (between ~ -83 and -87 m)	Beneath T-2 a submerged marine terrace that could be a combination of T-3 and T-4 is observed In the eastern part, a submerged terrace is observed (black circles) without any assigned submerged terrace, due to the fact that its depth notably increases to the south
Continental shelf between Arminza and Barrika	Area J	T-3 (between ~ -37 and -41 m) T-4 (between ~ -47 m) T-5 (between ~ -51 and -54 m) T-7 (between ~ -60 and -62 m) T-8 (at ~ -65 m)	In T-3 some of the shorelines are located at shallow depths around -30 m

to the main wave direction, exhibit submerged terraces that are not equally developed.

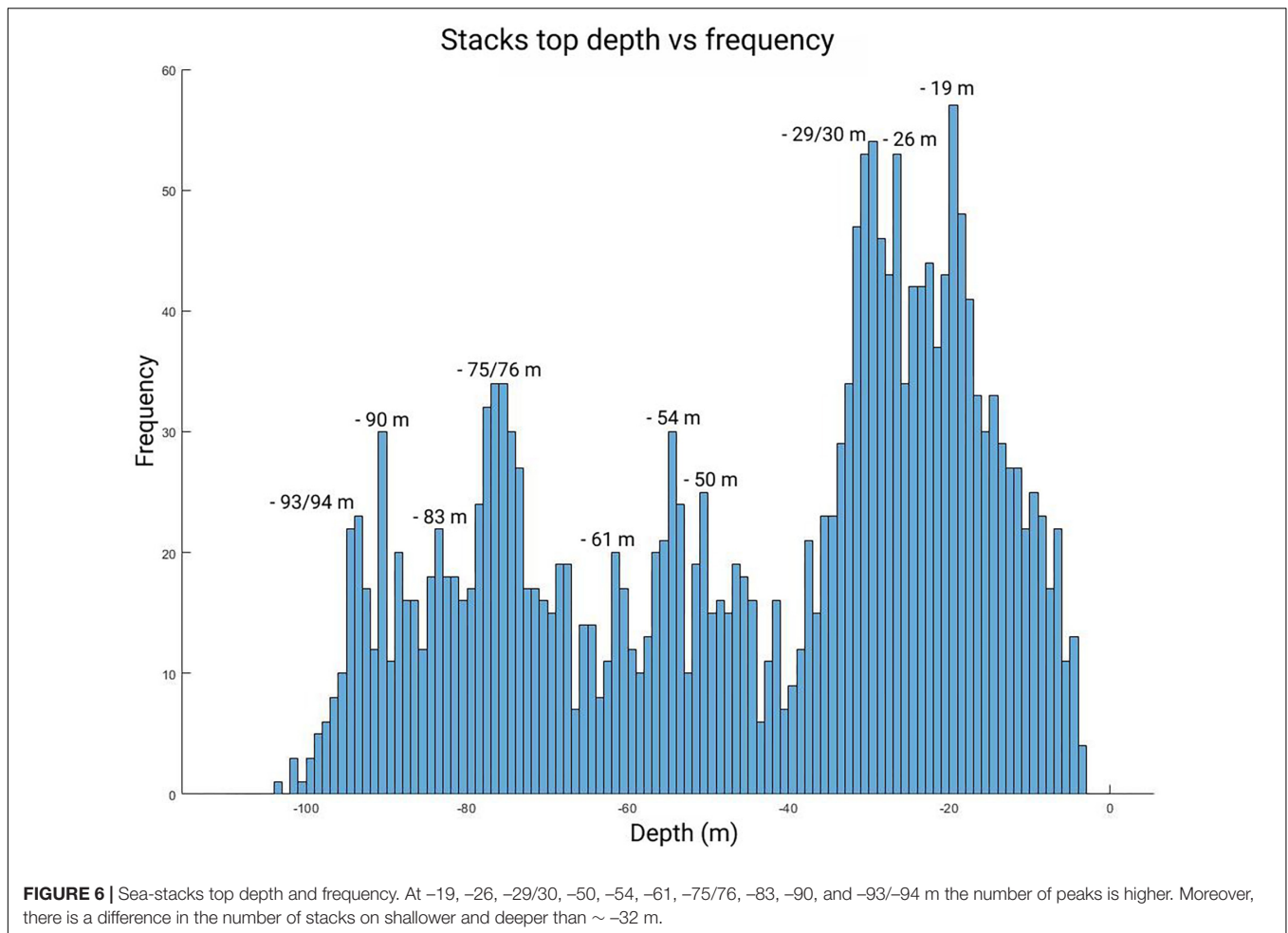
From Barrika to the west no drowned shorelines were detected along most of the coast (**Figure 10C**). One fact that could explain the lack of shorelines could be that this coastal stretch is orthogonal to main wave direction and waves energy reaches its highest values at that sector. Such strong hydrodynamics conditions certainly would not favor the preservation of previously formed submerged terraces. Such observation would fit with observations made onshore as the coastal stretch Barrika to Punta Galea exhibits one of the best preserved and recognized *rasa* in our study area.

Nevertheless, the relation between high wave energy conditions and the lack of submerged marine terraces preservation, does not occur along all the studied shore. From Orío to the east and on the eastern flank of the Matxitxako cape, the modern coastline is perpendicular to wave direction (high hydrodynamic), but some drowned marine terraces are well preserved. On the other hand, in front of Zumaia, Ondarroa and around Ogeia, with low hydrodynamics, the preserved submerged marine terraces distribution is different in each zone (**Figure 10**). Such observations suggests that other factors aside wave climatology influence the distribution of submerged marine terraces in this area.

Lithology

Several authors have pointed out on the effect of lithology and rock resistance in cliff recession rates, and hence in rocky shore platform generation (e.g. Sunamura, 1992; Woodroffe, 2002; Prémaillon et al., 2018). The main part of the studied coast is composed by flysch type rock successions from the Cretaceous period, and the Paleocene and the Eocene epochs. Secondly, at some sites, the Urgonian limestone (Cretaceous) also outcrops, with variable extent depending on the considered map (**Figures 11A,B**).

The stratification of flysch type rocks is notorious on the seafloor and can be followed in the hillshaded map, from Ondarroa to the east, with well developed submerged marine terraces (**Figure 11D**); and between Barrika and Punta Galea where no submerged marine terraces are detected (**Figure 11C**). Among flysch type sequences, some parts are more siliciclastic, more carbonaceous or the number and thickness of turbidites may vary, which affect to the generation and characteristics of rocky shore platforms (Baceta et al., 2012). Nevertheless, not such a big difference in submerged marine terrace preservation would be expected between those areas with quite similar lithological characteristics, suggesting that other factors are affecting the submerged marine terraces distribution offshore those coastal stretches.



The differential preservation potential of the submerged terraces seems somehow controlled by lithology in the eastern part of Matxitxako cape (Figure 11E). There, a submerged marine terrace is detected, in spite of being within a high wave energy area. We infer that there the seafloor could be carbonated, as onshore, there is a carbonated unit close to this area. The limestones, are comparatively more resistant to erosion than flysch, increasing the preservation potential of marine terraces. This carbonated unit could also act as a barrier, protecting the submerged terraces carved in presumably flysch unit substrate.

Stratification Direction

As stated before by Everard et al. (1964) or Trenhaile (1987) the dip, strike and thickness of the bedding influences the generation and development of modern rocky-shore platform. In our study area, the disposition of the stratification relative to the current shoreline has been highlighted in the littoral zone of the Basque Coast Geopark to explain the different morphologies of present coastline (Baceta et al., 2012).

On the continental shelf, submerged marine terraces are detected with variable bedding strikes. Parallel, oblique or perpendicular to the shoreline (e.g. Figures 11C,D, 12A-C). Note that around Punta Galea (Figure 11C), the stratification

is perpendicular to the coastline and are not well preserved submerged marine terraces, whereas in other areas of the shelf under the same perpendicular strikes, submerged terraces are detected (e.g. Figure 11D).

The effect of the stratification is suggested for the area from Orio to the east, with high wave energy conditions and flysch type substrate, but where submerged terraces are preserved (Figures 12B,C). Along this coastal stretch, the bedding is oblique or sub-parallel along most of the continental shelf. According to Trenhaile (1987), the beddings which are parallel and with a high dip angle relative to the coast, are the most resistant to erosion. Such bedding disposition could explain why some submerged terraces are preserved in these areas of high hydrodynamics and not at other sites of similar wave energy conditions such as in front of Punta Galea, where the bedding is perpendicular to the wave direction (Figure 11C).

Sea-Stacks Implications in Submerged Marine Terraces Sequence

The fact that the number of stacks is higher at certain depths, is probably associated to the submerged terrace levels, as some

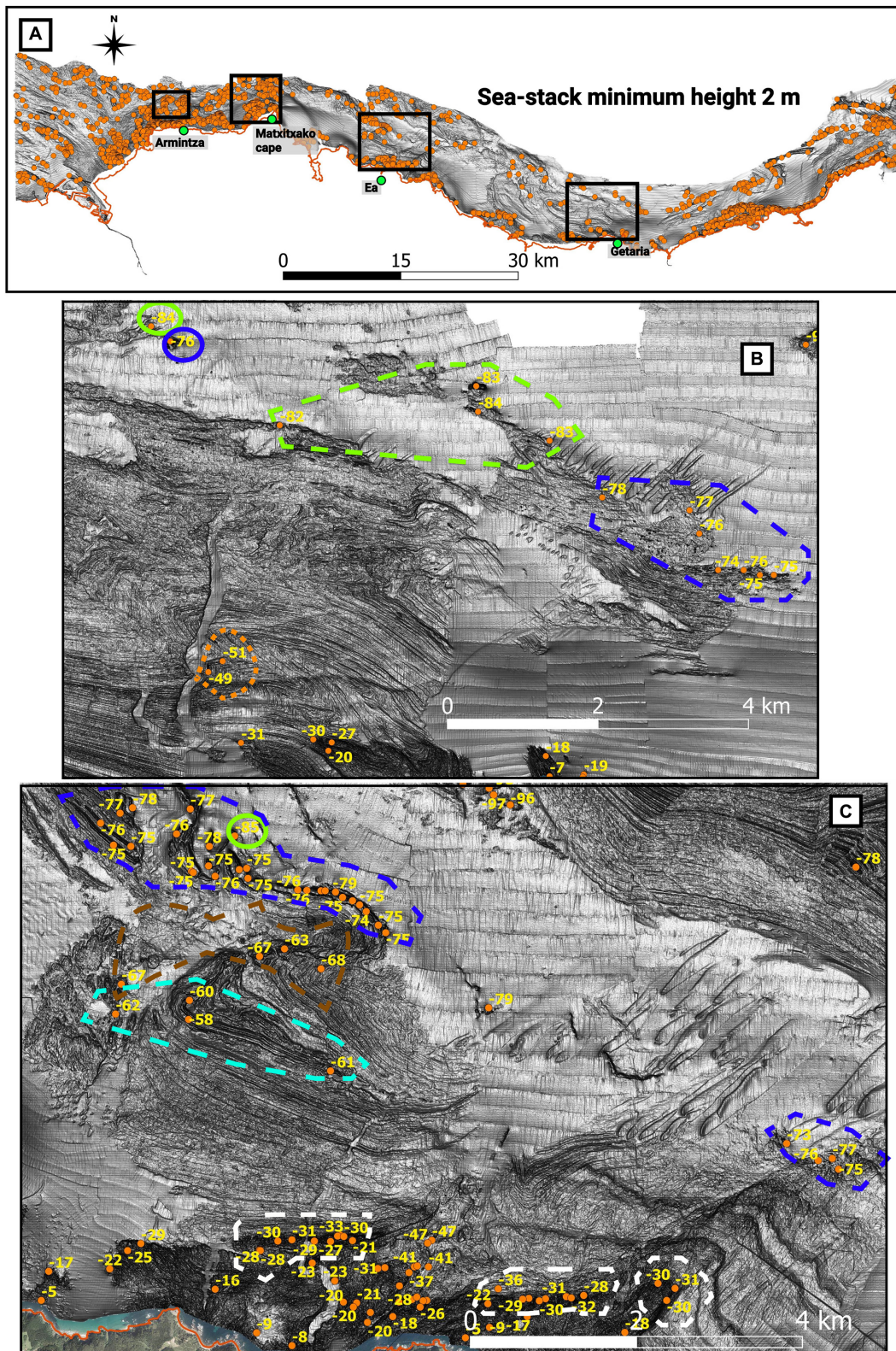


FIGURE 7 | Sea stacks distribution whose height is minimum 2 m represented by orange circles. The numbers indicate the depth of the top of the stacks. **(A)** Sea stacks distribution in the study area. **(B)** and **(C)** Areas in front of Getaria and Ea, respectively. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. White, T2; Orange, T5; Light blue, T7; Brown, T8; Dark blue, T10; Light green, T11.

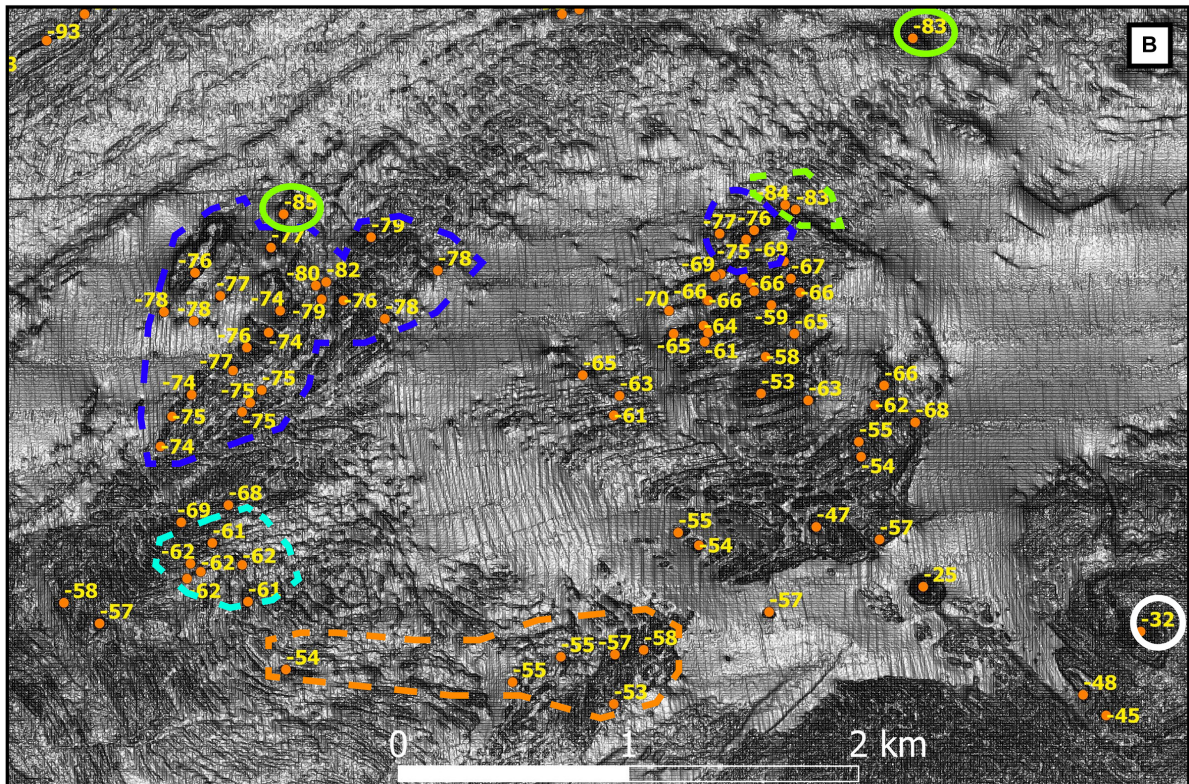
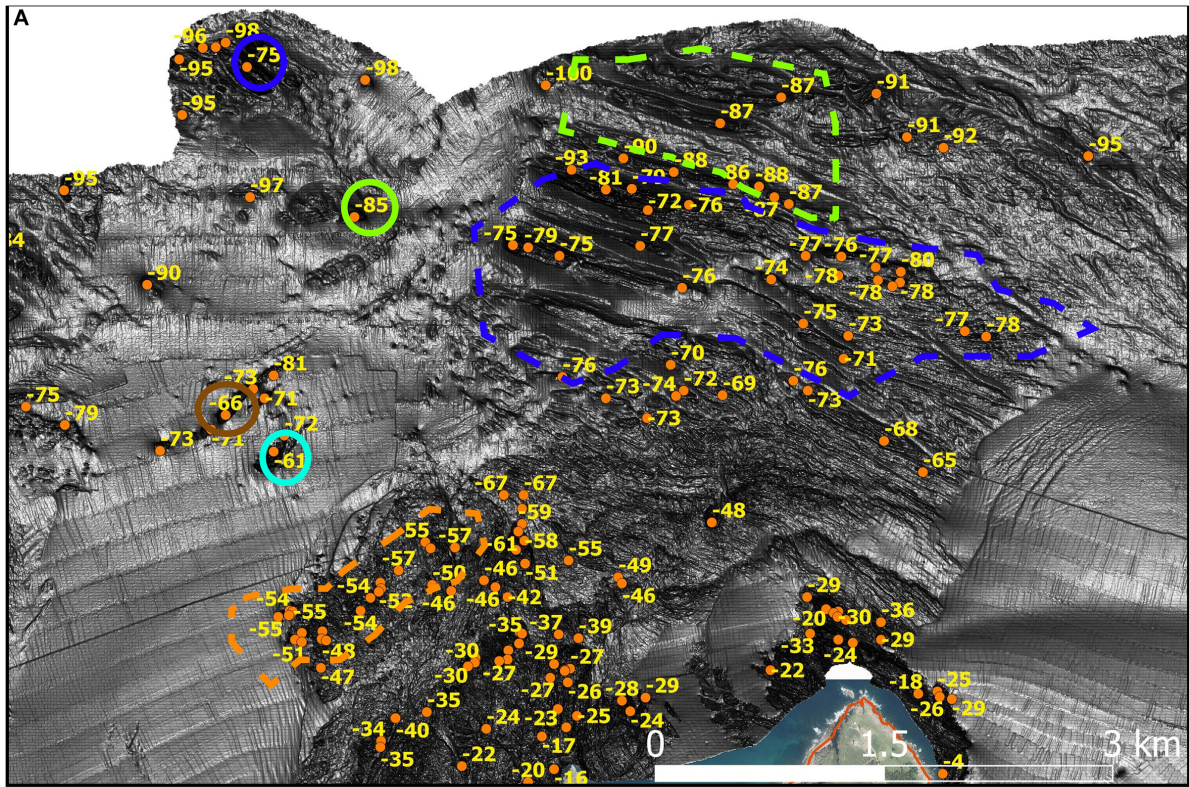


FIGURE 8 | Sea stacks distribution whose height is minimum 2 m represented by orange circles. The numbers indicate the depth of the top of the stacks. **(A,B)** Areas in front of Matxitxako cape and Armitntza, respectively. Locations are in **Figure 7A**. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. White, T2; Orange, T5; Light blue, T7; Brown, T8; Dark blue, T10; Light green, T11.

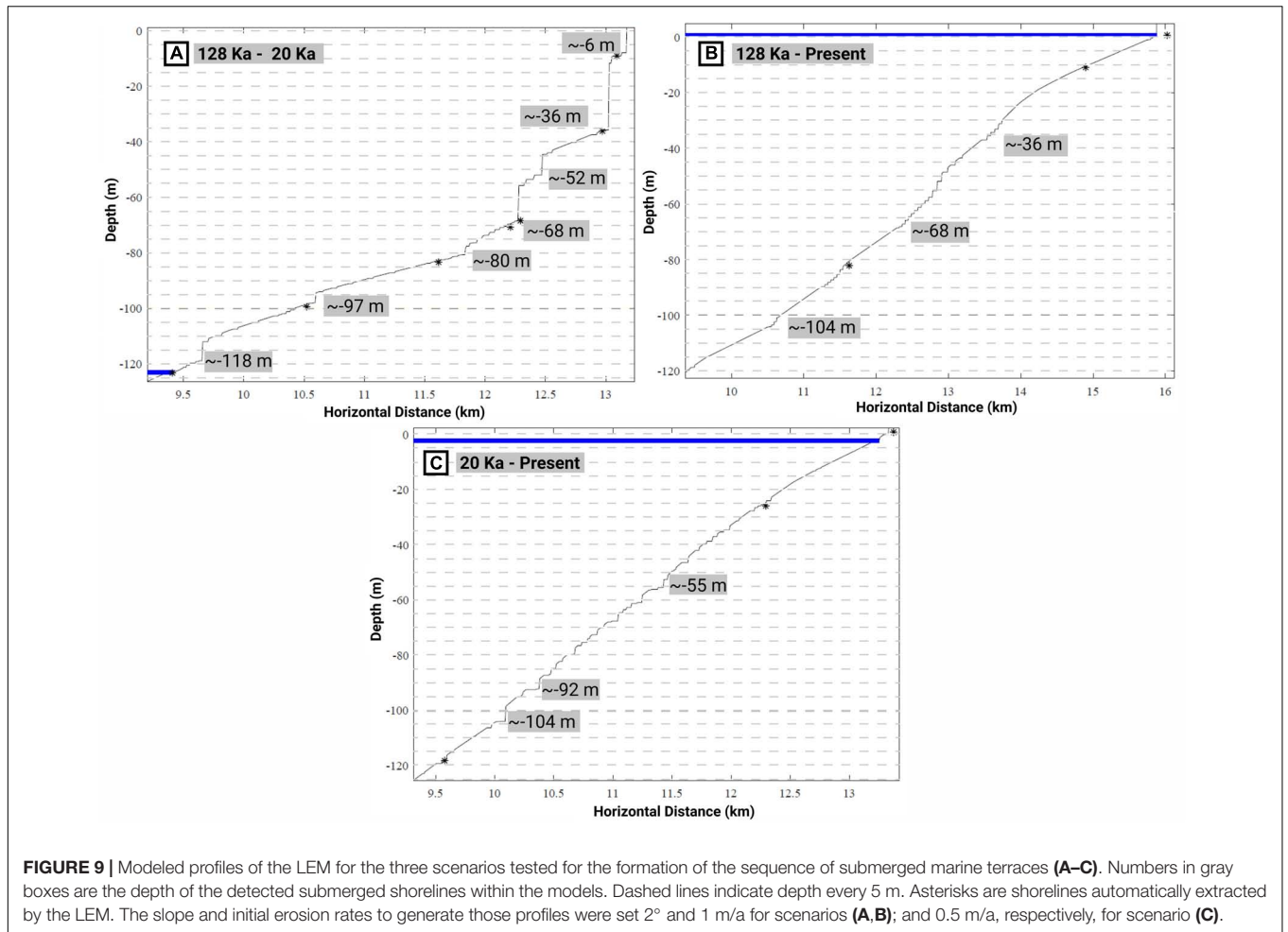


FIGURE 9 | Modeled profiles of the LEM for the three scenarios tested for the formation of the sequence of submerged marine terraces (A–C). Numbers in gray boxes are the depth of the detected submerged shorelines within the models. Dashed lines indicate depth every 5 m. Asterisks are shorelines automatically extracted by the LEM. The slope and initial erosion rates to generate those profiles were set 2° and 1 m/a for scenarios (A,B); and 0.5 m/a, respectively, for scenario (C).

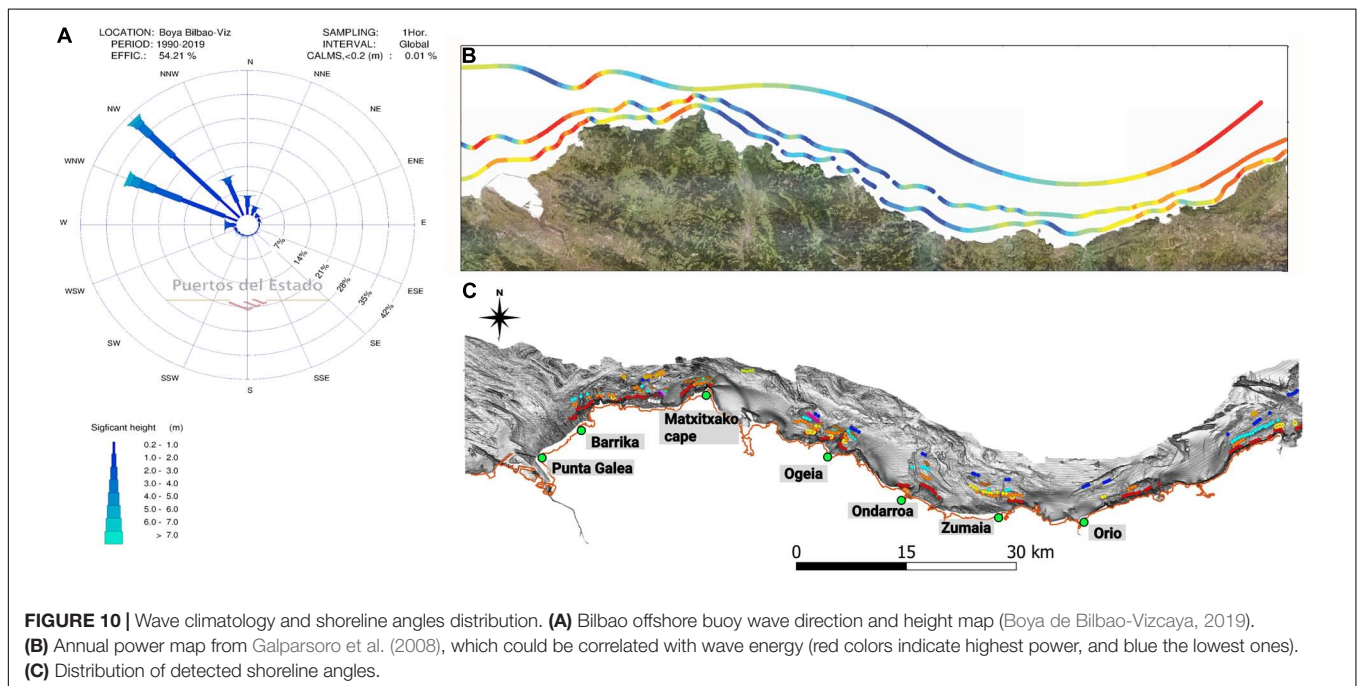


FIGURE 10 | Wave climatology and shoreline angles distribution. (A) Bilbao offshore buoy wave direction and height map (Boya de Bilbao-Vizcaya, 2019). (B) Annual power map from Galparsoro et al. (2008), which could be correlated with wave energy (red colors indicate highest power, and blue the lowest ones). (C) Distribution of detected shoreline angles.

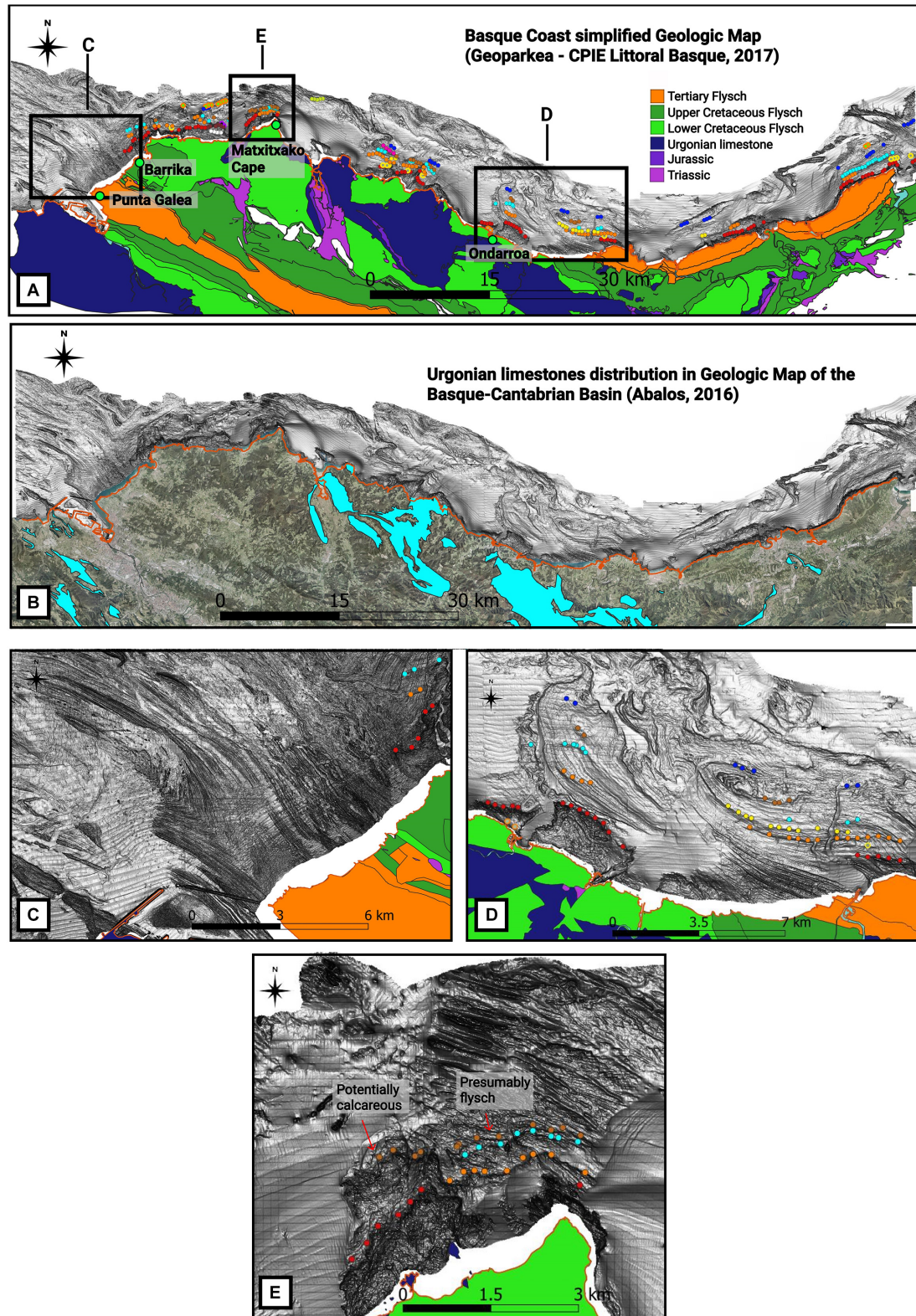


FIGURE 11 | Relationship between the submerged terraces and lithology. **(A)** Lithologic map modified from the Basque Coast (Euskal Kostaldeko Geologia Sinplifikatua, 2017). **(B)** Urganian limestone distribution in Abalos (2016). Note the limestone extension difference between **(A,B)**. **(C,D)** Areas with stratified flysch type successions. Marine terraces are mainly preserved in **(D)** area. **(E)** A high wave energy area, where submerged terraces are preserved. This could be due to the potentially calcareous rocks substratum in the eastern part, which are more resistant than flysch type rocks.

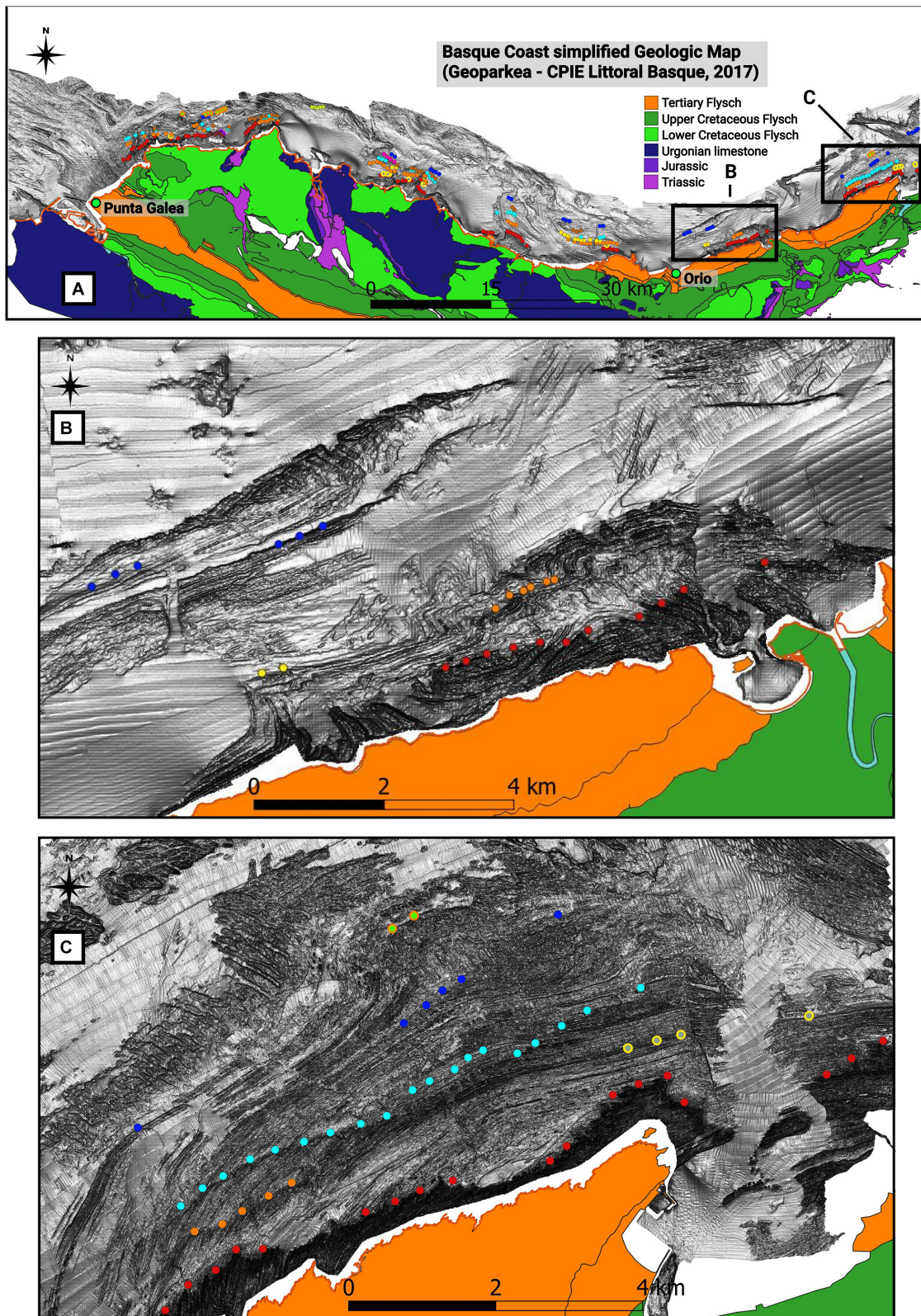
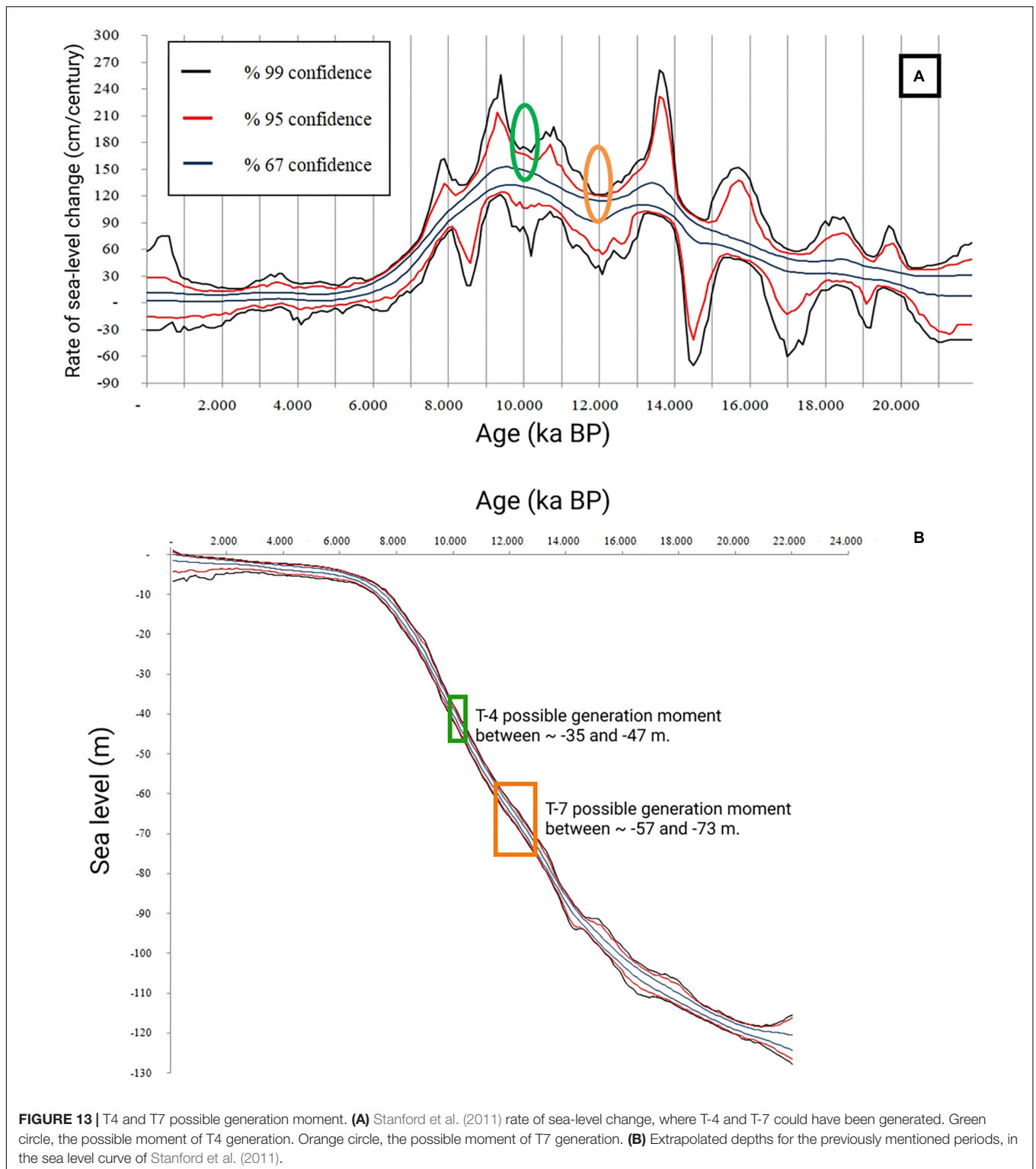


FIGURE 12 | Relationship between submerged marine terraces and bedding. **(A)** Distribution of the detected shoreline angles in the study area. Boxes highlight the areas detailed in figures **(B,C)**. **(B,C)** Oblique or parallel bedding in high wave energy areas, which could explain why some submerged terraces are preserved at this site, and not at other sites experiencing similar hydrodynamics within the same lithology as in Punta Galea (**Figure 11C**).



of the stacks could have been part of ancient rocky shore platforms. Such interpretation can be suggested for the $-29/30$, -54 , $-75/76$, and -90 m stacks, that could correlate with the submerged marine terraces at $\sim -30/-32$ m (T2), $\sim -49/53$ m (T5), $\sim -74/-77$ m (T10) and $\sim -89/-92$ m (T12).

The areas shallower than 30 m can give valuable information, as it is the area with the higher amount of sea-stacks and a shoreline was only detected at ~ -13 m. Nevertheless, the number of sea-stacks at -19 and -26 m is considerably higher than at other depths. This can be because sea level has stayed for

longer time at those depths, even though the submerged marine terrace morphology is not observed at present.

Aside from it, the presence of these stacks grouped at certain sites and depths, suggests the presence of former rocky shore platforms, which helps to complete the terrace sequence in places where nowadays no shorelines are present (Figures 7, 8 and Supplementary Figures S10–S15).

Marine Terrace Generation Age Constraints

Submerged Marine Terraces That Fit With LEM Results

The submerged marine terraces generated on the scenario between MIS 5e and the Last Glacial Maximum, could fit with T3, T5, and T8. The main uncertainties come from two variables used to obtain those results. First, the best initial erosion rate for the generation of the staircase morphology was set at 1 m/yr, which is probably too high, taking into account the calculated cliff recession rates of 0.05 and 0.5 m/yr (mainly 0.15 m/yr) for the rocky shore platform in the rest of the Basque coast (Aubié et al., 2011). Second, the best staircase morphology is generated with a platform gradient set at 2°. In profiles generated by the LEM with such initial slope, the width of the continental shelf between 0 and –120 m is ~ 6 km (Figure 9B), whereas the width of the continental shelf off the Basque coast most generally exceed 6 km (Figure 1).

Submerged Marine Terraces That Do Not Fit With LEM Results

T4, T7, and T10 were not detected in the scenarios tested in the LEM. In the case of T4 and T7, these are generally narrower submerged marine terraces, so we could infer shorter morphogenesis times, that are not reproduced in the models generated by the LEM. One hypothesis is, that they were generated between the Last Glacial Maximum (LGM) and present. We correlate the depth of those submerged terraces with the curves derived by Stanford et al. (2011) (Figure 13), that present episodes for which sea level seems to be rather stable and characterized by lower sea-level change rates (Figure 13A). In other word, we compared the depth of these periods of sea-level stability (Figure 13B) with the depth of terraces identified from the bathymetry.

Sea-level change minima that could coincide with the described marine terraces are highlighted by the green and orange ellipses on Figure 13A, Those two periods would range between approximately 11.5 and 12.8 ka and between 9.8 and 10.4 ka. Then, using the sea-level curve of Stanford et al. (2011) (Figure 13B), the depths in those periods were calculated. Between 11.5 and 12.8 ka the sea level would be between –57 and –73 m in the 99% confidence curves, and between –60 and –68 m in the 67% confidence curves; whereas between 9.8 and 10.4 ka sea level would be between –35 m and –47 m in the 99% confidence curve. These depths could coincide with terrace levels T7 and T4, respectively.

The second hypothesis would be that these generally narrower submerged marine terraces were generated prior to the last

transgression. In front of Ogeia, T-7 is barely distinguishable in the western part, while in the eastern part the sequence is best preserved (Figures 3C, 5B). Such morphological disymmetry for the submerged terraces could mean that the terraces were eroded during the last transgression, and hence, they were previously generated. Aside from this, considering that the sea stacks can be remnants of ancient rocky shore platforms, the ones grouped at depths of –61 m (Figures 8A,B), could indicate that previously a terrace was carved into that substrate. The occurrence of these stacks at that depth could support the idea that some terraces were generated prior to the last transgression.

Regarding T-10, due to its extension, planar character in some places, and all its associated stacks that are close to that submerged marine terrace depth, it could have been generated previous to MIS5e.

The terrace generation and erosion process could be as follows. T-10 could have been generated before MIS5e. Then, prior to the Last Glacial Maximum, T-3, T-4, T-5, T-7, and T-8 could be formed. With the last transgression, the ancient sea-cliffs and rocky shore platforms may have been smoothed or totally eroded.

Another factor that should be considered, is the inheritance or reoccupation. Some of the present rocky-shore platforms could have been generated not only during the present sea level, but also in past moments when sea level was similar to the recent one like at MIS5e (Trenhaile et al., 1999; Trenhaile, 2001, 2002, 2018; Blanco Chao et al., 2003; Pedoja et al., 2018). A similar scenario may have occurred for submerged marine terraces which could be reoccupied at certain depths in several times during past sea level oscillations. In other word, the generation of the submerged terraces might be in part polygenic, and their generation could have started before MIS5e.

The reason for their preservation, could be related to a combination of wave climatology (energy and direction), lithology, and bedding strike at different segments of the continental shelf. Another point could be the general low slope of the shelf. A low slope platform would dissipate more wave energy, and waves wouldn't be able to erode completely the previous terraces, enhancing their partial preservation (Trenhaile, 2014; Jara-Muñoz et al., 2016).

CONCLUSION

The analysis of a high-resolution submerged DEM of the Bay of Biscay, reveals a staircase morphology, with irregularly preserved and distributed submerged marine terraces along the continental shelf. In total, 12 submerged terraces were detected. Six of them show more lateral continuity and are better preserved along the continental shelf; theirs shoreline angles are found between ~ –34 and 41 m (T3), ~ –44 and –47 m (T4), ~ –49 and 53 m (T5), ~ –59 and 62 m (T7), ~ –65 and 67 m (T8) and ~ –74 and –77 m (T10). We propose a novel analyze of drowned sea-stack analysis to detect marine terraces with poorly detectable shoreline angles.

Within the current stage of knowledge, we were not able to discriminate or to connect the submerged terrace and shoreline

setting with a single variable. Rather, the degree of generation and preservation of fossil shorelines and submerged marine terraces, seems to depend on an interplay of variables such as wave climatology, lithology and bedding direction that would act simultaneously.

In absence of dating, we propose, through numerical modeling that submerged terraces T3, T5, and T8 could have been generated between MIS 5e and the Last Glacial Maximum. Nevertheless, the submerged terraces T4, T6, and T10, do not fit with that scenario. T4 and T6, could have been created during the last transgression, but the fact that at some places they seem to be partially eroded at those depths suggests a previous formation. Regarding T10, due to its extension in some places and the number of sea stacks that are associated to that submerged terrace, its generation probably took place before MIS5e.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

The datasets generated for this study are available on request to the corresponding author.

AUTHOR CONTRIBUTIONS

PB-L conducted the primary data analysis and prepared the manuscript. JJ-M generated the stacked sea level curve, the landscape evolution model, and helped in the data analysis,

REFERENCES

- Ábalos, B. (2016). Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch)* 105, 2327–2354. doi: 10.1007/s00531-016-12916
- Alvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., and Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology* 93, 316–334. doi: 10.1016/j.geomorph.2014.09.025
- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., et al. (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quat. Int.* 364, 217–230. doi: 10.1016/j.quaint.2014.09.025
- Arz, H. W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., and Pätzold, J. (2007). Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quat. Sci. Rev.* 26, 312–321. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.07.016
- Aubié, S., Mallet, C., Favennec, J., Avec la collaboration de Hoareau, A. (2011). *Caractérisation de l'aléa Érosion (2020-2040) de la Côte Aquitaine Dans le Cadre de l'étude Stratégique de Gestion du Trait de Côte: Observatoire de la Côte Aquitaine. Rapport BRGM/RP-59095-FR*, 59 ill. Orléans: BRGM, 97.
- Baceta, J. I., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Martín Rubio, M., and Bernaola, B. (2012). *El Flysch del litoral Deba-Zumaia. Una ventana a los Secretos de Nuestro Pasado Geológico*. Leioa: Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitateko Argitaletza Zerbitzua. 138.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., et al. (1996). Sea level record from Tahiti corals and the timing of deglacial meltwater discharge. *Nature* 382, 241–244. doi: 10.1038/382241a0
- Bard, E., Hamelin, B., and Delanghe-Sabatier, D. (2010). Deglacial meltwater pulse 1B and younger dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science* 327, 1235–1237. doi: 10.1126/science.1180557

discussion, and in the preparation of the manuscript. KP, EI, IÁ, AA, and IG helped in the data analysis, discussion, and in the preparation of the manuscript.

FUNDING

PB-L is beneficiary of a predoctoral grant from the Basque Government (PRE_2018_2_0290). Financial support was also provided by the research project IT 1029-16-GBV6 from the Basque Government and US18/14 from the University of the Basque Country.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank AZTI-Tecnalia for providing the digital elevation model of the submerged continental shelf. The two reviewers are acknowledged for their constructive and helpful comments that improved the manuscript.

SUPPLEMENTARY MATERIAL

The Supplementary Material for this article can be found online at: <https://www.frontiersin.org/articles/10.3389/feart.2020.00047/full#supplementary-material>

- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., and Trenhaile, A. S. (2003). Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surf. Proc. Landf.* 28, 757–775. doi: 10.1002/esp.496
- Boya de Bilbao-Vizcaya (2019). *Ministerio de Fomento del Gobierno de España; Puertos del Estado. Banco de Datos Oceanográficos de Puertos del Estado (in Spanish)*. Available online at: www.puertos.es (accessed February 05, 2020).
- Burbank, D. W., and Anderson, R. S. (2011). *Tectonic Geomorphology*. Hoboken, NJ: JohnWiley & Sons.
- Chappell, J., and Polach, H. (1991). Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature* 349, 147–149. doi: 10.1038/349147a0
- Cutler, K. B., Edwards, R. L., Taylor, F. W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C. D., et al. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial Period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 206, 253–271. doi: 10.1016/s0012-821x(02)01107-x
- Deler, Y. (1932). Esquisse morphologique de la côte basque française entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidassoa. *Rev. Géograph. Pyrénées Sud-Ouest Tome 3*, 18–63. doi: 10.3406/rgpso.1932.4044
- Digerfeldt, G., and Hendry, M. D. (1987). An 8000 yr Holocene sea-level records from Jamaica: implications for interruption of Caribbean reef and coastal history. *Coral Reefs* 5, 165–169. doi: 10.1007/bf00300959
- Ernstsen, V., Noormets, R., Hebbeln, D., Bartholomé, A., and Flemming, B. (2006). Precision of high-resolution multibeam echo sounding coupled with high-accuracy positioning in a shallow water coastal environment. *Geo-Mar. Lett.* 26, 141–149. doi: 10.1007/s00367-006-0025-3
- Euskal Kostaldeko Geologia Sinplifikatua (2017). *Geoparkea-CPIE Littoral Basque*. Available online at: <https://geoparkea.eus/en/science-education/euskal-kostaldeko-geologia-simplifikatua> (accessed April 29, 2019).
- Everard, C. E., Lawrence, R. H., Witherick, M. E., and Wright, L. W. (1964). "Raised beaches and marine geomorphology," in *Present Views on Some Aspects of the Geology of Cornwall and Devon*, eds K. F. G. Hosking, and G. J. Shrimpton, (Truro: Royal Geological Society of Cornwall), 283–310.

- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342, 637–642. doi: 10.1038/342637a0
- Flor G., and G. Flor-Blanco (2014). *Raised Beach in the Cantabrian Coast Landscapes and Landforms of Spain*, eds F. Gutierrez and M. Gutierrez. Dordrecht: Springer Sciences, 239–248.
- Galparsoro, I., Borja, Á, Bald, J., Liria, P., and Chust, G. (2009). Predicting suitable habitat for the European lobster (*Homarus gammarus*), on the Basque continental shelf (Bay of Biscay), using Ecological-Niche Factor Analysis. *Ecol. Modell.* 220, 556–567. doi: 10.1016/j.ecolmodel.2008.11.003
- Galparsoro, I., Borja, Á, Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P., et al. (2010). Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. *Geomorphology* 118, 314–329. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.01.012
- Galparsoro, I., Liria, P., Legorburu, I., Ruiz-Minguela, P., Pérez, G., Marqués, J., et al. (2008). Atlas de energía del oleaje. La planificación espacial marina como herramienta en la selección de zonas adecuadas para la instalación de captadores. *Rev. Investig. Marina* 1:9.
- García-Mondéjar, J., Hines, F.M., Pujalte, V., and Reading, H.G. (1985). “Sedimentation and tectonics in the western Basque Cantabrian area (Northern Spain) during cretaceous and Tertiary times,” in *Proceedings 6th European Regional Meeting Excursion Guidebook*, eds M.D. Milá, and J. Rosell, (Genève: International Labour Organization), 309–392.
- Grant, K. M., Rohling, E. J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Bronk Ramsey, C., et al. (2012). Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature* 491, 744–747. doi: 10.1038/nature11593
- Guilcher, A. (1972). La plage ancienne de Castro-Urdiales (province de Santander, Espagne) et son intérêt morphologique. *Noroi* 74, 365–367. doi: 10.3406/noroi.1972.3825
- Hanebuth, T., Statteger, K., and Bojanowski, A. (2009). Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: the Sunda Shelf data revisited. *Global Planet. Change* 66, 76–84. doi: 10.1016/j.gloplacha.2008.03.011
- Hanebuth, T., Statteger, K., and Grootes, P. M. (2000). Rapid flooding of the Sunda shelf: a late-glacial sea-level record. *Science* 288, 1033–1035. doi: 10.1126/science.288.5468.1033
- IGME (2015). *QAFI v.3: Quaternary Faults Database of Iberia*. Available online at: <http://info.igme.es/QAFI> (accessed January 01, 2020).
- IGME and ENRESA (1998). *Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España (Escala 1:1000000) y Memoria*, Vol. 2. Madrid: IGME and ENRESA, 399 Available online at: <http://info.igme.es/qafi/Download.aspx> (accessed May 20, 2019).
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Pedoja, K., and Strecker, M. R. (2019). TerraceM-2: a matlab R interface for mapping and modeling marine and lacustrine terraces. *Front. Earth Sci.* 7:255. doi: 10.3389/feart.2019.00255
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., and Strecker, M. R. (2016). TerraceM: a MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere* 12, 176–195. doi: 10.1130/ges01208.1
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Zambrano, P., Rietbrock, A., González, J., Argandoña, B., et al. (2017). Quantifying offshore fore-arc deformation and splay-fault slip using drowned pleistocene shorelines, Arauco Bay, Chile. *J. Geophys. Res.* 122, 4529–4558. doi: 10.1002/2016jb013339
- Jiménez-Sánchez, M., Aramburu, A., Martos, E., and Domínguez-Cuesta, M. (2006). Cuevas prehistóricas como Patrimonio Geológico en Asturias: métodos de trabajo en la cueva de Tito Bustillo. *Trabajos Geología* 26, 163–174.
- Jimenez-Sánchez, M., Stoll, H., Giral, S., Aramburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, M.J., et al. (2011). “Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating,” in *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics DRT Meeting*, Oviedo.
- Johnson, S. Y., Hartwell, S. R., and Dartnell, P. (2014). Offset of latest pleistocene shoreface reveals slip rate on the Hosgri strike-slip fault, offshore Central California. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 104, 1650–1662. doi: 10.1785/012013.0257
- Lajoie, K. R. (1986). “Coastal tectonics,” in *Active Tectonics* ed. R. Wallace, (Washington, D.C: National Academy Press), 95–124.
- Lighty, R. G., Macintyre, I. G., and Stuckenrath, R. (1982). *Acropora palmata* reef framework: a reliable indicator of sea-level in the western Atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs* 1, 125–130. doi: 10.1007/bf00301694
- Liria, P., Garel, E., and Uriarte, A. (2009). The effects of dredging operations on the hydrodynamics of an ebb tidal delta: Oka Estuary, northern Spain. *Cont. Shelf Res.* 29, 1983–1994. doi: 10.1016/j.csr.2009.01.014
- Macintyre, I. G., Littler, M. M., and Littler, D. S. (1995). Holocene history of Tobacco Range, Belize, Central America. *Atoll Res. Bull.* 430, 1–18. doi: 10.5479/si.00775630.430.1
- Macintyre, I. G., Toscano, M. A., Lighty, R. G., and Bond, G. B. (2004). Holocene history of the mangrove islands of Twin Cays, Belize, Central America. *Atoll Res. Bull.* 510, 1–16. doi: 10.5479/si.00775630.510.1
- Macintyre, I. G., Multer, H. G., Zankl, H. L., Hubbard, D. K., Weiss, M. P., and Stuckenrath, R. (1985). “Growth and depositional facies of a windward reef complex (Nonsuch Bay, Antigua, W.I.),” in *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress Tahiti 6* (Stanford, CA: Stanford University), 605–610.
- Pascual, A., Cearreta, A., Rodríguez-Lázaro, J., and Uriarte, A. (2004). “Geology and palaeoceanography. Elsevier oceanography series,” in *Oceanography and Marine Environment of the Basque Country*, eds Á Borja, and M. Collins, (Amsterdam: Elsevier), 53–73. doi: 10.1016/s0422-9894(04)80041-2
- Passaro, S., Ferranti, L., and de Alteriis, G. (2011). The use of high-resolution elevation histograms for mapping submerged terraces: tests from the Eastern Tyrrhenian Sea and the Eastern Atlantic Ocean. *Quat. Int.* 232, 238–249. doi: 10.1016/j.quaint.2010.04.030
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M. E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S., et al. (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the quaternary and neogene. *Earth Sci. Rev.* 132, 13–38. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.01.007
- Pedoja, K., Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., et al. (2018). Neogene-quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology* 303, 338–356. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.11.021
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, P. R., Ostanciaux, E., and Johnson, M. E., et al. (2011). Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide? *Earth Sci. Rev.* 108, 1–15. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.05.002
- Peltier, W. R., and Fairbanks, R. G. (2006). Global ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea-level record. *Quat. Sci. Rev.* 25, 3322–3337. doi: 10.1016/j.quascirev.2006.04.010
- Perez-Alberti, A., Pires, A., Freitas, L., and Chamine, H. (2013). Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Proc. Inst. Civil Eng. Mar. Eng.* 166, 125–144. doi: 10.1680/maen.2012.23
- Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T., and Auda, Y. (2018). GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations. *Earth Surf. Dynam.* 6, 651–668. doi: 10.5194/esurf-6-651-2018
- Railsback, L. B., Gibbard, P. L., Head, M. J., Voarintsoa, N. R. G., and Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quat. Sci. Rev.* 111, 94–106. doi: 10.1016/j.quascirev.2015.01.012
- RESON (2002). *SeaBat 8125 Operator’s Manual. Version 3.01*. Slingerup: RESON 134.
- RESON (2006). *SeaBat 7125 Operator’s Manual. Version 3.0*. Slingerup: RESON 89.
- Ricchi, A., Quartau, R., Ramalho, R. S., Romagnoli, C., Casalbore, D., Ventura, et al. (2018). Marine terrace development on reefless volcanic islands: new insights from high-resolution marine geophysical data offshore Santa Maria Island (Azores Archipelago). *Mar. Geol.* 406, 42–56. doi: 10.1016/j.margeo.2018.09.002
- Robbin, D. M. (1984). “A new holocene sea-level curve for the upper florida keys and florida reef tract,” in *Environments of South Florida, Present and Past*, ed. P. J. Gleason, (Miami, FL: Miami Geological Society), 437–458.
- Shinn, E. A., Hudson, J. H., Halley, R. B., Lidz, B., Robbin, D. M., and Macintyre, I. G. (1982). Geology and sediment accumulation rates at Carrie Bow Cay, Belize. *Smithsonian Contr. Mar. Sci.* 12, 63–75.
- Stanford, J. D., Hemingway, R., Rohling, E. J., Challenor, P. G., Medina-Elizalde, M., and Lester, A. J. (2011). Sea-level probability for the last deglaciation: a statistical analysis of far-field records. *Global Planet. Change* 79, 193–203. doi: 10.1016/j.gloplacha.2010.11.002
- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of Rocky Coasts*. Hoboken, NJ: John Wiley & Son Ltd.

- Toscano, M. A., and Lundberg, J. (2003). Early Holocene sea-level record from submerged fossil reefs on the southeast Florida margin. *Geology* 25, 255–258.
- Trenhaile, A. S. (1987). *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford: Oxford University Press, 384.
- Trenhaile, A. S. (1999). The width of shore platforms in Britain, Canada, and Japan. *J. Coastal Res.* 15, 355–364.
- Trenhaile, A. S. (2001). Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1103–1128. doi: 10.1002/esp.255
- Trenhaile, A. S. (2002). Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology* 48, 7–22. doi: 10.1016/s0169-555x(02)00173-3
- Trenhaile, A. S. (2014). Modelling the effect of Pliocene–Quaternary changes in sea level on stable and tectonically active land masses. *Earth Surf. Process. Landforms* 39, 1221–1235. doi: 10.1002/esp.3574
- Trenhaile, A. S. (2018). Shore platform erosion and evolution: implications for cosmogenic nuclide analysis. *Mar. Geol.* 403, 80–92. doi: 10.1016/j.margeo.2018.05.005
- Trenhaile, A. S., Pérez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., and Blanco-Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surf. Proc. Landf.* 24, 605–621. doi: 10.1002/(sici)1096-9837(199907)24:7<605::aid-esp977>3.0.co;2-1
- Uriarte, A. (1998). *Sediment Dynamics on the Inner Continental Shelf of the Basque Country (N. Spain)*. PhD. Thesis, University of Southampton, Southampton. 302.
- Woodroffe, C. D. (2002). *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Yokoyama, Y., Deckker, P. D., Lambeck, K., Johnston, P., and Fifield, L. K. (2001). Sea-level at the last glacial maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Paleoceanogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 165, 281–297. doi: 10.1016/s0031-0182(00)0164-4
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P. D., Johnston, P., and Fifield, L. K. (2000). Timing of Last Glacial Maximum from observed sea level minima. *Nature* 406, 713–716. doi: 10.1038/35021035

Conflict of Interest: IG was employed by the company AZTI-Tecnalia.

The remaining authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Copyright © 2020 Bilbao-Lasa, Jara-Muñoz, Pedoja, Álvarez, Aranburu, Iriarte and Galparsoro. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (CC BY). The use, distribution or reproduction in other forums is permitted, provided the original author(s) and the copyright owner(s) are credited and that the original publication in this journal is cited, in accordance with accepted academic practice. No use, distribution or reproduction is permitted which does not comply with these terms.

4.3 New temporal approach through sea level depth frequency histograms and new remarks

First, after revisiting the submerged article some remarks must be done. The modelization analysis were only evaluated related to the main terraces found in the area of Ogeia. At least it should have been commented that as T-4, T-7 and T-10, the rest of the 6 submerged marine terraces did not match with the results obtained in the LEM. Moreover, at that article the plunging cliffs to the east of Urdaibai (below mount Ogoño) and to the east of Ogeia (below Lekeitio), were not defined because there couldn't be defined any ancient shoreline to map it. Now, they are inferred to be part of T-1, because the shallowest elevations in the submerged platform are gathered around -10/-15 m below the current cliffs. Second, in the shorelines in front of Ogeia (Figure 4.1B), in the western flank a shoreline at -43 m was defined in the article. Nevertheless, taking into account that T-7 and T-10 are heavily eroded and absent at that flank, and that the marine terrace T-4 is usually narrow, it is considered that the presence of a wide terrace T-4 would not correlate with the other data. Hence, it is inferred that T-4 is also missing in the western flank, and that -43 m is not such shoreline of that terrace.

Regarding the new temporal approach, the depths (every 1 m) where sea level spent more time in the past have been evaluated, analysing the amount of data points at each depth through histograms.

In the case of the curve of Rohling *et al.* (2009) (between present and 516 ka), there are some depths that present higher values than others, and in this case they are more numerous than in the curve of Grant *et al.* (2014) and more difficult to select them (Supplementary figure III-17). However, with this curve as well, there are some depths that can also be related with the shoreline angles detected previously in the study area, but the overall correlation is not as good as with the curve of Grant *et al.* (2014).

Taking into account the maximum probability curve of Grant *et al.* (2014) (between present and 492 ka), in the histogram there are certain depths that highlight clearly among the rest (Figure 4.9). It is remarkable, that a lot of the depths extracted from the histogram present a good correlation with some of the levels observed in the submerged area: T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10 and T-11, can be related to the depths where the sea has spent more time. Furthermore, as it is observed in Figure 4.9, the occupation of the same depth has occurred during different glacial-interglacial cycles. Sometimes at a certain depth, most of the time spent at that position could occur mainly between the onsets of MIS 7 and MIS 5, and in other cases it could be between the onsets of MIS 9 and MIS 7 (Table 4.3).

Analyzing the depths that correspond to the detected terraces, first of all it has to be mentioned that overall it has been less time at the depth of -14 m, than in the rest ones. In fact, 39 data have been

counted for this depth, and the minimum for the rest was of 61 data. Referring to the percentage of time spent between specific interglacial onsets, the results are presented from the lowest to the highest depth. At the depth of -14 m it has been mainly between the onsets of MIS 9 and MIS 11, with the 38% of the total time that has been at that depth. At the depth of -32 m, two time spans highlight among the rest; between the onsets of MIS 5 and MIS 7 (52% of the total time), and between the onsets of MIS 9 and MIS 11 (%29 of the total time). Regarding the height of -38 m, most of the time spent at that depth occurred between present and the onset of MIS 5 (35% of the total time) and between the onsets of MIS 7 and MIS 9 (43% of the total time). At the depth of -51 m, the percentages are very distributed except between the onsets of MIS 5 and MIS 7, with only 8% of the total time. In this case, the maximum amount of time at that depth occurred between the onsets of MIS 7 and MIS 9 (34% of the total time). On the other hand, at the depth of -61 m, it is very remarkable that most of the time took place between the onsets of MIS 5 and MIS 7, with the 62% of the total time. Related to the height of -74 m, that depth occurred mainly after the onset of MIS 9, and especially between the onsets of MIS 5 and MIS 7, with the 45% of the total time. Finally, the depth of -84 m, took place mainly between the onsets of MIS 7 and MIS 11, and especially between the present and the onset of MIS 5 (35% of the total time).

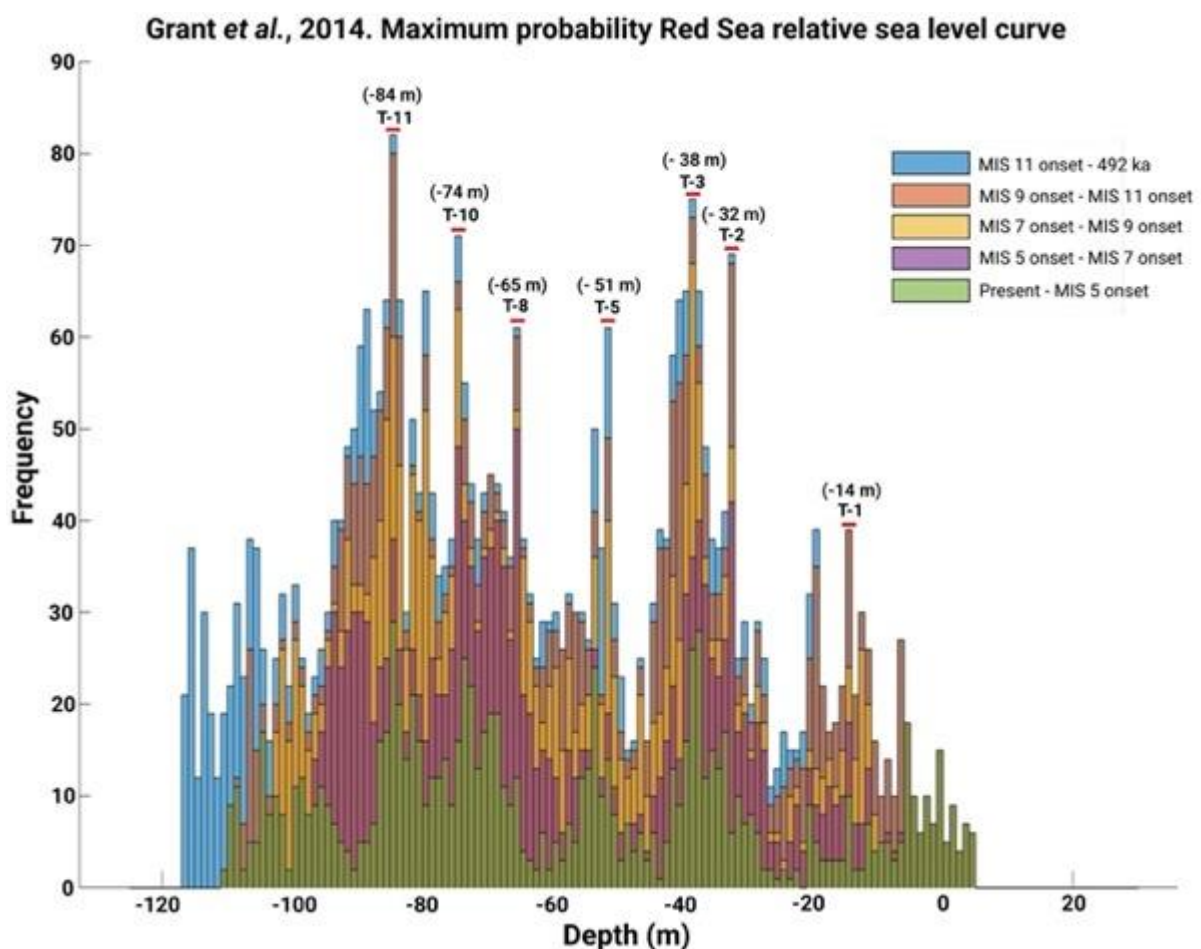


Figure 4.9. Depth frequency histogram of the sea level curve of Grant *et al.* (2014). The different colours indicate the frequency between specific MIS onsets. Some of the peaks are highlighted as they correlate with shorelines defined in the submerged zone of the study area.

Table 4.3. The time spent between specific MIS onsets, in some of the main depths related with the marine terraces. The numbers indicate the frequency of data points obtained for that depth at the mentioned time span.

	Since 492 Ka	0 – MIS5	MIS5-MIS7	MIS7-MIS9	MIS9-MIS11	MIS11-492 Ka
-14 m	39 (%100)	10 (%26)	8 (%21)	6 (%15)	15 (%38)	- (%0)
-32 m	69 (%100)	6 (%9)	36 (%52)	6 (%9)	20 (%29)	1 (%1)
-38 m	75 (% 100)	26 (%35)	10 (%13)	32 (%43)	5 (%7)	2 (%3)
-51 m	61 (% 100)	14 (%23)	5 (%8)	21 (%34)	9 (%15)	12 (%20)
-65 m	61 (% 100)	12 (%20)	38 (%62)	2 (%3)	8 (%13)	1 (%2)
-74 m	71 (% 100)	16 (%23)	32 (%45)	15 (%21)	3 (%4)	5 (%7)
-84 m	82 (% 100)	29 (%35)	9 (%11)	22 (%27)	20 (%24)	2 (%2)

The analysis related to the amount of time that the sea has spent at different depths, supports the idea of inheritance and reoccupation that was presented in the previous section, that the platforms would be polygenic, generated along several glacial-interglacial cycles (Figure 4.9, Table 4.3). Moreover, it indicates that the marine terraces can be generated and preserved since older times than previously tested (until MIS 5e). Regarding the amount of time that the sea has spent at a certain depth, the sea would not be generating platforms that whole time. Sometimes the sea level could be rising or descending very fast, and just passed from a certain depth, without staying there. Therefore, all the time that the sea has spent at a certain depth will not necessarily be effective in generating a platform.

Nevertheless, it could be suggested that the platform at -14 m (ca. T-1) was mainly formed between the onsets of MIS 9 and MIS 11 (Table 4.3), while the surfaces related to depths of -32 m and -65 m (ca. T- 2, T-8) have been generated especially between the onsets of MIS 5 and MIS 7. Regarding the platform associated with the depth of -38 m (ca. T-3), it could have been created mainly between the onsets of MIS 7 and MIS 9, and after MIS 5. On the other hand, the one associated with the depth of -51 m (ca. T-5) could have been generated mainly before MIS 7, and the one associated with the depth of -74 m (ca. T-10), mainly after the onset of MIS 9, especially between the onsets of MIS 5 and MIS 7. Finally, it can be suggested that the surface corresponding to the depth of -84 m (ca. T-11) has been created mainly after MIS 5 and between the onsets of MIS 7 and MIS 11. However, it has to be mentioned that especially in the case of T-3, the depths of -37 m, -39 m, -40 m, and -41 m also present a very high frequency (Figure 4.9). Therefore, it could have also been formed between other onsets of MIS.

Regarding the levels that were described in the study area but were not detected in the sea level depth frequency histogram, different hypothesis can be suggested. The first one is that T-4, T-6, T-7, T-9 and T-12 could have been generated maybe previous to the temporal range of the histogram analysis, and that is why they were not observed in the histogram. In the case of the levels T-4 and T-7 found at

Ogeia, these ones are narrower at that point, and the sea level could have spent less time than at other locations, that is why it is possible that they do not appear in the histogram.

Furthermore, another remark is obtained related to the biggest ancient cliff that is described for T-3. From the depth frequency histogram from Grant *et al.* (2014) (Figure 4.9) it is observed that between -42 and -37 m are depths where sea has spent a lot of time. This accumulation of time between those depths at several sea level oscillations, would led to a higher retreat of the shore and to a higher cliff, as it is observed nowadays in the study area.

The fact that the depths where the sea level has spent more time coincide with some of the main marine terraces defined in the study area, has also some geodynamic implications. That would suggest a tectonic stability of the area since a long time ago (at least since 492 ka).

4.4 Kapituluaren laburpena

Plataforma kontinentalean eskailera morfologia bat ikusi da, modu irregularrean banatuta eta kontserbatuta dauden urpeko itsas terrazekin.

Ikerketa eremuan urpean dauden 12 itsas terraza atzeman dira, hauen kostaldeko angeluak gutxi gorabehera ondoko sakoneretan daudelarik: -13 m (T1), -30 eta -32 m (T2), -34 eta 41 m (T3), -44 eta -47 m artean. (T4), -49 eta 53 m (T5), -55 eta 58 m (T6), -59 eta 62 m (T7), -65 eta 67 m (T8), -68 eta 70 m (T9), -74 eta -77 m (T10), -83 eta -86 m (T11) eta -89 eta 92 m (T12).

Itsas zutabeen analisiak, zutabe kopurua handiagoa den sakonera batzuk nabarmentzen ditu: -19 m, -26 m, -29/-30 m, -50 m, -54 m, -61 m, -75/-76 m, -83 m, -90 m eta -93/-94 m. Bi talde bereizten dira: bata, ~-32 m eta -17 m bitartean zutabe kopuru handiagorekin; eta bestea, -32 m eta -95 m tartean gutxi gorabehera, zeinetan zutabe gutxiago dauden. Kualitatiboki, itsas zutabeen gainek antzeko sakonera erakusten duten zutabeen taldekatze bat dago zonalde batzuetan, edota altuera handiko zutabe isolatuak ere badaude, definitutako itsas terraza batzuekin bat egiten dutenak. Hauek, higitutako iraganeko itsas terrazak izan litezke eta itsas maila egonkorreko momentuak adierazi ditzakete.

Modelizazioaren arabera, urpeko itsas terrazak sortzeko denbora tarte onena Azken Maximo Interglaziarraren (AMI) eta Azken Maximo Glaziarraren (AMG) artekoa da. Eszenatoki honetan, ondo garatuta dauden terrazak sortzen dira -6 m, -36 m, -52 m, -68 m eta -118 m inguruko sakoneran. Hala ere, modelizazioaren arabera, azken transgresioak lehenagoko kostaldeko paisaia berregin eta iraganeko itsas mailaren posizioen ebidentzia geomorfologiko zaharragoak higituko lituzke, ondorioz erliebe leun bat garatuz. Hortaz modelizazioaren arabera itsas mailaren azken igoerak iraganeko labar nagusienak higitu eta desagerrarazi beharko balitu ere, hori ez da gertatu gure ikerketa eremuan (ez behintzat eremu osoan).

Urpean dauden itsas terrazen distribuzioa, litologiaren, estratuen noranzkoaren eta olatuen energiaren arteko konbinazioaren ondorio da. Oro har, badirudi olatuen energia handiko eremuek eraginkortasun txikiagoa daukatela haien kontserbazioan. Hala ere, kareharriak dauden guneetan eta estratuen norabidea itsasertzarekiko paraleloa den lekuetan, haien kontserbazioa hobetu egiten da. Gainera, olatuen norabidearen eragina terrazen kontserbazioan ere ikusten da. Ekialdeko eremuetan daudenak (olatu nagusietatik babestuta egongo lirakeenak) hobeto kontserbatzen dira, eta mendebaldeko tartean daudenetan aldiz, olatu nagusiekiko babesik gabe, batzuk higituta daude.

Modelizazioaren bidez sortutako antzinako itsaslabar nagusiak kontuan hartuta, IEI 5e eta AMGren arteko eszenatokian sortutako urpeko itsas terrazak T3, T5 eta T8-ekin egin lezakete bat. Gainontzekoak ez ziren detektatu PEEan probatutako eszenatokietan. Nahiz eta T-4 eta T-7ren (orokorrean itsas terraza estuagoak direnak) eraketak azken transgresioan zeharreko itsas mailaren aldaketa-tasa baxuagoekin enkajatu lezaketen, ikerketa eremuaren erdialdean urpean dagoen lurmuturrak beste egoera bat adieraziko luke. Leku honetan, T-4, T-7 eta T-10 kasik ez dira bereizten mendebaldeko aldean, eta ekialdean berriz, sekuentzia hobeto kontserbatzen da. Urpean dauden terrazetarako disimetria morfologiko horrek, terrazak azken transgresioan zeharreko edo lehenagoko itsas mailaren igoera batean higatu zirela adieraz lezake, eta, beraz, aurretik jada sortuta zeudela.

Itsasoak sakonera ezberdinetan eman duen denbora kopuruari lotutako analisiak, herentziaren ideia indartzen du, plataforma batzuk hainbat ziklo glaziar-interglaziarretan zehar sortua zirela, itsas maila antzeko kotetan mantendu zenean momentu desberdinetan, plataformak birokupatuz. Gainera, itsas terrazak IEI 5e baino zaharragoak izan daitezkeela erakusten du. Izan ere, Grant *et al.*-en (2014) Itsaso Gorriko itsas maila erlatiboaren probabilitate maximoko kurba kontuan hartuta (gaur egun eta orain dela 492 ka artean), itsasoak denbora gehiago eman duen sakonera askok korrelazio ona dute urpeko eremuan behatutako maila batzuekin: T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10 eta T-11. Terraza bakoitzaren garapenean ziklo glaziar-interglaziar bakoitzak duen garrantzia ezberdina da. Honek inplikazio geodinamiko batzuk ere baditu, izan ere eremuaren egonkortasun tektoniko bat iradokiko lukeelako aspalditik.

Gainera, aipatu beharra dago baita ere, urpean dauden ibaiek sakonera ezberdinetan amaitzen dutela beraien bidea, baina ez direla gutxi gorabehera -70 m-tik haratago iristen. Era berean, beste ezaugarri berezietako bat, ibai horietako batzuk ~ -30 – 0 m-ko sakoneren artean bifurkadura bat erakusten dutela da, ibaien ubideen artean kokatzen diren urpeko “uharte” batzuk eratuz.

4.5 Summary of the chapter

A staircase morphology of the continental shelf was observed, with irregularly distributed and preserved submerged marine terraces.

12 submerged marine terraces were detected in the study area with their shoreline angles drowned between approximately: -13 m (T1), -30 and -32 m (T2), -34 and 41 m (T3), -44 and -47 m (T4), -49 and 53 m (T5), -55 and 58 m (T6), -59 and 62 m (T7), -65 and 67 m (T8), -68 and 70 m (T9), -74 and -77 m (T10), -83 and -86 m (T11) and -89 and 92 m (T12).

The sea-stack analysis highlights depths where the number of the stacks is higher than at other depths: -19 m, -26 m, -29 and 30 m, -50 m, -54 m, -61 m, -75 and 76 m, -83 m, -90 m and -93 and 94 m. There are two differentiated groups: one between roughly -32 m and -17 m with a higher amount of stacks and another one between approximately -32 m and -95 m, for which there are less stacks. Qualitatively, in some zones there is a concentration of sea-stacks whose top coincide at a similar depth, or are isolated stacks of great height that coincide with some submerged marine terraces. These could be eroded ancient platforms or could indicate stands in sea-level.

According to the modelling, the best time span for submerged marine terrace creation is between the Last Interglacial Maximum (LIM) and the Last Glacial Maximum (LGM). In this scenario, well developed submerged terraces are generated at about -6 m, -36 m, -52 m, -68 m and -118 m. Nevertheless, according to the modelling, the last transgression would have reworked the former coastal landscape and eroded older geomorphic evidences of past sea-level positions, giving as a result an smoothed relief. So even though the last sea level rise should make disappear the main ancient cliffs based on modelling, that is not the case in our study area (not at least in the whole area).

The distribution of the submerged marine terraces seems to be a combination of lithology, stratification direction and wave energy. In general high wave energy areas seem to be less effective in their preservation. However, in limestone outcropping areas and where the stratification direction is parallel to the shoreline, their preservation is enhanced. Moreover, the effect of wave direction is also observed in terrace preservation. The ones that are in the eastern sections (which would be protected from the main waves) they are better preserved, while in the western flanks, exposed to the main wave direction, some submerged terraces are eroded.

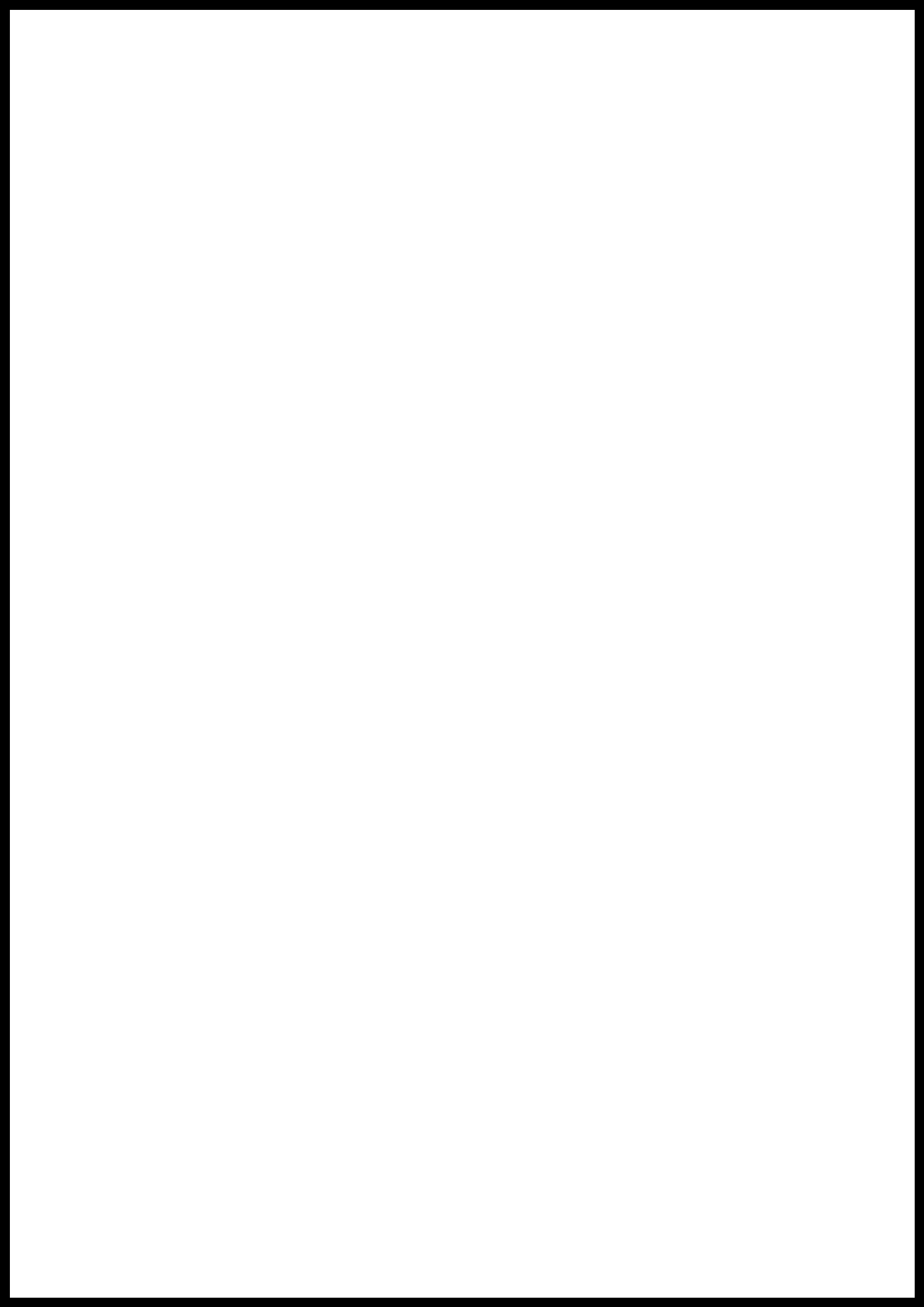
Taking into account the main ancient cliffs generated through modelling, the submerged marine terraces generated on the scenario between MIS 5e and the LGM could fit with T3, T5 and T8. The rest were not detected in the scenarios tested in the LEM. Even though the generation of T-4 and T-7 (which are generally narrow marine terraces) could fit with lower sea-level change rates during the last transgression, the submerged headland in the central part of the study area would indicate another scenario. At this place, T-4, T-7 and T-10 are barely distinguishable in the western part, while in the eastern part the sequence is better preserved. Such morphological disymetry for the submerged terraces could mean that the terraces were eroded during the last transgression or other sea level rise periods, and hence, that they were previously generated.

The analysis of the depths where sea level spent more time in the past, supported the idea of inheritance, that they have been generated along various glacial-interglacial cycles, when sea level stayed at similar depths at different moments and reoccupied the platforms. Furthermore, it also shows that the marine terraces could be older than MIS 5e. This is because taking into account the maximum probability Red Sea relative sea level curve of Grant *et al.* (2014) (between present and 492 ka), a lot of the depths where the sea has spent more time present a good correlation with some of the levels observed in the submerged area: T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10 and T-11. The importance of each glacial-interglacial cycle in the generation of each terrace is different. This has also some geodynamic implications, as it would suggest a tectonic stability of the area since a long time ago.

Moreover it has to be mentioned also that the submerged rivers end their path at different depths, but they do not reach further than approximately -70 m. In the same way, another especial feature is that some of these rivers show a bifurcation between the depths of $\sim -30 - 0$ m, forming some underwater “islands” that are located in between river channels.

AZALERATUTAKO EREMUA





5. KAPITULUA: AZALERATUTAKO EREMUA

Azaleratutako iraganeko kostaldeko plataforma arroksuak detektatzeko, Lurrazaleko Eredu Digatala (LED), hirugarren kapituluaren aipaturako hainbat metodologiaren bidez prozesatu da. Iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen jatorrizko morfologia eraldatu egin daiteke higadura prozesu ezberdinen eraginez (e.g. flubialak, karstikoak) edota beste metakin sedimentario batzuek estalita egon daiteke. Gainera, zenbat eta denbora gehiago eraman azaleratuta, hare eta eraldatuago egongo dira. Hortaz, burututako azterketetan, eremu lauak ez ezik, antzeko altueretan ageri diren tontor eta muinoak ere kontuan hartu dira. Morfologia hauek, 3Dko ikuspegia erabiliz aztertu dira, eta hurbilpen bat egin da altuera bakoitzean dagoen pixel kantitatea histogramen bidez aztertuz.

Kapitulu honetan, gaur egungo itsas mailaren gainetik dagoen erliebean azaltzen diren ezaugarri geomorfologikoen azterketaren emaitzak aurkezten dira.

5.1 Azaleratutako eremuko emaitzak

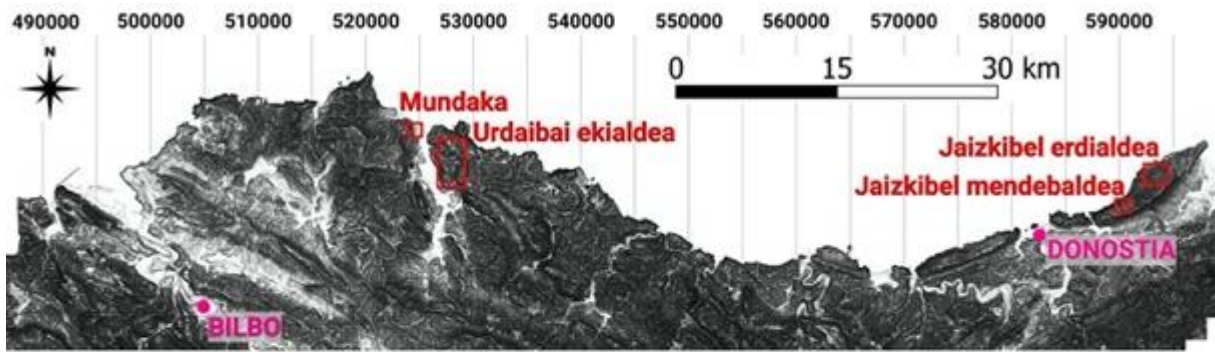
5.1.1 Itzalen eta 3Dko ikuspegiaren bidez detektatutako morfologia motak

Oro har, ikerketa eremuko iraganeko kostaldeko plataforma arroksu (IKPA) azaleratuak segmentatuta eta modu ez jarrai batean agertzen dira, kontserbazio eskasarekin. Askotan, ez dute beraien jatorrizko morfologia mantentzen, ez baitute plataforma jarrai eta itsaslabar argi bat erakusten. Horren ordez, haien presentzia, eraldatutako morfologia eta aztarna ezberdin gisa ikusten da. Nagusiki, ondorengo hauek dira detektatutako morfologia nagusiak:

Ongi definitutako plataforma lauak: Ez daude toki ugari non iraganeko kostaldeko plataforma arroksuak asko eraldatu gabe kontserbatu eta behatzen diren. Horiek ikusteko lekurik onenetako bat Mundakan kokatuta dago (5.1. irudia (A)).

Muino formak eta plataforma irregularrak: Eremu lau batzuk ibaiez edota dolinez pixka bat modelatuta daude, eta muinodun gainazal segmentatu edo plataforma irregular gisa ikusten dira, beraien iraganeko labarra mantentzen dutelarik. Adibiderik onenak, Jaizkibelgo mendebaldean (5.1. irudia (B)) eta Ispaster ekialdean kokatzen dira.

Plataforma isolatuak: Plataforma batzuk oso disezionatuta eta segmentatuta azaltzen dira, nagusiki hainbat erreka txikiren artean dauden magnitude txikiagoko gainazal moduan identifikatuz. Honako hau, esate baterako, Jaizkibel erdialdean (5.1. irudia (C)) edota Ondarroako herriaren mendebaldean ikus daiteke.

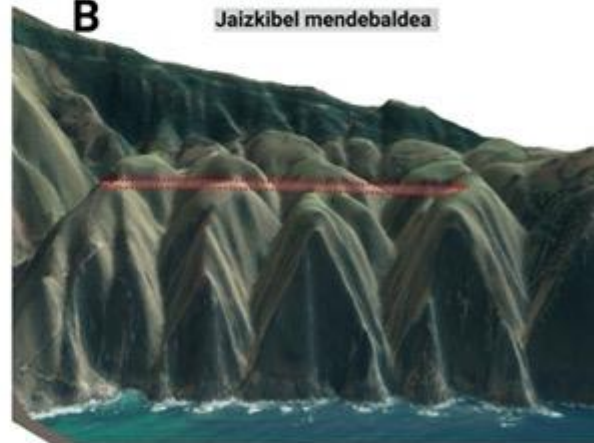


A Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuak



B

Jaizkibel mendebaldea

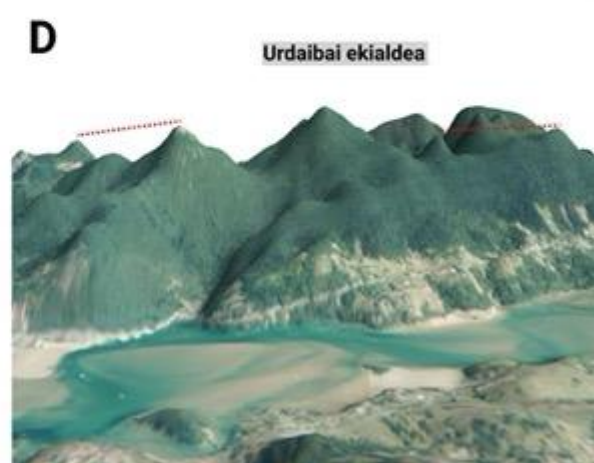


C



D

Urdaibai ekialdea



5.1. irudia. Goian, ikerketa eremuan detektatutako morfologia ezberdinak ikuskatzeko toki batzuk. Gainontzeko irudietan, morfologia horien adibideak LEDren 3Dko ikuspegian, eskala bertikala areagotuta. **A)** Mundakako iraganeko plataforma arrokatua, ia eraldakaetarik gabeko gainazal planar eta paleolabar batekin. **B)** Pixka bat disezcionatutako plataformak Jaizkibel mendebaldean. **C)** Jaizkibel erdialdeko pataformak, ibaien bidez oso disezcionatuta eta hedadura txikiko plataformetan banatuta. **D)** Tontor eta muino morfologiak Urdaibai ekialdean.

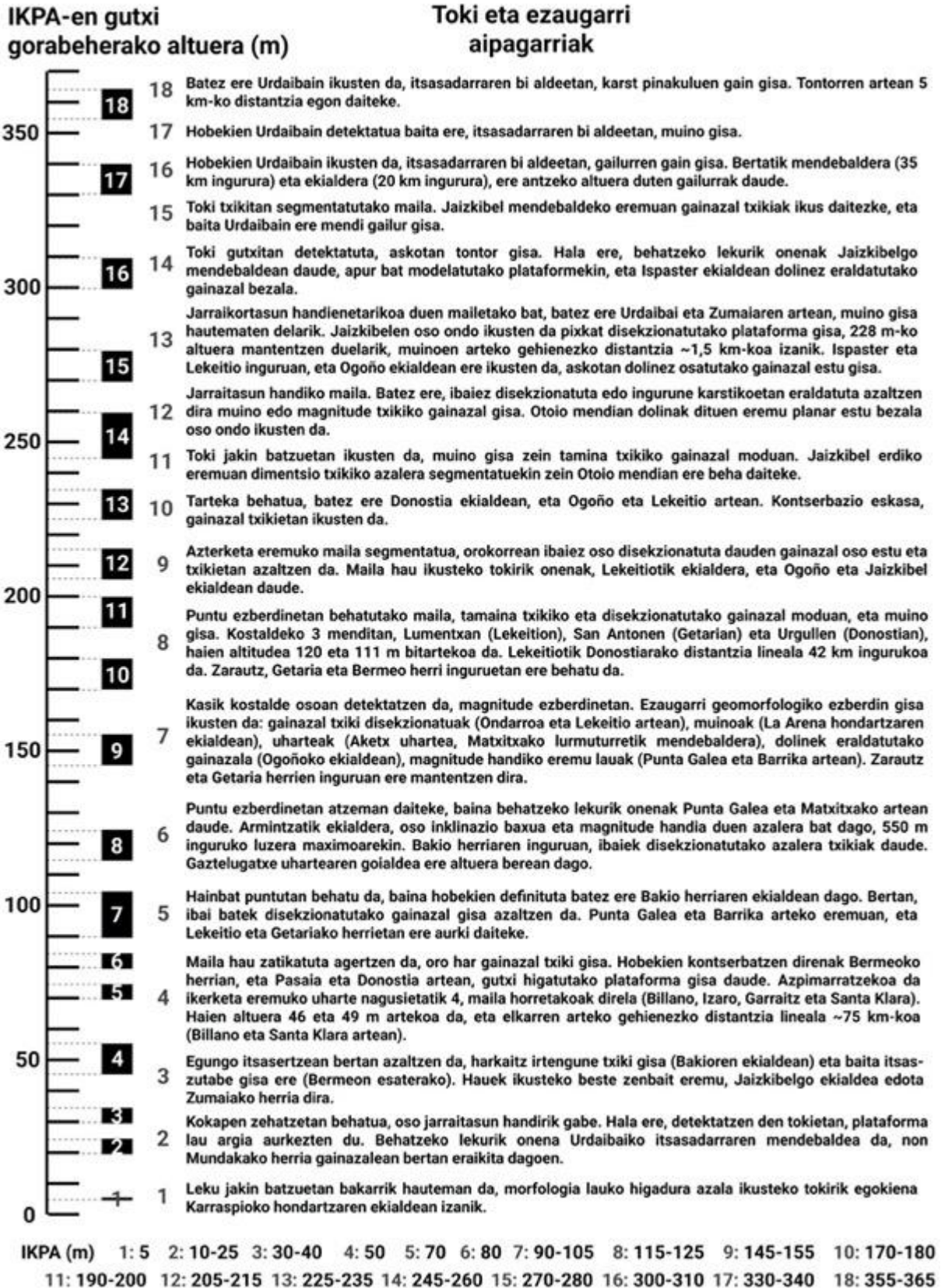
Muinoak eta tontorrak: Eremu batzuek gainazal laua edota iraganeko itsaslabarra galdu dituzte. Horiek errekonozitzeko modu bakarra, egungo mendien gailurrak dira, non hauen altuerak bat egiten duten elkarrengandik urrun egon arren. Morfologia hauek behatzeko eremu batzuk, Urdaibaiko ekialdean (5.1. irudia (D)) edo Zumaiako herriaren mendebaldean daude besteak beste.

5.1.2 Itzalen eta 3Dko ikuspegiaren bidezko iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen distribuzioa

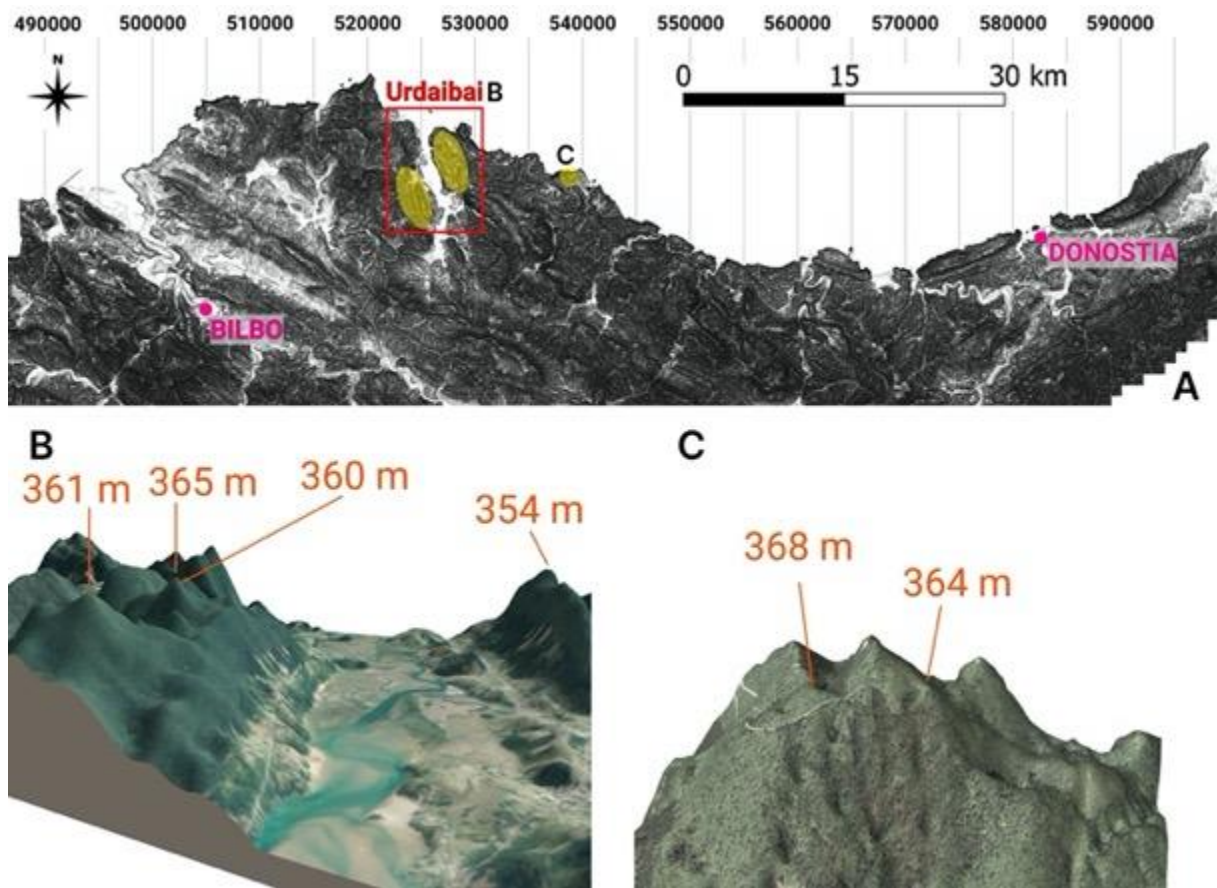
Maila bakoitzaren, hots, antzeko kotan azaltzen diren iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen jarraipena desberdina da kokapen geografikoaren arabera, eta maila guztiak ez dira detektatzen kostalde osoan zehar. Dena den, azpimarratzekoa da haien altuerari dagokionez, ez dela behatu kotan behera edo gora egiteko joera orokorrik ekialde edo mendebalderantz.

Azaleratutako eskualdean iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen 18 maila atzeman dira, itzalen mapa erabiliz, lur eremua 3Dko ikuspegiaren GIS bitartez behatuz, eta iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen aztarnak izan daitezkeen eremuak eskuz hautatuz. Maila horien gutxi gorabeherako altuera tartekak honakoak izango lirateke (5.2. irudia): 5 m, 20 – 25 m, 30 – 35 m, 45 – 55 m, 70-75 m, 80 – 85 m, 90 – 105 m, 115 – 125 m, 145 – 155 m, 170 – 180 m, 190 – 200 m, 205 – 215 m, 225 – 235 m, 245 – 260 m, 270 – 280 m, 300 – 310 m, 330 – 340 m eta 355 – 365 m. IKPA maila adibide batzuk ondorengo orrialdeetako irudietan azaltzen dira (5.3. irudia; 5.4. irudia; 5.5. irudia), eta gainontzekoak berriz IV--13 irudi osagarrietan (IV eranskina) ikus daitezke.

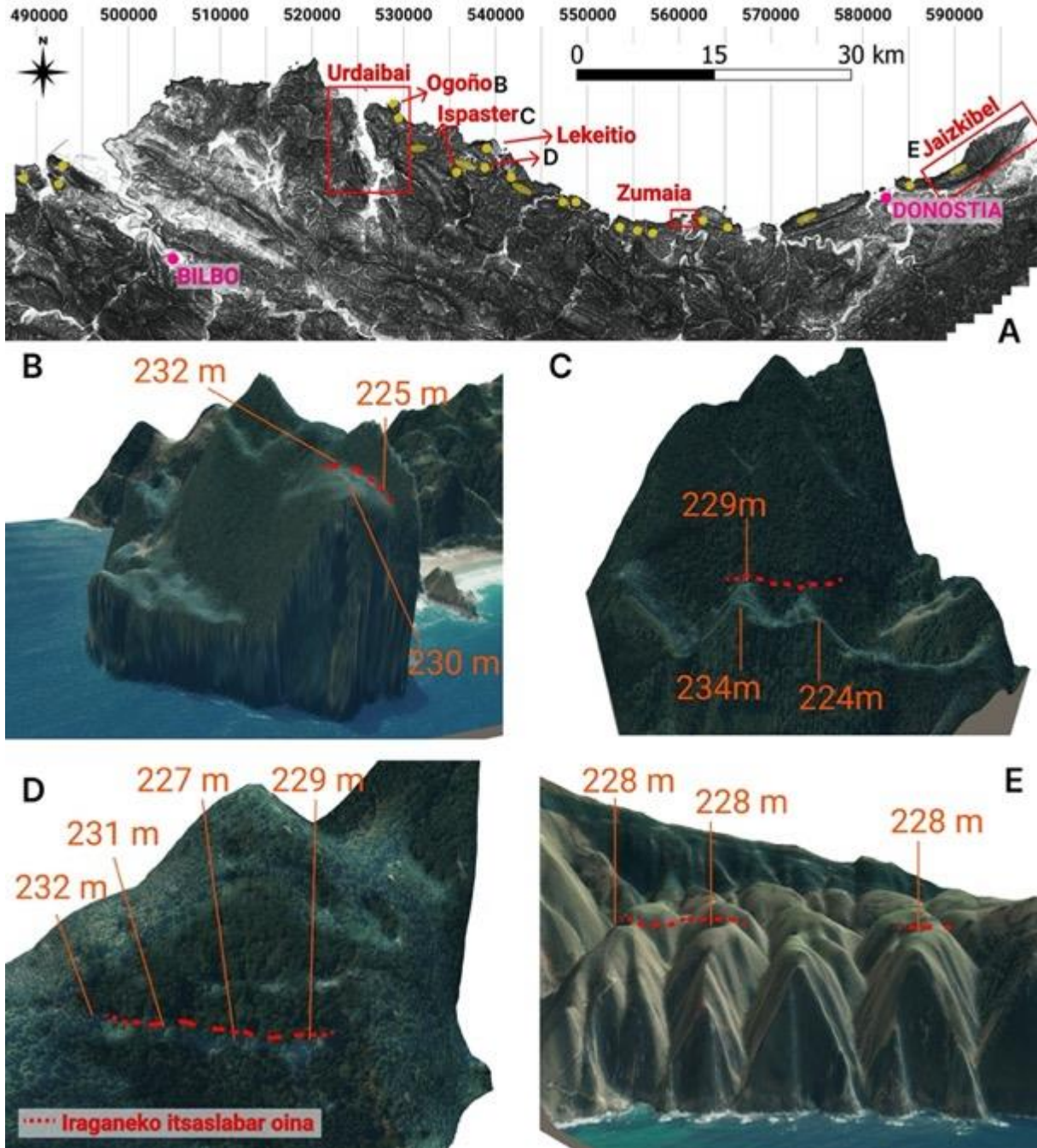
Muino eta pinakuloen morfologiaren adibiderik onena IKPA-18an ikusten da (ca. 355-365 m). Urdaibain estuarioaren bi aldeetan ikusten da, karst pinakulu bakoitzaren artean ca. 5 km-ko gehienezko distantziakin, zeinak disoluzioaren aurreko plataformaren kota adieraziko luketen (5.3. irudia). IKPA-13 (ca. 225-235 m) jarraitasun handieneko mailetako bat da, batez ere Urdaibai eta Zumaiaren artean, muino gisa detektatuta. Oso ondo ikusten da Jaizkibelen, pixka bat disekzionatutako plataforma gisa, 228 m-ko altuera berdineko muinoekin, eta bi muinoren artean gehienezko distantzia 1,5 km-koa izanik. Ispaster ekialdean, Otoio median eta Ogoño ekialdean, dolina ugaridun eremu planar estu gisa ikusten da (5.4. irudia). Azkenik, beste adibide bat IKPA-4 (ca. 45 – 55 m) da, oro har gainazal planar txiki gisa agertzen dena. Egokien mantentzen direnak Bermeoko herrian, eta Pasaia eta Donostia artean daude, higadura gutxirekin. Azpimarratzekoa da ikerketa eremuko uharte nagusienetatik 4, maila horren parte direla (Billano, Izaro, Garraitz eta Santa Klara). Hauen kota 46 eta 49 m bitartekoa da, eta elkarren arteko gehienezko distantzia lineala ca. 75 km-koa (Billano eta Santa Klara artean) (5.5. irudia).



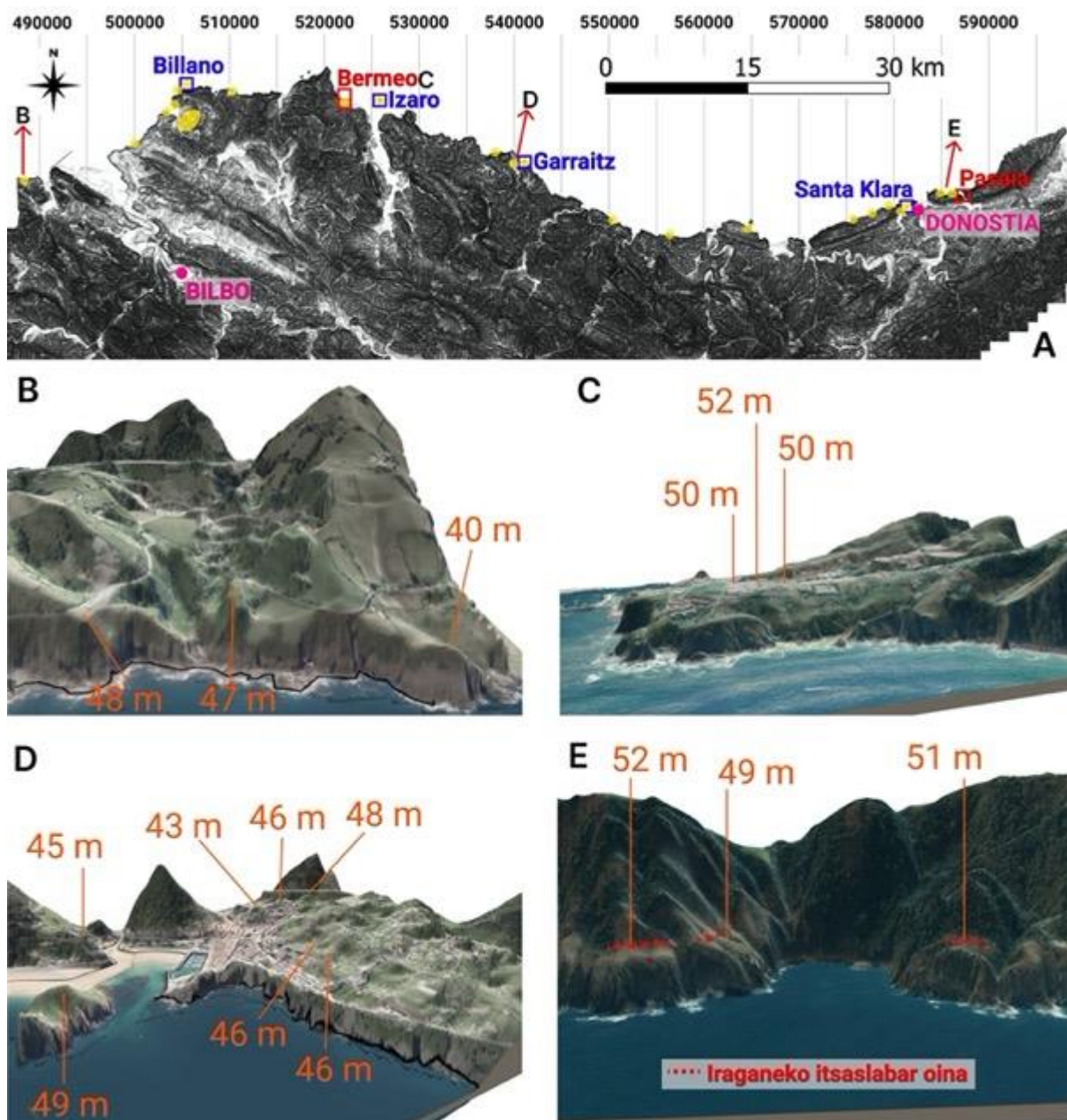
5.2. irudia. Ikerketa eremuko iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu (IKPA) nagusien mailen irudikapen eskematikoa eta haien ezaugarri nabarmenenak.



5.3. irudia. A) Ikerketa eremuan zehar 355 – 365 m inguruan detektatutako mailaren (IKPA-18) kokapen geografikoa. B) Plataformen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



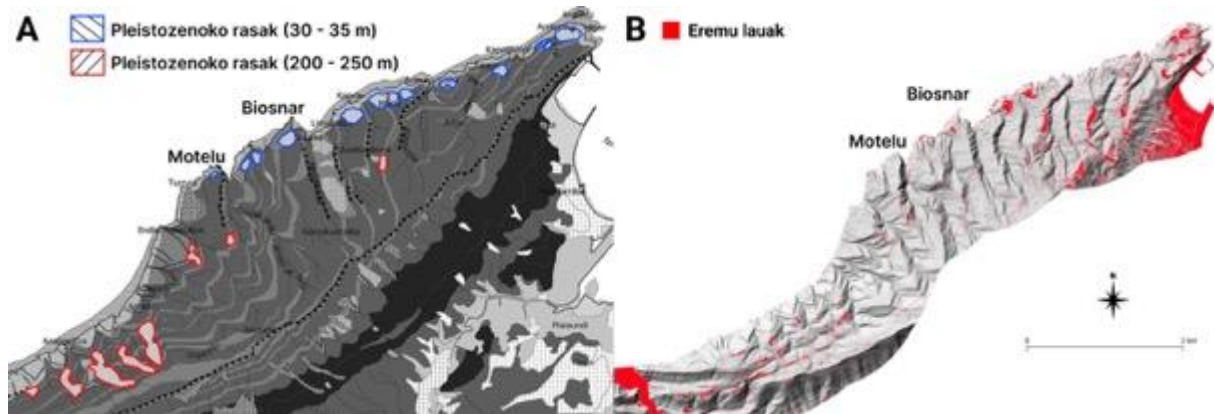
5.4. irudia. A) Ikerketa eremuan zehar 225 – 235 m inguruan detektatutako mailaren (IKPA-13) kokapen geografikoa. B), C), D), E) Plataformen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



5.5. irudia. A) Ikerketa eremuan zehar 45 – 55 m inguruan detektatutako mailaren (IKPA-4) kokapen geografikoa. Urdinez, uharteak. B), C), D), E) Plataformen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.

5.1.3 Erliebearn sailkapen tresna erabiliz lortutako emaitzak

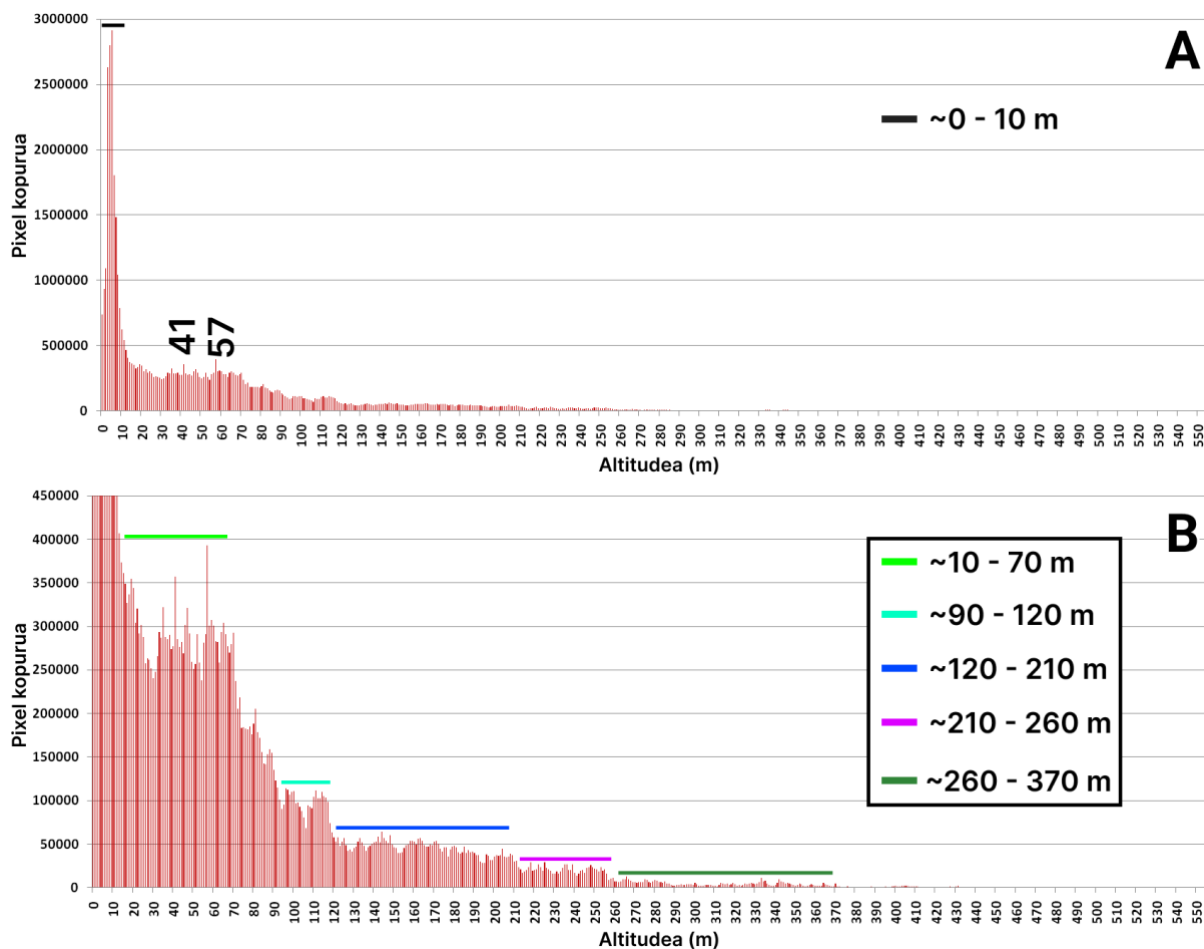
Gaur egungo erliebeko eremu lauen sailkapenari dagokionez, hirugarren kapituluuan aipatu bezala plataforma batzuk jada deskribatu eta behatu dira lehenagotik Jaizkibelgo eremuan (e.g. Edeso *et al.*, 2014). Arrazoi horregatik, bertan frogatu da sailkapen tresna erabiliz erliebea aztertzeke metodologia. Plataforma horiek modu egokian erreplikatzeko dira (5.6. irudia). Erabilitako parametroak, 5eko balioa lautasun mugan (eremu bat laua bezala definitzeko eduki dezakeen malda maximoa) eta 3koa bilaketa erradioan (forma jakin bat identifikatuko den bilaketa-leiho baten gehienezko tamaina) izan dira.



5.6. irudia. A) Jaizkibelgo mapa geomorfologikoa Edeso *et al.*-etik (2014) moldatua, beraiek definitutako rasa eremuak adieraziz. B) Beltzez, eremu berean “*r.geomorphon*” tresnaren bitartez detektatutako eremu lauak.

Ikerketa eremu osorako sortutako histogramak (lauak diren pixelen kuantitatea altueraren arabera sailkatuta) eremu lauen kopurua altuerarekin gutxitu egiten dela jartzen du agerian (5.7. irudia). Grafikoa hainbat azpitaldetan bana daiteke kota bakoitzeko pixel kuantitatearen arabera.

Lehenengo taldeak gutxi gorabehera 10 m-ra arte baneratzeko du, eta ca. 3-6 m-ra oso gailur nabarmena du, beste kotetan zenbatutako pixel kopurua askogatik gaintzen duena. Bigarren talde batek gutxi gorabehera 70 m-ra arteko tartea hartuko luke, eta ondoren, pixel kopurua pixkanaka gutxitzen doa 90 m ingurura arte. Hurrengo taldeak ondorengo eran banatuko liriteke: ca. 90 - 120 m, ca. 120 - 210 m, ca. 210 - 260 m eta ca. 260 - 370 m. Altuera horretatik gora, neurtu diren pixelen kopurua oso baxua da. Grafiko orokorrean, inguruko altuerak baino pixel kopuru handiagoa daukaten bi kota nabarmentzen dira: 41 eta 57 m-ra.



5.7. irudia. “*r.geomorphon*” tresna erabiliz eskuratutako eremu lauak zenbatuz eratutako histogramak. **A)** Ikerketa eremu osoko datu guztiak aintzat hartuta sortutako histograma. Zenbakiak pixel kopuru nabarmenen altuera adierazten dute. **B)** Datu eremu berbera, baina pixel kopuruaren ardatza mugatuta. Kolore ezberdineko lerroek antzeko pixel kopurua daukaten tartekak adierazten dituzte.

5.1.4 Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuen (IKPAen) magnitudea: zabalera eta labarrak

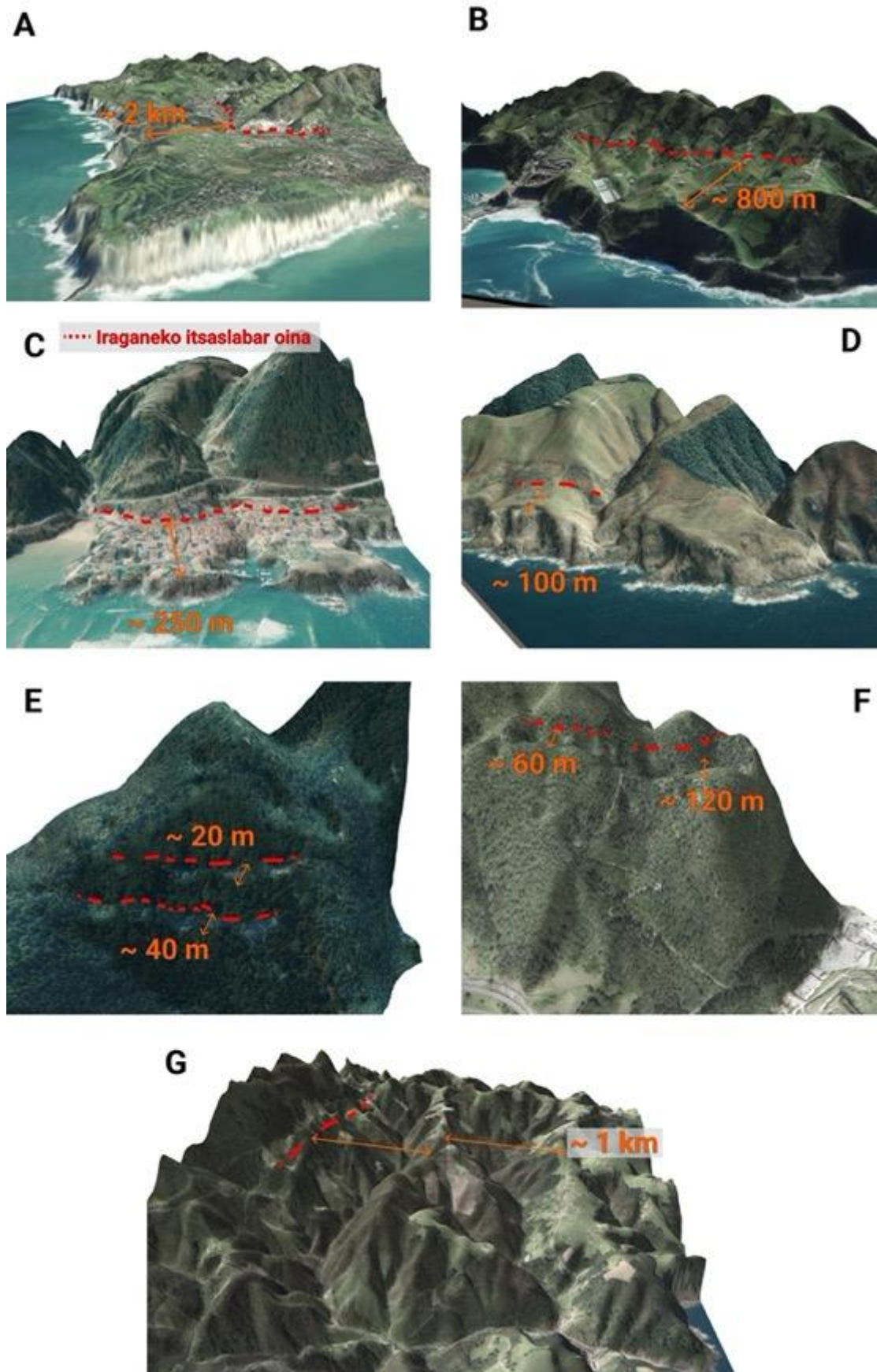
IKPAen zabalera aldakorra da, ehunka metrotatik 100 metro baino gutxiagora mailaren eta tokiaren arabera. Tarte batzuetan plataformek aparteko zabalera erakusten dute. Dena den, aipatu beharra dago zenbait gunetan IKPA zabalera aztertzea zaila dela, eremu asko oso higituta baitaude, tamaina neurtu ahal izateko iraganeko labarrik gabe. Bestalde, gaur egungo kostaldeko itsaslabarrak, kosta-lerroaren atzerakadaren ondorioz sortuak dira, IKPAen tarte batzuk higituz, eta hortaz gainazal askoren jatorrizko zabalera gaur egun ikus daitekeena baino handiagoa izango zen.

Plataforma zabalaren adibide esanguratsuenak ondoko tokietan leudeke: Punta Galea eta Barrika arteko eremuan, km 1 baino gehiagoko zabalerekin (e.g. IKPA-7), bereziki mendebaldean, Punta Galea inguruan; eta Getarian, 800 m baino gehiagoko hedadurekin mendebaldean (e.g. IKPA-7) (5.8. irudia).

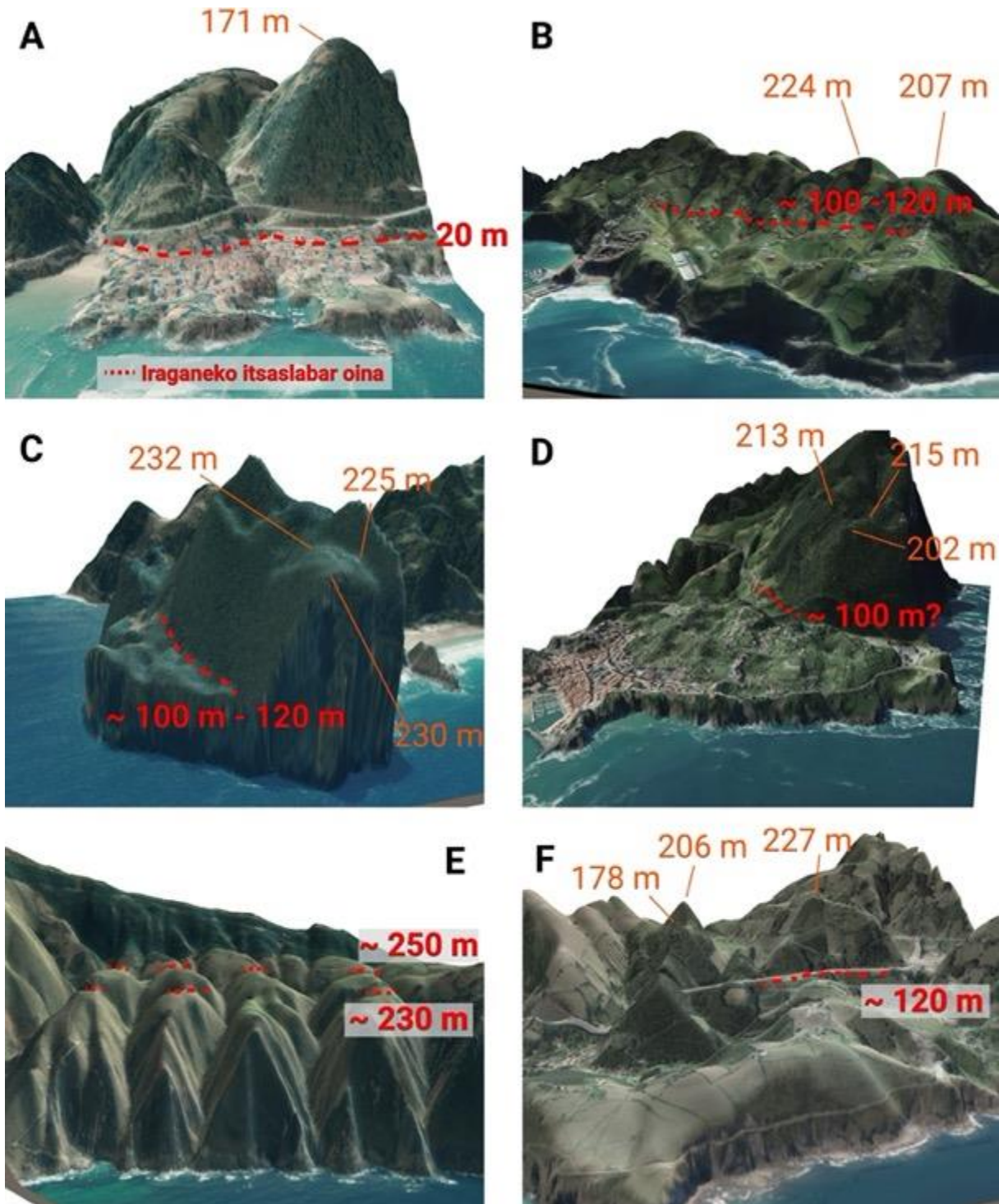
Bestalde, badaude zabalera txikiagoa erakusten duten plataformak (5.8. irudia): Mundakakoak (IKPA-2) esaterako, 250 m inguru ditu; Jaizkibelgoek 100 m baino gutxiago (IKPA-3), Ispaster ekialdean kokatutakoek 40 m baino gutxiago (IKPA-14 eta 15) eta Otoio mendikoek 120 m baino gutxiago (IKPA-13 eta 14). Hala ere, aipatu beharra dago azken maila hauetan ikusten denez, plataformen zabalera tokiaren arabera asko aldatu daitekeela maila beraren parte izanagatik ere. Honen erakusgarri, Ispasterko eremutik mendebalderantz 7 km eginda, kota hauetako gainazalen zabalera, 1 km-koa ere izan zitekeen 5.8. irudia (D). Toki hauetan gaur egun ez da gainazal laurik ikusten, ibaiak eremuaren gehiengoa higatu duelako, baina tontorrak haintzat hartuta, iraganeko plataformak izan litezke.

Labarrei dagokinean berriz, hainbat tokitan ikus daitezke iraganeko plataformak eta labarrak (5.9. irudia). Handienen artean, 100 m baino gehiagoko saltoa duten labarrak leudeke, Ogoñon edo La Arenan esaterako. Hauetan, 100-120 m inguruko kotan hasi eta 230 m-raino iristen den iraganeko labarra bereiz daiteke. Leketion berriz, iraganeko labarrak eta plataformak bat egiten zuten puntua egun higatuta eta ikusten ez den arren, labarra gutxi gorabehera 90-100 m-ko kotan hasi eta gutxienez 200 m ingurura arte iritsi zitekeen. Getarian ere, 100-120 m-ko kotan hasten den labar handi bat bereiz daiteke. Badaude beste toki batzuk ere, Mundakan esaterako, non oina 20 m inguruan eta gaina 170 m inguruko kotan daukan iraganeko labar bat ikus daitekeen. Bestetik, badaude tamaina txikiagoko saltoa erakusten duten labarrak. Jaizkibelen esaterako, iraganeko labarrek gehienez gutxi gorabehera 25 m-ko altuera erakusten dute 200 eta 275 m artean.

IKPA maila ezberdinen arteko konparaketa bat egiteko, antzeko baldintzetan (e.g. litologia, olatu energia, estratifikazioa) dauden gune batean maila asko aurkitu beharko liriteke. Zoritxarrez, hori ordea ez da kasik gertatzen ikerketa eremuan. Leku hoberenetako bat hala ere, Lekeitioko herria eta alboko Otoio mendia liriteke ziurrenik (5.9. irudia (D)), kareharrietan zizelkatutako plataformekin. Eremu karstiko batean kokatuta eta dolinez josita egon arren, Lekeitioko kasua bereziki egokia da, mailarik altuenen aztarnak bereizten baitira, eta kotan behera eginda, plataforma asko kasik itsas mailara arte ikus daitezkeelako. Toki honetako gauzarik aipagarrienetako bat zera da, 90-100 m inguruko kotan hasi eta gutxienez 200 m ingurura arte heltzen den oso ongi definitutako labar bat dagoela. Hortik behera aldiz, 1 km-rainoko zabalera izan dezakeen dolinaz betetako eremu handi eta nahiko planar bat dago kasik itsas mailara iristen dena. Eremu zabal hau, beste gune batzuetan definitu diren plataformek zizelkatuko zuketena.



5.8. irudia. Ikerketa eremuko plataformen zabaleretako batzuk. **A)** Punta Galea (IKPA-7). **B)** Getaria (IKPA-7). **C)** Mundaka (IKPA-2). **D)** Jaizkibel (IKPA-3). **E)** Ispaster ekialdea (IKPA-12-13). **F)** Otoio mendia (IKPA-13-14). **G)** Ogoñotik ekialdera (IKPA-12-13).



5.9. irudia. Ikerketa eremuan ikus daitezkeen iraganeko labar batzuen adibideak, labar horien oinak eta hauen kotak markatuta. A) Mundaka B) Getaria. C) Ogoño. D) Lekeitio. E) Jaizkibel. F) La Arena.

5.1.5 IKPAk detektatzen diren gunetako litologia, geruzapena eta olatuen energia

IKPAen presentzia ez dago eremuko litologiaz mugatuta. Punta Galeako gainazalak esaterako, flysch motako arroketan landuta daude (5.8. irudia (A)), eta Lekeitiokoak aldiz, kareharrietan kontserbatuta

azaltzen dira (5.9. irudia (D)). Egoera hori gainontzeko kostaldean ere errepikatzen da. Adibidez, Otoio eta Ogoño (5.9. irudia (D); 5.9. irudia (C)) mendietako plataformak kareharrietan kontserbatzen dira. Bestalde, Getariakoa (5.8. irudia (B)) edo Jaizkibel (5.8. irudia (D)) inguruko beste batzuk flysch motako arroka siliziklastikoetan zizelkatuta daude.



5.10. irudia. Ikerketa eremua barne hartzen duen mapa litologiko sinplifikatua (Geoparkea – CPIE Littoral Basque, 2017), lehenago aipatutako gainazal batzuekin litologia ezberdinetan.

Estratuen orientazioak ere, ez dirudi plataformen sorrera eta kontserbazioa baztertzen duen faktore bat denik. Punta Galea eta Barrika arteko plataformak (5.8. irudia (A)), egungo kostaldearekiko perpendikularki orientatuta dauden geruzak bertikalean eratuta daude. Kontrara, Oriotik Jaizkibelera arteko geruzak ere bertikalak dira baina egungo kostaldearekiko paraleloan ezarrita daude segmentu gehienetan (5.9. irudia (E)). Hala ere, hauetan ere plataformak sortu eta kontserbatzen dira.

5.2 Azaleratutako eremuko eztabaida

5.2.1 Beste ikerketa eta metodologia batzuekiko konparaketa

IKPA kopuruari dagokionez, Lopez-Fernandez *et al.*-ek (2020) 3 maila deskribatzen dituzte Asturias ekialderako. Ikerketa eremuaren kasuan, deskribatutako IKPAM kopurua askoz handiagoa da eta lortutako emaitzek gehiago egiten dute bat, Moñino (1986), Flor eta Peon (2004) edo Moreno *et al.*-ek (2009) proposatutako disposizioarekin, kostaldean maila gehiago daudenaren aipamenarekin.

Hala ere, emaitzak xehetasunez eta gunez gune alderatuz, lortutako mailen kopurua pixkat bat desberdina da. Orokorrean, ikerketa eremuko datuak Kantabria eta Asturiaseko datuekin alderatuz gero, definitutako plataforma kopurua handiagoa da. Erantzuna, eskualdez eskualde egon daitekeen bilakaera tektoniko ezberdinaz gain, ikerketa bakoitzean erabilitako ikuspegi metodologiko ezberdinetik ere etor daiteke. Aurreko ikerketa gehienetan (e.g. Mary, 1983; Moñino, 1986; Flor eta Peon, 2004; Moreno *et al.*, 2009; Edeso, 1990), ez ziren geografia informazioko sistemak erabili. Erabili ziren lan gehienetan (e.g. Aranburu *et al.*, 2015; Dominguez-Cuesta *et al.*, 2015), prozedura

eremu lauak atzematea izan zen, hau da, inklinazio balio jakin bat baino txikiagoa zuten eremuak hartzea (e.g. 13°) (Aranburu *et al.*, 2015). Ondoren, pixel lauen kantiategia altueraren arabera ordenatuz histogramen bidez, balizko rasa eta itsas terrazak kalkulatu ziren.

Proiektu honetan ere, metodo honen bitartez hurbilpen bat egin da. Jaizkibelen egindako proban gune lauak modu egokian erreplikatu baditu ere, gero ikerketa eremu osora zabaltzean azterketaren hedapena, eta histogramen bidez aztertuz, ez dira horren nabarmen agertzen IKPA maila desberdinak, eta zailagoa da maila horiek definitzea. Oso eraldatuta dauden plataformetan eta beraien egungo pixel kopurua oso txikia den kasuetan batez ere, zailagoa da identifikatzea. Hau horrela, metodologia hau egokia da hedadura txikiagoetan, plataforma aztarna murriztagoien seinalea ez dadin lausotu.

Bestalde, metodo honen bitartez, batzuetan plataforma beraren parte diren bi kota, bi maila ezberdin bezala definitu daitezke. Izan ere, mugimendu geodinamiko ezberdinak egon daitezke ingurune batean, edota failek gune bat goratu dezakete. Hortaz, jatorrian plataforma beraren parte diren eremuak, altuera ezberdinetara aurkitu daitezke egun. Hau horrela, histogrametan bi kota nabarmen azaldu daitezke, bi maila ezberdin bezala identifikatuz, berez plataforma bakar baten parte direnean. Beraz, histogramen azterketak, kota horien azterketa geografikoarekin ere uztartu beharko lirateke.

Hala ere, histogramak egin beharrean zuzenean toki jakin batean dauden eremu planarrak LED baten bitartez ikusteko oso teknika baliagarria da.

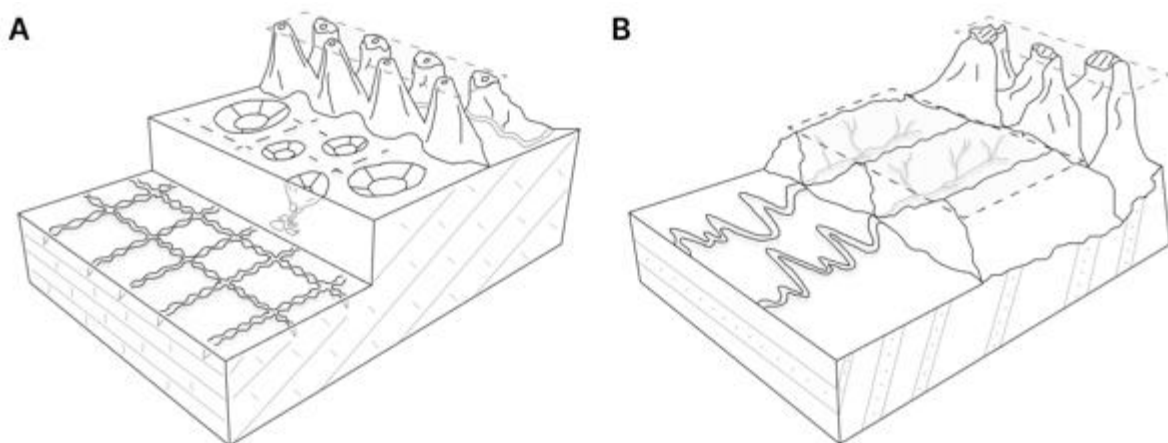
5.2.2 Eraketa eta kontserbazio desberdintasuna altueraren eta kokapen geografikoaren arabera

5.2.2.1 IKPAen kontserbazio orokorra altuerarekiko

Altuerarekin erlazionatuta, IKPAen kontserbazio desberdintasunak denbora faktore bati lotuta egongo dira. Orokorrean, plataformen egungo kota zenbat eta altuagoa izan, orduan eta zaharragoa izango da haien adina, eta, beraz, denbora gehiago daramate beraien jatorrizko morfologiak eraldatzen dituzten prozesuak pairatzen (Pedoja *et al.*, 2011).

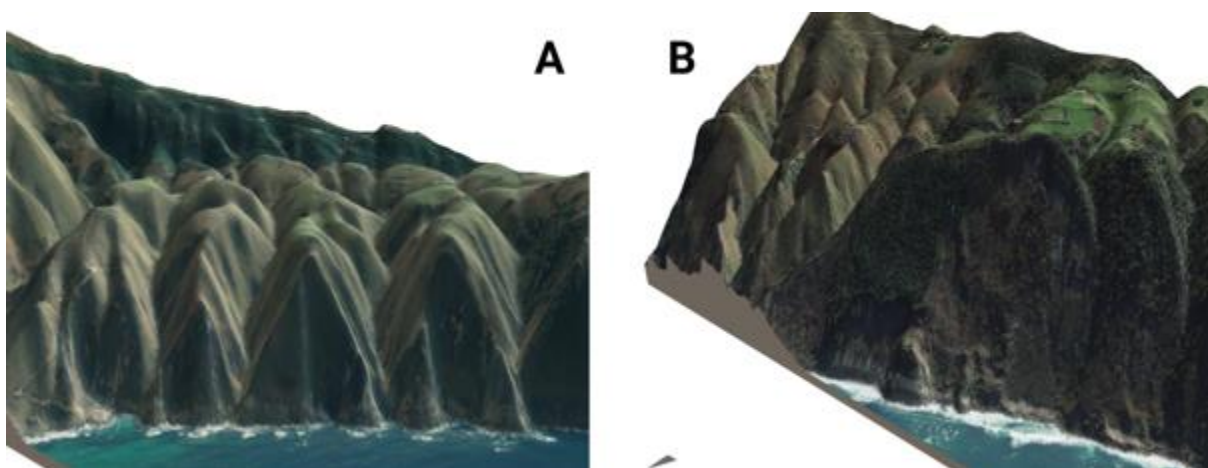
Horregatik dituzte aztarnek hain ezaugarri morfologiko anitzak ingurune karstikoetan, plataformak kareharrietan sortu zirenean (5.11. irudia (A)). IKPA altuenek, karst pinakuluen gainak erakusten dituzte. Beheragoko mailetan oraindik ere jatorrizko plataforma lauaren morfologia mantentzen dute, nahiz eta dolinek eraldatuta azaldu. Itsas mailatik gertuen kokatutako gainazalek, hobeto kontserbatzen dituzte jatorrizko morfologia lauak.

Flysch motako segidan ere kasik gauza berbera gertatzen da. Izan ere orokorrean, zenbat eta altuago kokatuta egon orduan eta eraldatuago agertzen dira haien morfologiak, errekek oso eremu txikietan disezionatutako gainazal gisa, edota mendi edo muinoen gain bezala (5.11. irudia (B)).



5.11. irudia. Altueraren arabera plataformek dituzten ezaugarri morfologikoen ilustrazio eskematikoa. **A)** Kareharrietan, altuenera baxuenera: karst pinakularrez osatutako paisaiak, dolinak dituzten gainazalak, eta pixka bat eraldatutako gainazalak. **B)** Flysch motako arroketan altuenera baxuenera: muinoz osatutako paisaiak, errekek disezionatutako plataformak eta ondo kontserbatutako eremu lauak, errekek pixka bat higatuta.

Hala ere, badaude salbuespen batzuk ere, hala nola Orioko ekialdean eta Jaizkibelgo mendebaldean. Leku horietan, 200 m-tik gorako altueran, gainazalen kontserbazioa nahiko ona da, erreka txiek pixka bat disezionatuta plataformekin (5.12. irudia). Haien kontserbazioa azaltzeko hipotesia, hurrengo puntuan ikusiko den bezala, bi faktoreren arteko konbinazioa izan liteke: Eozenoko flyscha, potentzia handiko hareharrizko geruzekin, eta geruza guztiz bertikalak eta egungo kostaldearekiko paraleloak.

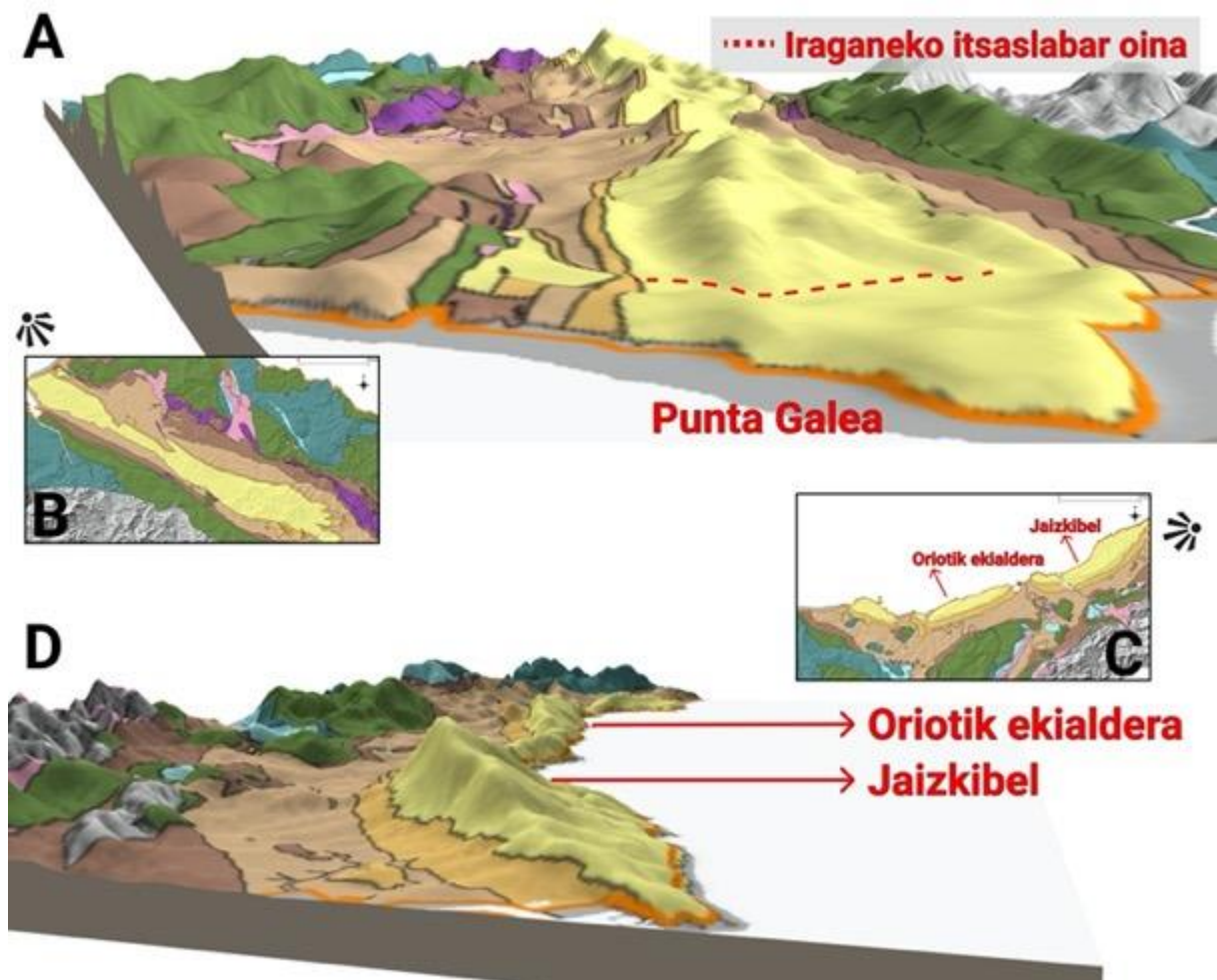


5.12. irudia. Pixka bat disezionatutako gainazalak 200 m-tik gorako altueran **A)** Jaizkibelen eta **B)** Orion.

5.2.2.2 IKPAen distribuzio eta kontserbazio geografiko orokorra

IKPAen distribuzio geografikoari dagokionez, hobekien kontserbatutako IKPA batzuk kareharrietan eta Eozenoko arroketan atzematea, beraien higatuak izateko erresistentziagatik izan liteke. Hoek eta Brown (1997), Woodroffe (2002) edo Premaillon-en (2018) arabera adibidez, kareharriak arroka “gogor” gisa kontsideratu eta sailkatzen dira, higatzen zailenak direnak.

Modu berean, Eozenoko arroken gogortasun eta higagarritasun txikiagoa ere argi ikus daitezke ikerketa eremuan. Adibide gisa, Bizkaian, Punta Galeatik hego-ekialderantz doan eremuan, osaera horretako arroketan aurkitzen dira segmentu horretako mendixka eta tontor gehienak (5.13. irudia (A), (B)); eta gauza bera gertatzen da ekialdean, Jaizkibetik mendebalderantz (5.13. irudia (C), (D)). Oro har, maila baxueneko plataforma gehienak eta ondoen kontserbatutakoak ere litologia horietan aurkitzen dira (Goi Kretazeo eta Triasikoko flyschaz gain). Behe Kretazeoko flyschek osatzen duten itsasertzak itsaslubar altuagoak ditu orokorrean, eta kota baxueneko plataformak falta dira. Honek ez du esan nahi segmentu horietan beheko mailak existitu ez direnik, baina arroka horien higatzeko erraztasun handiagoaren ondorioz, higatu egin zatezkeen.



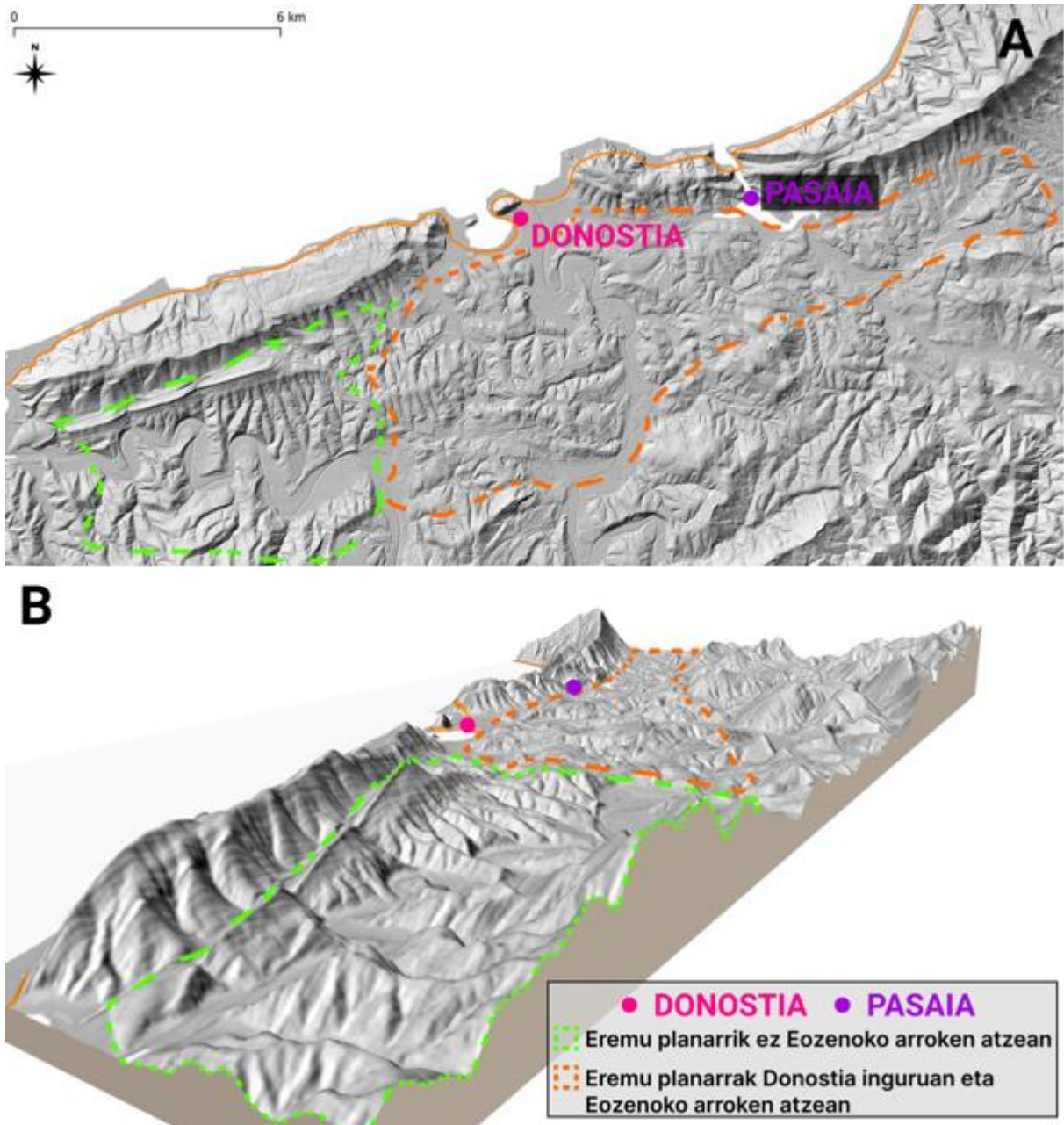
5.13. irudia. Litologiaren higagarritasun ezberdina Punta Galean (A eta B) eta ikerketa eremuaren ekialdean (C eta D). A), D) 3Dko ikuspegian. B), C) Ikuspegi ortogonalean.

5.2.2.3 Barnealdeko eremu lauak Donostia inguruan

Ikerketa eremuaren ekialdean (5.10. irudia), Donostia inguruko Eozenoko arroken hegoalderantz, eremu planar batzuk daude, beste malda handiagoko muino eta tontor batzuekin batera (5.14. irudia). Eremu lautu horiek azaltzeko lehenengo hipotesia, beraien jatorri itsastarra dela da. Itsasoak ezin izan zituen higatu kostaldearekiko paraleloak diren Eozenoko turbiditez osatutako arroak. Hala ere, haiek inguratu edo pasatzean, Eozenoko flyscharen atzean Goi Kretazeo eta Paleozenoko flyscharen litologia ahulagoa dago, askoz errazago higatzen dena, non Donostia barnealdeko eremu lauak sortu zitezkeen (5.14. irudia). Fenomeno hau Costa Quebradan ikus daiteke (Kantabrian, ikerketa eremutik mendebaldera) (Díaz de Terán *et al.*, 2016) (IV-15 irudi osagarria). Gune horretan, geruzapen bertikalak horma edo hesi gisa jokatzen du, atzean dagoen eremua higaduratik babestuz.

Hala ere, aukera horrek ez dirudi ekialdeko aldean dauden barnealdeko eremu lau guztiak azaltzen dituenik. Donostian, olatuak barnealdera mugi zitezkeen eta, beraz, litologia ahulenetan eragina izan zezaketen, plataforma lau horiek sortuz (5.14. irudia). Dena den, ekialderago, Pasaia inguruan, Eozenoko hesiak bertan dirau oraindik, eta olatuen pasabide bakarra Oiartzun ibaiaren estuario oso estua izango zitekeen. Pasabide bakar hori ez litzateke nahikoa izango bere inguruan dauden gainazal lau guztiak eratzeko, Eozenoko arroken atzean. Izan ere, mendebalderago, Donostia eta Orio artean, Eozenoko litologiaren atzean ez dago horrelako eremu laurik (5.14. irudia).

Bestela, bigarren hipotesia gainazal horien jatorria flubiala dela da. Hau da, gainazal lau horiek guztiak antzinako lautada alubialak izatea, denborarekin ondorengo ibaiek higatu dituztenak.



5.14. irudia. Donostia eta Pasaia inguruko eremua, Eozenoko arroken atzean eremu planarrak eta ez-planarrak erakutsiz. **A)** Ikuspegi ortogonalean. **B)** 3Dko ikuspegian.

5.2.2.4 Altuera baxuan kokatutako gainazalen gabezia

Ikerketa eremuko toki batzuetan zehar, altuera baxueneko IKPA mailak ez dira azaltzen. Leku batzuetan, iraganean zein gaur egun itsas transgresioak eragindako kosta-lerroaren atzerakadarekin erlazionatuta, aurretik kota baxuan egon zitezkeen IKPAk higatu eta desagerrarazi ditu. Adibiderik onenetako batzuk, Euskal Kostaldeko Geoparkeko itsaslabarrak dira, ca. 160 m-ko altuera daukatenak (5.15. irudia), edota Billano uhartearen aurrean daudenak, zeinak gutxi gorabehera 290 m-ko altuerara irits daitezkeen.

Beste tarte batzuetan, Oriotik ekialdera doan segmentuan batez ere, ez da kostako atzerakada hori hautematen (5.12. irudia). Kasu honetan, zuzenean plataforma horiek ez zirelako gune horretan eratu izan liteke, ziurrenik estratuen orientazio bertikal eta kostaldeariko paralelo kokatutako geruzen eta Eozenoko arroken konbinazioaren eraginez.

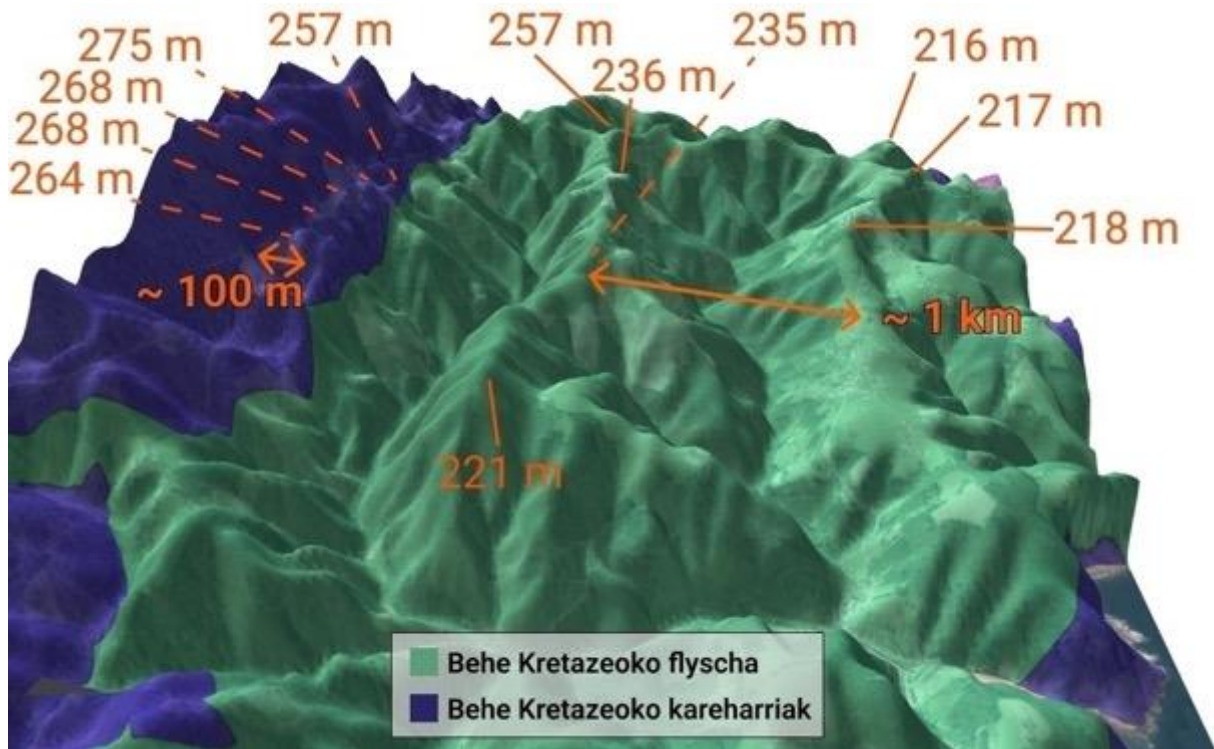


5.15. irudia. Ikerketa eremuko kostaldeko atzerakadaren adibidea itsaslabar altuekin, zeinak aurretik egon zitezkeen altitude baxuagoko mailak higa zitezkeen.

5.2.3 Plataformen magnitude desberdintasunak

5.2.3.1 Litologiaren eta estratuen orientazioaren eragina

Plataformen zabaleran dauden aldeak faktore ezberdinei lotuta daude, hala nola litologia, geruzen orientazioa edo olatuen norantza. Ogoño eta Lekeitio artean ikus daiteke adibidez litologiaren eragina. Sektore honetako gune batean, itsasertzetik gertu Behe Kretazeoko flyscha azaleratzen da eta, barnealdean berriz, kareharri Urgoniarrak daude. Gaur egun flysch motako arroken eremuan, antzeko altuera daukaten muinoz osatutako errenkada ezberdinak daude. Muino hauen artean, ibaiek iraganean IKPA bat izan zitekeena higatu dute. Lehenengo muinoen errenkada edo lerroa, ca. 215 m-ra kokatutako IKPAren baliokidea izan liteke (IKPA-12), bigarrena berriz ca. 230 m-ra kokatutakoarena (IKPA-13), eta haien zabalerak ca. 1 km-koak izan zitezkeen. Barnealdean ordea, kareharriak agertzen direnean harresi baten gisa jokatzeko dute, antzinako itsaslabar bat sortuz, eta 275 m-ra (IKPA-15) dagoen mailaren zabalerak 100 m ingurukoa da (5.16. irudia).



5.16. irudia. Litologiak IKPAen magnitudean izan dezakeen eraginaren adibidea, Behe Kretazeoko flyscheko plataforma zabalekin (egun higatuta daudenak), eta Behe Kretazeoko kareharrietako plataforma estuago eta labar altuekin.

Estratifikazioaren orientazioaren eraginari dagokionez, Punta Galean eta Jaizkibelgo sektorean dauden Eozenoko arroketatik aipamen batzuk egin litezke. Punta Galean geruzak bertikalak dira eta itsasertzarekiko perpendikularki kokatuta daude. Jaizkibelen berriz, geruzak bertikal daude baita ere, baina itsasertzarekiko paraleloan kokatuta. Iraganean gaur egun bezalako olatuen energia jaso zezaketela suposatuz, bi eremuak olatuen energia handia jasotzen dute. Jaizkibelen, kostaldeko eremua estuagoa da eta kosta-lerrotik barnealderantz 2 km baino gutxiago eginda, ca. 300 m-ko altueretara iritsi daiteke. Bestalde, Punta Galean, itsasertzetik altuera horietara iristeko egin beharreko distantzia kilometro gehiagokoa da. Hortaz, esan liteke kostaldeko plataforma arrokatuen magnitudea handiagoa dela estratifikazioa kosta-lerroaren norabidearekiko perpendikularra den eremuetan.

5.2.3.2 Itsas mailaren anplitudearen eragina

IKPAen magnitudea baldintzatzen duen beste aldagaietako bat, itsas mailaren anplitudea eta denbora dira. Magnitude handiko gainazalen zabalerari dagokionean, Álvarez-Marrón *et al.*-en (2008) arabera, Pleistozenoko itsas mailaren posizio altuetan eratutako plataformek gehienez 100 – 500 m-ko zabalera izango lukete. Plataforma zabalagoetarako azalpena, itsas mailaren posizio altuetan plataforma behin eta berriro hainbat momentutan zehar okupatuzetik etorri beharko litzateke (e.g. Kelsey eta Bockheim, 1994; Burbank eta Anderson, 2001). Beraz, itsas mailaren aldaketen anplitudea oso baxua denean, gainazalak birokupatu egingo lirateke, eta plataforma zabalak eratu. Honek esan nahi luke, itsas maila ia antzeko kota eta posizioetan mantentzen dela denbora luzez, eta ondorioz, horrek oso plataforma

zabaleko morfologiak sortuko lituzke (Pedoja et al., 2014). IKPAen zabalera, itsas maila altuko momentu bakar baten ondorio izan beharrean, itsas mailak hainbat ziklo glazial-interglazialetan zehar altuera jakin batean igarotzen duen denbora kantitate guztiaren araberakoa dela, beste autore batzuek ere proposatu dute (e.g. Malatesta *et al.*, 2021). Gainera, zenbait eremutan antzinako itsaslabarra handiagoa izateak ere zerikusia izan dezake egoera hauekin. Zabalerarekin batera, itsas mailak denbora asko ematen badu antzeko kotan, itsasertzeko atzerakada ere nabarmenagoa izango da, eta sortutako itsaslabarrak altuera handiagokoak izango dira.

Aipamen horiek aintzat hartuta, plataforma zabal eta labar handiak eratzeko garairik egokienak ez lirateke Goi Pleistozenokoak izango, itsas mailaren anplitudea handiagoa izan baitzen (e.g. Pedoja et al., 2014; Bates *et al.*, 2014). Oстера, Behe Pleistozenoan baxuagoa da anplitudea, eta Pliozenora arte denboran atzera eginda are baxuagoa. Altuera handiagoetara gainazalak are zabalagoak eta labar altuagoak izan beharko lirateke, zeina ez den zehazki ikertutako eremu askotan gertatzen dena. Izan ere, lehenago aipatu bezala, eremu askotan 100-120 m-ko kotatik gora errepikatzen dira labar nabarmenenak, eta gorago eta beherago kokatutako kotetan berriz, toki askotan plataforma eta labar horien tamaina txikiagoa da. Lekeitioko eremua da ziurrenik egoera horren erakusgarri nagusia.

Ezaugarri hauek ikusita, esan daiteke orokorrean 100-120 m-tik goragoko mailetan, itsas mailaren anplitudea txikiagoa izan arren, goratzea bizkorragoa izan zitekeela. Kota horretan, goratzeak geldiune edo moteltze nabarmen bat izango zukeen eta itsas maila denbora gehiago mantenduko zen antzeko posizioan, labar handi horiek eratuz eta gaineko gainazal batzuk desagerrarazi litzake.

5.3 Kapituluuko laburpena

Oro har, ikerketa eremuko iraganeko kostaldeko plataforma arroksatu (IKPA) azaleratuak segmentatuta eta modu ez jarrai batean agertzen dira, kontserbazio eskasarekin. Askotan, haien presentzia eraldatutako morfologia eta aztarna ezberdin gisa ikusten da, hala nola tontor edo muino bezala esaterako. Oro har, azaleratutako eskualdean iraganeko kostaldeko plataforma arroksatuen 18 maila atzeman dira: non horien gutxi gorabeherako altuera tarteak honakoak izango liratekeen: 5 m, 20 – 25 m, 30 – 35 m, 45 – 55 m, 70-75 m, 80 – 85 m, 90 – 105 m, 115 – 125 m, 145 – 155 m, 170 – 180 m, 190 – 200 m, 205 – 215 m, 225 – 235 m, 245 – 260 m, 270 – 280 m, 300 – 310 m, 330 – 340 m eta 355 – 365 m. Hainbat IKPAren presentzia beste egile batzuek argitaratutako deskribapenekin bat dator, non maila anitz definitu zituzten ikerketa eremuan eta Kantauri isurialdean.

Eremu lauen altueraren arabeko sailkapenaren analisiak, histogramen bidez irudikatuz, eremu lauen kopurua altuerarekin gutxitu egiten dela jartzen du agerian. Eremu lauak ondorengo azpitaldetan banatu ziren: lehenengo taldea gutxi gorabehera 10 m-ra arte, ca. 3-6 m-ra oso gailur nabarmen batekin. Gainontzeko taldeak horrela banatuko lirateke: ~10 - 70 m, ~90 - 120 m, ~120 – 210 m, ~210 - 260 m eta ~260 - 370 m artean. Inguruko altuerak baino pixel kopuru handiagoa daukaten bi kota nabarmentzen dira: 41 eta 57 m-ra. Gainera, plataforma batzuen presentzia oharkabean igaro daiteke eta nabarmendu gabe egon daiteke histogrametan, pixel kopurua txikiagoa delako, batez ere ikerketa eremua oso handia bada. Beraz, metodologia honek hobeto funtzionatuko du ikerketa eremua hedapen txikikoa bada. Azkenik, histogramen analisia eremuko analisiarekin konbinatu behar da, plataforma maila bakar batek bi altuera talde ezberdin eman ditzakeelako failen edota mugimendu bertikal desberdinen ondorioz.

IKPAen presentzia ez dago mugatuta osaera litologiko edo estratifikazio orientazio jakin batekin, plataformak kareharrietan eta flysch motako arroketan behatzen baitira, edota estratifikazio paraleloarekin eta itsasertzarekiko perpendikularrekin ere bai. Hala ere, ondoen kontserbatutako sekuentzia batzuk kareharrietan eta Eozenoko arroketan ikusten dira. Bestalde, Behe Kretazeoko flyschean osaturiko itsasertzak, orokorrean itsaslabarrak altuagoak aurkezten ditu, eta altuera baxueneko mailak falta dira.

Oro har, plataformen egungo altitudea zenbat eta altuagoa izan, orduan eta zaharragoa da haien adina, eta, beraz, denbora gehiago daramate jatorrizko morfologiak moldatzen dituzten airepeko prozesuetan. Horregatik, kareharrietan, maila gorenak karst pinakuluen goialde gisa azaltzen dira. Beheko mailek oraindik ere jatorrizko gainazal lauaren zati bat gordetzen dute, nahiz eta batzuetan dolinek eraldatuta dauden. Azkenik, egungo itsas mailatik hurbilen dauden plataformek hobeto kontserbatzen dute jatorrizko morfologia laua.

Flysch motako segidetan ere, orokorrean, haien jatorrizko morfologiaren alterazioa nabarmenagoa da altuerarekin, non plataformak errekek asko disezionatutako gainazal zati txikietara murrizten diren, edo mendi edo muinoen gailur gisa.

IKPAen zabalera aldakorra da, ehunka metrotik 100 metro baino gutxiagora, mailaren eta lekuaren arabera. Zabalera desberdinak eragiten dituen parametroetako bat litologia da. Behe Kretazeoko flyshean landutako plataforma batzuek gutxi gorabehera km lekoak izan zitezkeen zabalera aurkezten dituzte, eta toki berean kareharriak agertzen direnean 100 m inguruko zabalera duten plataformak eratzen dira. Estratifikazioaren orientazioaren eraginari dagokionez, aipamen batzuk ere egin litezke. Punta Galean dauden Eozenoko arrokkak bertikalak dira eta itsasertzera perpendikularki orientatuta daude, Jaizkibelgoak, berriz, bertikalak dira baina itsasertzarekiko paraleloak. Jaizkibelen, kostaldeko tartea estuagoa da, 2 km baino gutxiago barnealdera eginda, ca. 300 m-ra irits daiteke. Bestalde, Punta Galean, itsasertzetik altuera horietara iristeko distantzia kilometro gehiagokoa da. Horregatik, esan liteke kostaldeko plataforma arrokkatsuen magnitudea handiagoa dela estratifikazioa olatuen norabidearekiko paraleloa den eremuetan. Hainbat ziklo glaziar-interglaziarren arteko zikloetan itsas mailak altuera jakin batean igarotzen duen denborak ere eragina izango luke antzinako itsasertzeko plataformen zabalera. Izan ere, itsasoak zenbat eta denbora gehiago igaro antzeko kotan, plataforma zabalagoak eratuko lirateke.

Antzinako labarrei lotuta, hainbat lekutan labarrik altuenak 100-120 m-ko kotatik hasten dira, 100 m-ko altuera minimoa errepikatuz hainbat tokitan. Bestalde, badira tamaina txikiagoko antzinako itsaslabarrak ikusten diren eremuak ere, Jaizkibelen adibidez, non antzinako itsaslabarrek 200 eta 275 m artean gutxi gorabehera 25 m-ko altuera duten. Zenbait eremutan antzinako itsaslabarra handiagoa izateak ere zerikusia izan lezake ziklo glaziar-interglaziar ezberdinetan zehar itsas mailak altuera jakin batean igarotzen duen denbora guztiarekin. Itsasoaren mailak denbora asko ematen badu antzeko altueran, kostaldeko atzerakada ere nabarmenagoa izango da, eta sortutako itsaslabarrak altuera handiagokoak izango lirateke. Plataforma zabalak eta itsaslabar handiak eratzeko garairik onena ez litzateke Goi Pleistozenoa izango, itsas mailaren anplitudea handiagoa baita garai horretan. Bestalde, anplitudea txikiagoa da Behe Pleistozenoan, eta are txikiagoa da denboran atzera eginda Pliozenora arte. Altuera handiagotan gainazalak are zabalagoak eta itsaslabarrak maldatsuagoak izan beharko lirateke, eta hori ez da zehazki gertatzen ikertutako eremu askotan. Lehen esan bezala, eremu askotan 100-120 m-ko altueraren gainetik itsaslabar nabarmenenak ikus daitezke, eta altuera handiago eta baxuagoetan, aldiz, itsaslabar hauen tamaina txikiagoa da. Ezaugarri hauek kontuan hartuta, esan daiteke, oro har, 100-120 m-tik gorako mailetan, itsas mailaren anplitudea baxuagoa den arren, altzatzea azkarragoa izan zitekeela. Kota honetan, gorakada gelditu edo nabarmen motelduko zen, eta itsasoaren maila antzeko posizioan geratuko zen luzaroan, itsaslabar handi horiek osatuz eta goiko plataforma batzuk ezabatuz.

5.4 Summary of the chapter

In general, the ancient rocky shore platforms of the emerged part of the study area appear segmented and in a discontinuous setting, having a poor preservation. Many times their presence is observed as relicts and morphologically altered features, such as peaks or hills. Overall, 18 ancient rocky shore platform levels were detected. Their altitude would range approximately as follows: 5 m, 20 – 25 m, 30 – 35 m, 45 – 55 m, 70 – 75 m, 80 – 85 m, 90 – 105 m, 115 – 125 m, 145 – 155 m, 170 – 180 m, 190 – 200 m, 205 – 215 m, 225 – 235 m, 245 – 260 m, 270 – 280 m, 300 – 310 m, 330 – 340 m and 355 – 365 m. The presence of various ARSP is in accordance with the descriptions published by other authors, where they defined multiple levels along the study area and the Cantabrian margin.

The analysis of the distribution of the flat areas with altitude represented with histograms, showed that the amount of flat areas decreases with altitude. The flat areas were grouped as follows: first group until ~10 m, with a very pronounced peak that highlights at ~3 - 6 m. The next groups would be gathered as follows: between ~10 - 70 m ~90 - 120 m, ~120 – 210 m, ~210 - 260 m and ~260 - 370 m. Two heights highlight among the rest: at 41 and 57 m. The main problem with his methodology was that it was quite difficult to extract single sevels. Furthermore, the presence of some platforms can go unnoticed and not taken into consideration, due to the lower amount of pixels in the histograms, especially if the study area is very large. Hence, this methodology would work better if the considered study area is of small extension. Finally, the histograms analysis should be combined with a field analysis, due to the fact that a single platform could give two different altitude groups as a consequence of faults and unequal vertical movements.

The presence of ASRP is not restricted by the lithological composition or the stratum orientation of the landmass, as platforms are observed in limestones and flysch type rocks, or with stratification parallel and perpendicular to the shoreline. Nevertheless, some of the best preserved sequences are observed in limestones and in the Eocene rocks. On the other hand, the shoreline that is composed with flysch from the Lower Cretaceous, presents broadly higher cliffs, and the lowest height levels are missing.

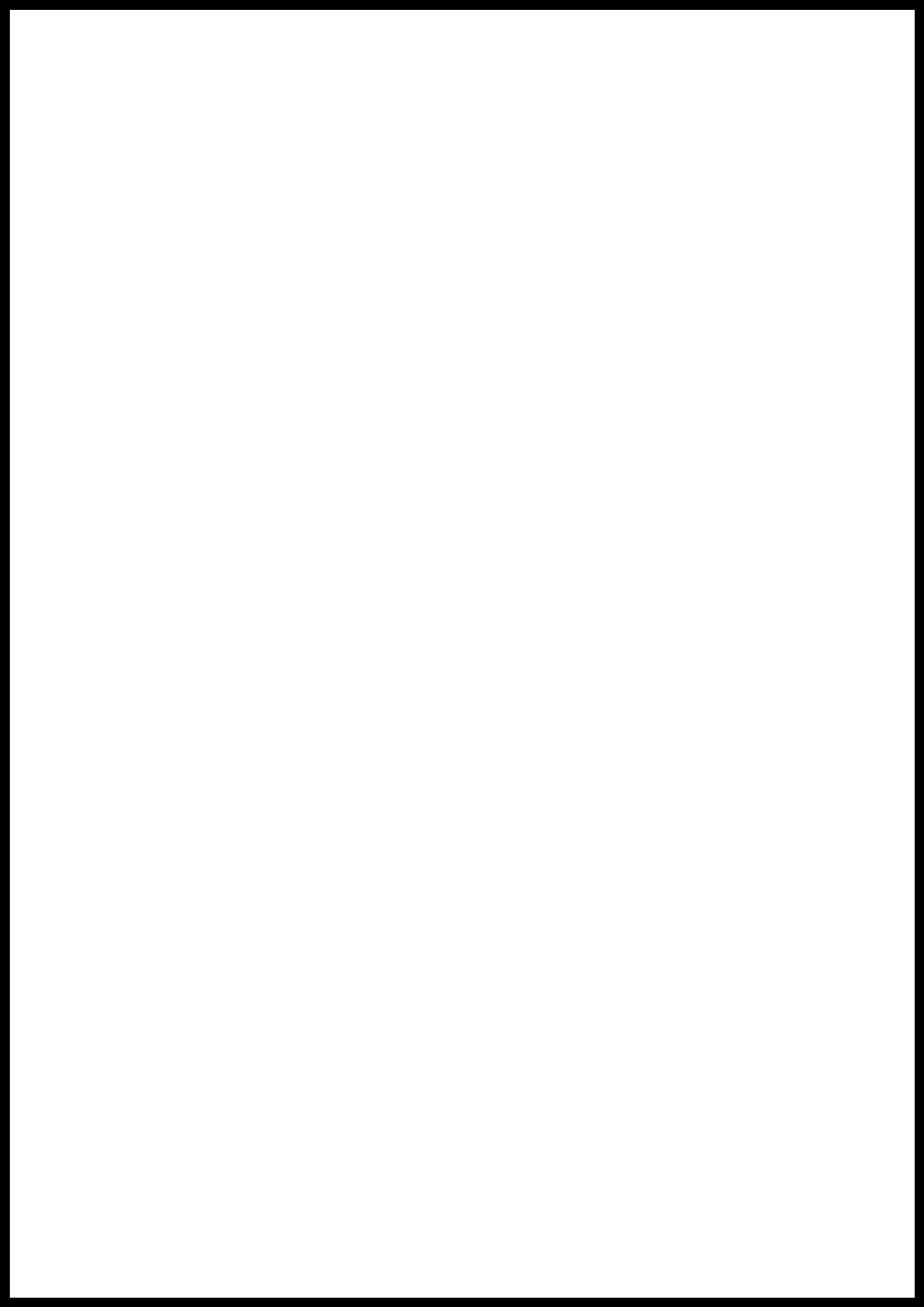
In general, the higher the current altitude of the surfaces, the older their age, and thus, more time under subaerial processes that modify their original morphologies. That is why in limestones, the highest levels only remain as the top of karst pinacles. Lower levels still preserve part of their original planar surface, even though sometimes they are altered by dolines. Finally, the surfaces that are closest from sea level, conserve better their original planar morphologies. In the flysch type successions as well, overall, the alteration of their original morphology is higher with the altitude, as the platforms are reduced to small surface patches very dissected by streams, or as mountain or hills tops

The width of the ARSP is variable, from some hundreds of meters to less than 100 meters depending on the level and the spot. Lithology is one of the parameters that generated different widths. Some platforms carved in Lower Cretaceous flysch present widths that could have been of approximately 1 km, but inland, when limestones appear the platforms width is around 100 m. Regarding the effect of the orientation of the stratification, some notes could be extracted as well. The Eocene rocks that are present in Punta Galea are vertical and perpendicularly orientated to the shore, while the ones at Jaizkibel are vertical but parallel to the shoreline. Assuming that in the past they could receive similar wave energy like they do today, both are sections that receive high energy from waves. At Jaizkibel, the coastal stretch is narrower, in less than 2 km inland, heights of ca. 300 m can be reached. On the other hand, in Punta Galea, the distance from the shoreline to reach those altitudes is of more kilometres. Hence, it could be said that the magnitude of the rocky shore platforms is higher in the areas where the stratification is parallel to the waves direction. The total amount of time that the sea level spends at a certain height during various glacial-interglacial cycles would also affect to the width of the ancient rocky shore platforms.

Related to the ancient cliffs, in several places a height of approximately 100 m is repeated, where its base is at an altitude of around 100-120 m. On the other hand, there are also areas where ancient cliffs of smaller sizes are observed, such as in Jaizkibel, where the ancient cliffs present heights of approximately 25 m between 200 and 275 m. The fact that in some of the areas the ancient cliff is bigger could also be related to the total amount of time that the sea level spends at a certain height during various glacial-interglacial cycles. If the sea level spends a lot of time in a similar height, the coastal retreat will also be more pronounced, and the generated cliffs would be of higher altitude. The best epoch for the formation of wide platforms and large cliffs would not be the Upper Pleistocene, because the amplitude of the sea level is higher during that period. On the other hand, the amplitude is smaller in the Low Pleistocene, and even smaller going back in time until the Pliocene. In higher heights the surfaces should be even wider and cliffs steeper, which is not exactly the case in many of the investigated areas. As mentioned earlier, in many areas the most prominent cliffs can be seen above an altitude of 100-120 m, while in higher and lower altitudes, the size of these cliffs is smaller. Taking into account these characteristics, it can be said that in general at levels higher than 100-120 m, although the amplitude of the sea level is lower, the uplift could have been faster. At this elevation, the uplift would pause or slow significantly, and the sea level would have remained in a similar position for a long time, forming these large cliffs and eliminating some of the platforms above.

**METAKIN SEDIMENTARIOAK ETA
ESPELEOTEMAK AIRE ZABALEAN
ETA KOBAZULOETAN**





6. KAPITULUA: METAKIN SEDIMENTARIOAK ETA ESPELEOTEMAK AIRE ZABALEAN ETA KOBAZULOETAN

Egungo kantauriar isurialdea aldapatsua eta arrokatsua da batez ere, higadura prozesuak nagusitzen direlarik. Ikerketa eremuan labarrak 20 m baino gehiagokoak izan ohi dira (Bruschi eta Remondo, 2019) eta hauen artean tartekatuta hainbat estuario eta hondartza aurki daitezke, zeinak litoralaren %10a osatzen duten (Galparsoro *et al.*, 2009). Kantauriar isurialdean, IEI 5e-rekin erlazionatutako kostaldeko oso metakin gutxi deskribatu eta datatu dira zuzenean (Pedoja *et al.*, 2018; Sainz de Murieta *et al.*, 2021).

Ikerketa eremuan, itsas mailaren posizioaren eta paisaiaren eboluzioaren inguruko informazioa eman lezaketen hainbat metakin analizatu dira. Horretaz gain, litoralean azaleratzen diren kareharrietan, kostaldeko kobazulo batzuetan espeleotemak lagindu eta datatu dira (6.1. irudia). Metakinak bi taldetan banatuta aurkezten dira: aire zabalean kokatutako metakinak eta kobazuloen barnekoak. Ostende eta Sonabiako metakinak, aurreko kapitulueta azterketak egin diren ikerketa eremutik mendebalderago aurkitzen dira. Metakin sedimentario hauen karakterizazio, interpretazio eta datazioak, plataformen adina mugatzen lagunduko dute.

Kapitulu honetako emaitza batzuk “*Record of the last interglacial sea level highstand based on new coastal deposits in the Cantabrian margin (Northern Iberian Peninsula)*” (<https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.105096>) artikuluan argitaratu dira 2023. urtean, zeina kapituluaren amaieran erantsita dagoen, 178. orrialdearen ondoren.



6.1. irudia. Aire zabaleko guneen eta kobazuloen kokapenak.

6.1 Aire zabaleko metakin sedimentarioak

Guztira 6 erregistro analizatu dira. Horietatik hiruren altuera 10 m baino txikiagokoa da, eta gaur egungo hondar eta legar hondartzen ertzetan kokatuta daude (Karraspio, Errotaberri eta La Arena). Beste hirurak kota altuagoetan daude. Horietatik bi, Sonabia eta Zabaletxe, egungo hondartzetatik gertu daude (300 m baino gutxiagora), eta Jaizkibelgoa berriz labarrez inguratuta dago.

6.1.1 10 m azpitik kokatutako metakinak

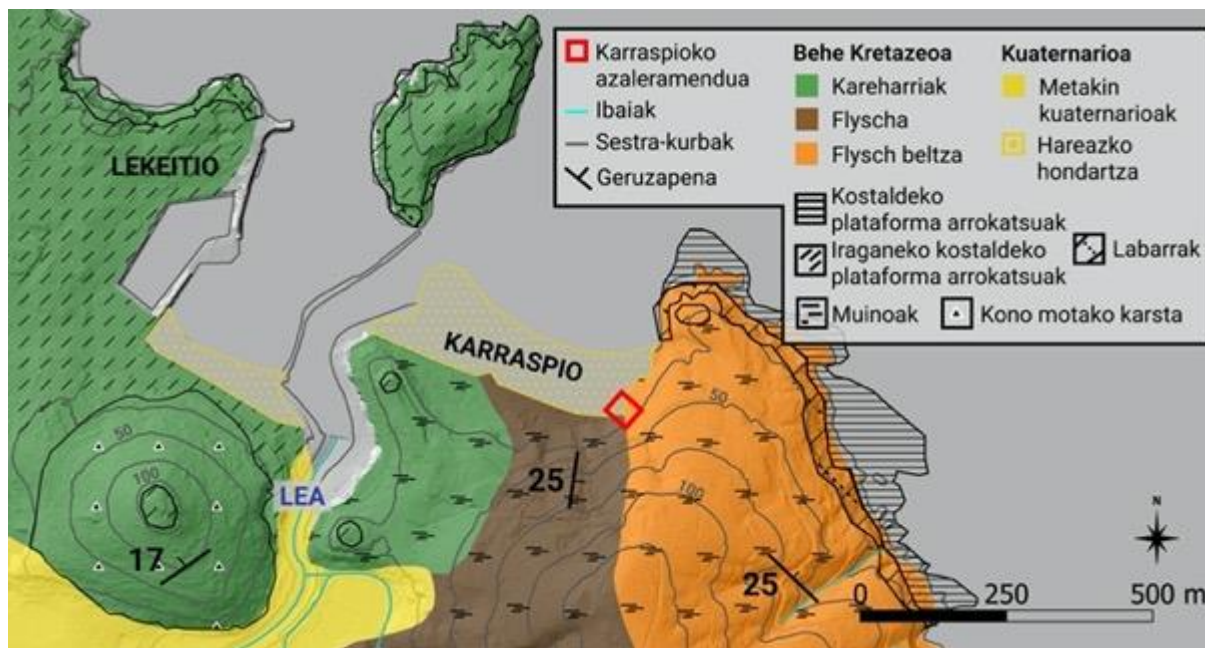
Hiru metakin deskribatu dira ikerketa eremuan 10 m-tik beheragoko kotan. Horietatik bi, egungo Karraspio (Mendexa) eta La Arena (Muskiz) harea hondartzen ertzetan kokatzen dira, non legarrak, hareak eta blokeak detektatu diren. Hirugarrena, klasto angelutsuz osatutako hondartza batean (Errotaberri) kokatuta dago. Beraien altuera kontuan hartuta, metakin berri eta gazteenak dira ziurrenik.

6.1.1.1 Karraspio hondartzako metakina

6.1.1.1.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Karraspioko azaleramendua, kostaldeko Mendexa (Bizkaia) herriaren baitan kokatzen den Karraspio hondartzaren hego-ekialdean dago (43,3622 N, 2,4917 W), Bilbotik 40 km ekialdera. Karraspio hondartza (6.2. irudia), hegoalderantz labarrez, ekialderantz lurmutur batez, eta mendebalderantz Lea ibaiaren estuarioaz inguratuta dago. Bi unitate arrokatu ezberdin nagusi daude azaleramenduaren inguruan: a) Rudista eta koralak dituzten Behe Kretazoko kareharri mikritikoak, batez ere Lea ibaiaren estuarioaren mendebaldean (Agirrezabala eta García-Mondejar, 1992); eta b) Behe Kretazeoko (Albiarreko) “Flysch Beltza”, turbidita hareatsuak eta lutita beltzak, Lea ibaiaren ekialdean (EVE, 1986; Agirrezabala, 1996). Lutita beltzetan, burdin oxidoan aberatsak diren kolore gorriko estratuak daude, burdin oxidozko nodulo diagenetiko askorekin (Hilario, 2012).

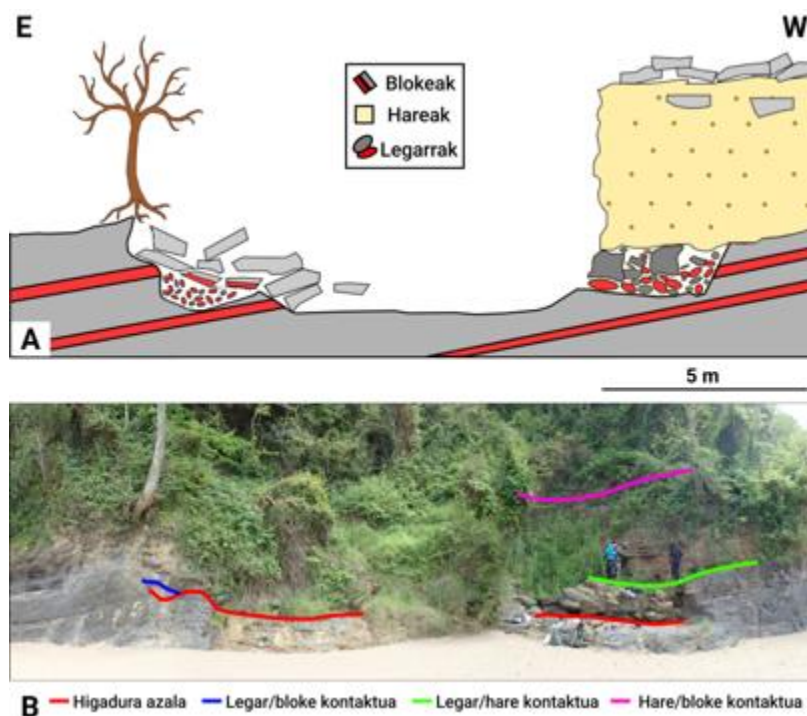
Geomorfologikoki, Lea ibaiaren mendebaldera kokatutako Lekeitioko herria, iraganeko kostaldeko hainbat plataforma arrokatutan kokatuta dago (6.2. irudia). Gainera, karst pinakular batzuk ere badaude altuera handiagoan, iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu zaharragoen aztarnak izan daitezkeenak (Aranburu *et al.*, 2015).



6.2. irudia. Karrantzioko azaleramenduen inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

6.1.1.1.2 Karrantzioko estratigrafia eta faziesen deskribapena

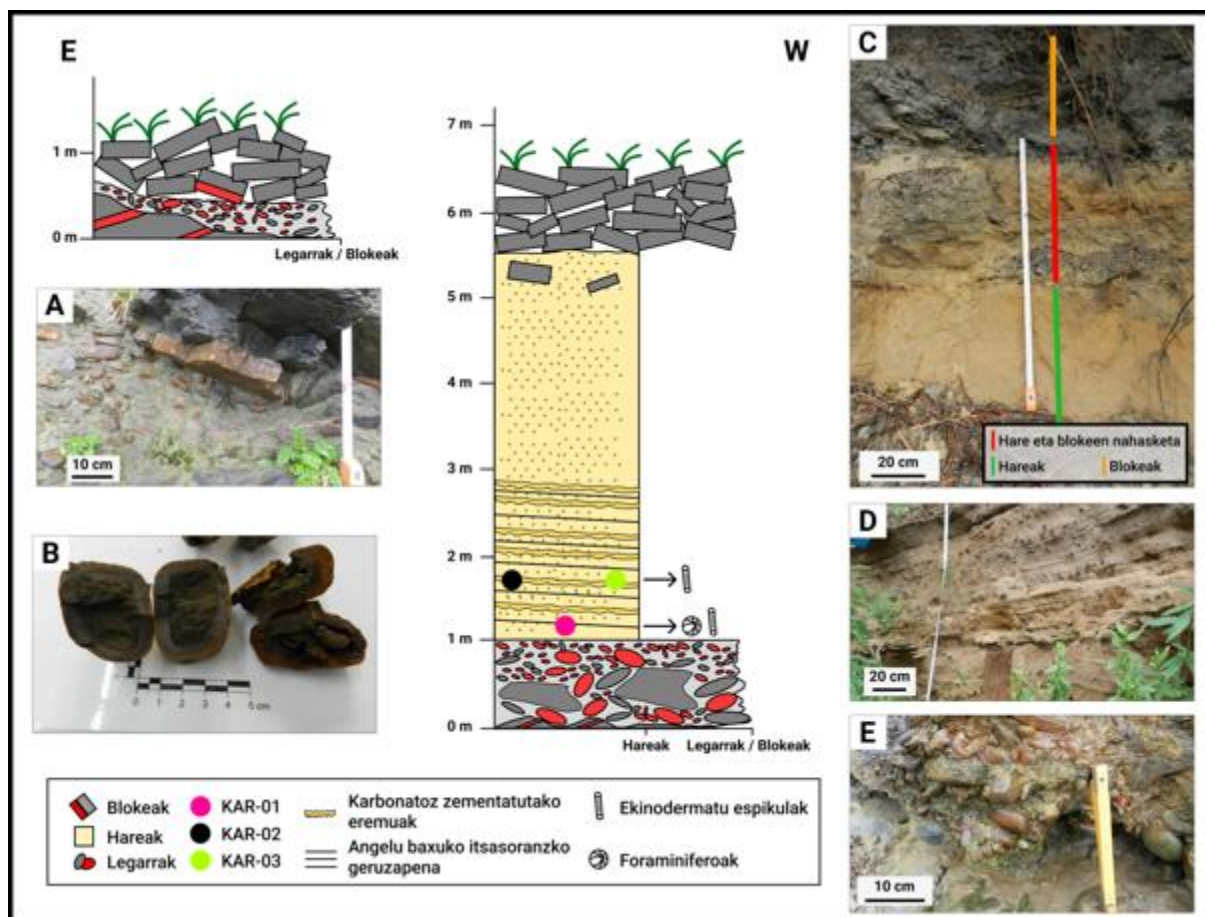
Karrantzioko eremuan, ikertutako segida sedimentarioa diskordanteki metatuta dago Behe Kretazeoko “Flysch Beltzaren” gainean. Oineko higadura gainazalaren gainean, gorantzako pikor mehetze bat erakusten duen segida sedimentario bat dago, metakina bi atal nagusitan banatzea ahalbidetzen duena: nagusiki klastoz eutsitako legarrez osatutako unitatea behean, eta hareazko fazies bat goiko aldean (6.3. irudia).



6.3. irudia. A) Karrantzioko azaleramenduko eskema estratigrafikoa, eta haren fazies sedimentario nagusiak. B) A) irudian azaltzen diren azaleramenduen ikuspegi orokorra.

Higadura azala, “Flysch Beltzeko” hareharri eta lutitetan landutako gainazal irregular eta leuna da, arrokan hozkada bat eratu eta geruzapena moztzen duena. Diskordantzia angular horren altuera 4,43 m-koa da mendebaldean eta IKPA-1ari dagokio (6.4. irudia).

Oineko legar eta bloke unitatearen potentzia gutxi gorabehera 1 m-koa da. Pikorrez eutsitako ongi biribildutako legarrez eta bloke batzuez eratuta dago, zeinek harea matrize kantitate aldakorra erakusten duten. Legarrez osatutako unitate honen oinean ohikoak dira uharrri dezimetrikoak (~15-30 cm), eta unitatean goraka berriz, beraien tamaina txikitu egiten da hartxintzar eta harkoskor zentimetrikoak (normalean < 5 cm) aurkitzen direlarik. Hartxintzar eta harkoskor gehienak burdin oxidoan aberatsak diren kolore gorrixkako noduluak dira (oso kontsolidatuta ez dagoen lutita gris bat, burdinean aberatsa den eraztun batez estalita dagoena), baina hareharri borobilduak ere badaude (6.4. irudia). Azalaramenduko ekialdeko eremuan, higadura azal leunaren gainean, ongi borobildutako tamaina zentimetrikoko harkoskorak, kolore gorriko noduluak daude, harea matrize kantitate aldakorrarekin. Kasu honetan ordea ez dago legar dezimetrikorik. Unitate honek 40 cm-ko potentzia maximoa dauka, eta alborantzka murrizten doa mendebalderantz (6.4. irudia).



6.4. irudia. Karraspioko azalaramenduko zutabe estratigrafikoak eta sedimentuen argazkiak. **A)** Ekialdeko eremuko legarrak eta blokeak. **B)** Ekialdeko eremuko burdin oxidoan aberatsak diren legar gorri nodularrak. **C)** Mendebaldeko eremuan blokeak daukan harea unitatea. **D)** Unitate hareatsua mendebaldeko eremuan. **E)** Legarren unitatea mendebaldeko eremuan.

Legarren unitate honen gainean, gutxi gorabehera 5,7 m-ra, ca. 4 metrotako lodiera duen fazies hareatsu bat kontserbatu da mendebaldeko eremuan. Unitate hareatsu honek geruzapen azpihorizontal bat aurkezten du, geruza kontsolidatu eta zementatu batzuekin eta kontsolidatu gabeko beste tarte batzuekin, non pikorrak erraz bereizten diren (6.4. irudia). Harea unitate honen beheko ataletik hiru lagin hartu dira sedimentua analizatu eta datazio numeriko bat eskuratzeko: KAR-01 (harea unitatearen oinetik 25 cm-ra); KAR-02 eta KAR-03 (oinetik 85 cm-ra).

Lagin guztiek distribuzio granulometriko unimodalak aurkezten dituzte eta harea gisa deskribatu dira laser bidezko granulometriari, pikorren gehiengoak harea ertain gisa definituz. Orokorrean, KAR-02 eta KAR-03 laginek, KAR-01 baino batez besteko pikor tamaina pixka bat handiagoa daukate (V-1-2 taula osagarriak).

Harea faziesaren konposizio mineralogikoa askotarikoa da, karbonatozko pikor eta pikor siliziklastiko kantitate aldakorrekin. Orokorrean, lupa estereomikroskopiko bidez ikusitako partikulak nagusiki jatorri detritikoko aleak dira. Karbonatozko pikorren barnean partikula eskeletalak (fosil eta fosil atalak) eta ez-eskeletikoak (peloideak) daude. Partikula eskeletikoen artean, 3 bioklasto mota detektatu dira: ekinodermatu espikulak; foraminifero bentoniko itsastarrak (*Elphidium* sp. (Montfort, 1808), *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)) hain zuzen, eta bibalbio eta/edo brakiopodo kuzku atalak. Algen bioklastoak (ziur aski gorriak) eta peloide mikritikoak ere ikusi dira xafla mehean. Peloideek mikritizatutako alga atalak edota inguruko tupetatik eratorritako litoklastoak dirudite. Foraminiferoak oinetik gertuen kokatzen den laginean bakarrik detektatu dira (KAR-01). KAR-02 eta KAR-03 laginen kasuan bioklastoen kopurua are txikiagoa da; ez da foraminiferorik behatu, eta bibalbo/brakiopodoen kuzku eta ekinoderma espikula atal batzuk soilik deskribatu dira (6.5. irudia).

Partikula siliziklastikoen gehiengoak kuartzo pikor detritikoak dira (monokristalino eta polikristalinoak), batzuetan jatorrizko silizezko zementuarekin (kuartzo gainhazkundeak hareharrietakoak) (6.5. irudia), zirkoi partikulak, edota litoklastoak (lutita beltzak, hareharriak eta tupak) ere badaude, Kretazeoko inguruko arroketakoak.

Matrize sedimentarioa oso urria da edo ez dago, pikorrez eutsitako ehundura bat osatuz eta toki jakin batzuetan kaltzita zementu mehe eta ez jarrai batekin zementatuz. Harea unitate sekuentziaren barnean, desberdintasun petrologiko nagusienak kaltzitaren zementazio aldakorraren ondorio dira. Modu ahulean zementatutako tartetan, *meniscus* motako kaltzita zementua hauspeatzen da. Porositate osoa kaltzio karbonatoz beteta dagoenean aldiz, pikorrak inguratzen dituen kristal azikular eta zementu isopakoak, gainhazkunde sintaxialeko zementuak ekinoideoetan, esparita ekidimensionaleko mosaikoak eta kaltzitazko kristal poikilotopiko handiak ikus daitezke (6.5. irudia).

Laborategian egin diren gainontzeko analisiak V-3-6 taula osagarrietan daude eskuragarri.

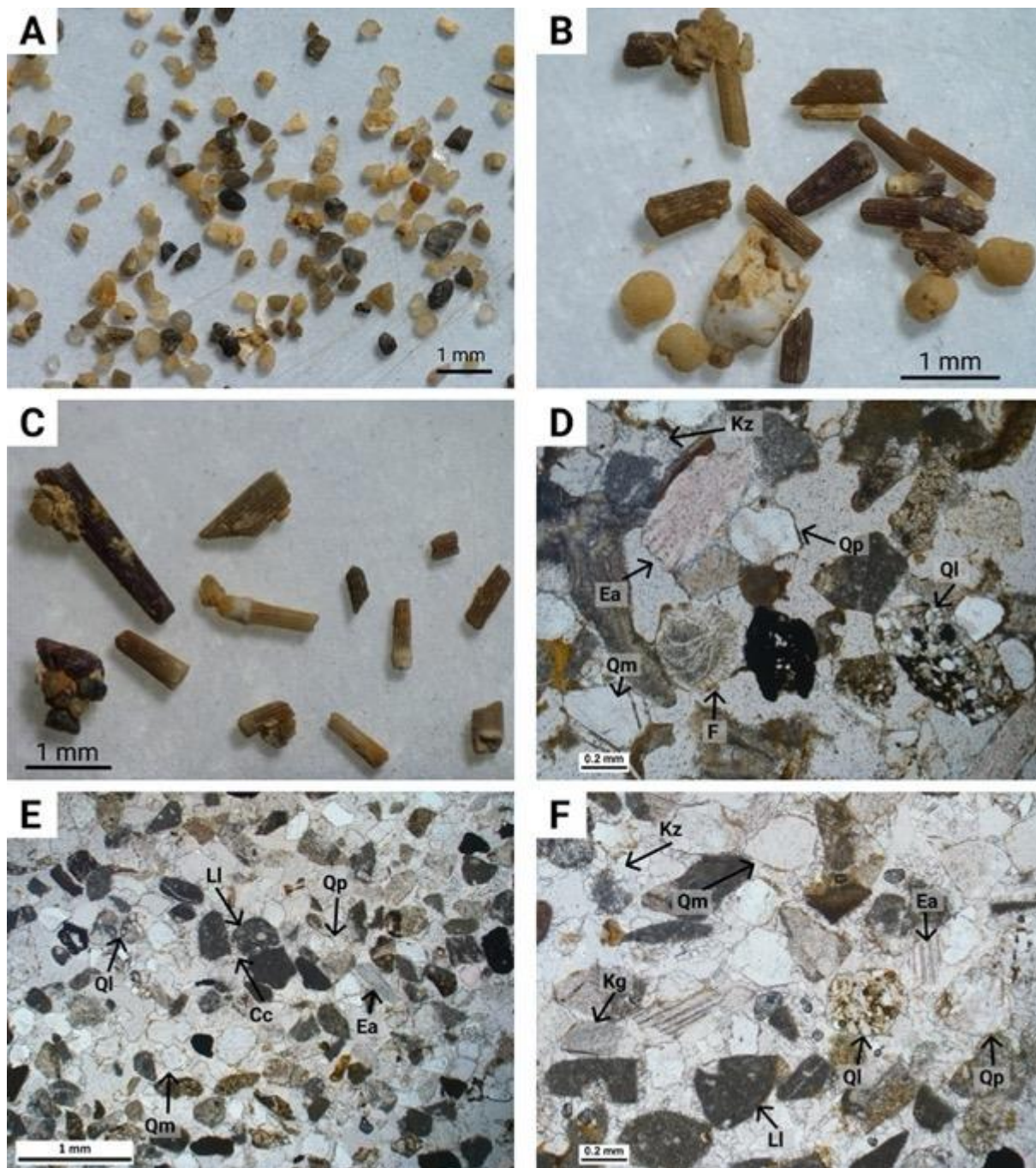
Harea unitatearen gainean, 50 cm inguruko potentzia daukan tarte bat dago non harea partikulez gain inguruko arroketako bloke angelutsu eta azpiangeltsuak ere aurkitzen diren. Azkenik, segidaren gaina inguruko arroketako blokez osatutako dago (e.g. “Flysch Beltzeko” lutita beltzak). Honako fazies hau Karraspioko azaloramenduko ekialdean ere azaltzen da, eskala metrikoko bloke angeluarrak zuzenean legarren gainean kokatzen direlarik (6.4. irudia).

6.1.1.1.3 Erregistroaren interpretazioa

Karraspioko azaloramenduko metakinak, hondartzako labarrean higatutako sargune batean kontserbatzen dira. Ereku hura ziurrenik *pocket* motako badia txiki bat izango litzateke, metakin itsastarren metaketa eta kontserbazioa sustatzen zuena (itsas badia bat).

Datu sedimentologikoetan oinarrituta, metakinaren jatorri itsastar bat ondorioztatu daiteke. *Elphidium* sp. (Montfort, 1808) foraminiferoaren presentziak (normalean sakonera txikiko itsas eremuekin erlazionatzen dena (e.g. Murray, 1991a,b; Levy *et al.*, 1995; Mendes *et al.*, 2004)), eta espezifikoki *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758) foraminiferoarenak (kantauriar isurialdean eta beste toki batzuetan hondartza inguruneetan identifikatu dena (e.g. Pascual, 1984; Pascual eta Martín-Rubio, 2004; Martínez-García *et al.*, 2013; Pascual eta Martínez-García, 2022; Lapietra *et al.*, 2022)), ekinodermo espikulak eta bibalbio edota brakiopodoek metakinaren izaera litorala berresten dute. Gainera, higadura gainazal baten gainean kokatzen den legarretatik hareetarako trantsizio hori ohikoa da beste kostaldeko erregistro batzuetan, hondartzako sekuentzia edota itsas terrazako progradazioko metakin lez aipatuz (e.g. Catuneanu *et al.*, 2011; Roussé *et al.*, 2012; Tamura, 2012; Normand *et al.*, 2019a; Schulz *et al.*, 2018; Cerrone *et al.*, 2021b). Pikorrez eutsitako legarrak, energia handiko olatuek garraiatuak dira labar oinetan hondartzako metakin bezala metatuz. Normalean legar oligomiktikoko geruzak eratzen dituzte, inguruan dauden arroka egonkor, erresistente eta klasto handiz osatuta daudenak, Karraspioko eremuan burdin oxidoan aberatsak diren nodulu eta hareharriak izango liratekeenak. Itsasoranzko okerdura daukan laminazio paralelo eta azpihorizontala erakusten duen zementatutako harea faziesak ohikoak dira *foreshore* metakinetan (e.g. Roussé *et al.*, 2012; Normand *et al.*, 2019a). Sakonera handiagoko *shoreface-ean*, hummoky xafladura edo rippleetako xafladura gurutzatuak aurkitzea esperoko litzateke (Dashtgart *et al.*, 2021). *Backshore* faziesak berriz, lehor daude ohiko baldintzetan, eta ekaitz garaietako edo marea altuetako olatuak soilik iristen zaizkie (Bird, 2008). *Backshore* inguruak, normalean kasik horizontala edota pixka bat barnealderantz okertzen den laminazioa erakusten du (e.g. Bird, 2003, 2008; Murray-Wallace eta Woodroffe, 2014). Hortaz, Karraspion ikusitako harea faziesa, ohikoa den itsasoranzko angelu txikiko laminazioa duen sakonera txikiko *foreshore* metakin lez interpretatzen da.

Horretaz gain, *meniscus* motako kaltzita zementuak baldintza uberatsuak iradokitzen ditu. Poroak beteta azaltzen direnean ordea, ezaugarriek kaltzio karbonatotan aberatsa den ur meteorikoak porositate osoa bete duela iradokiko luke, baldintza freatikoetan.



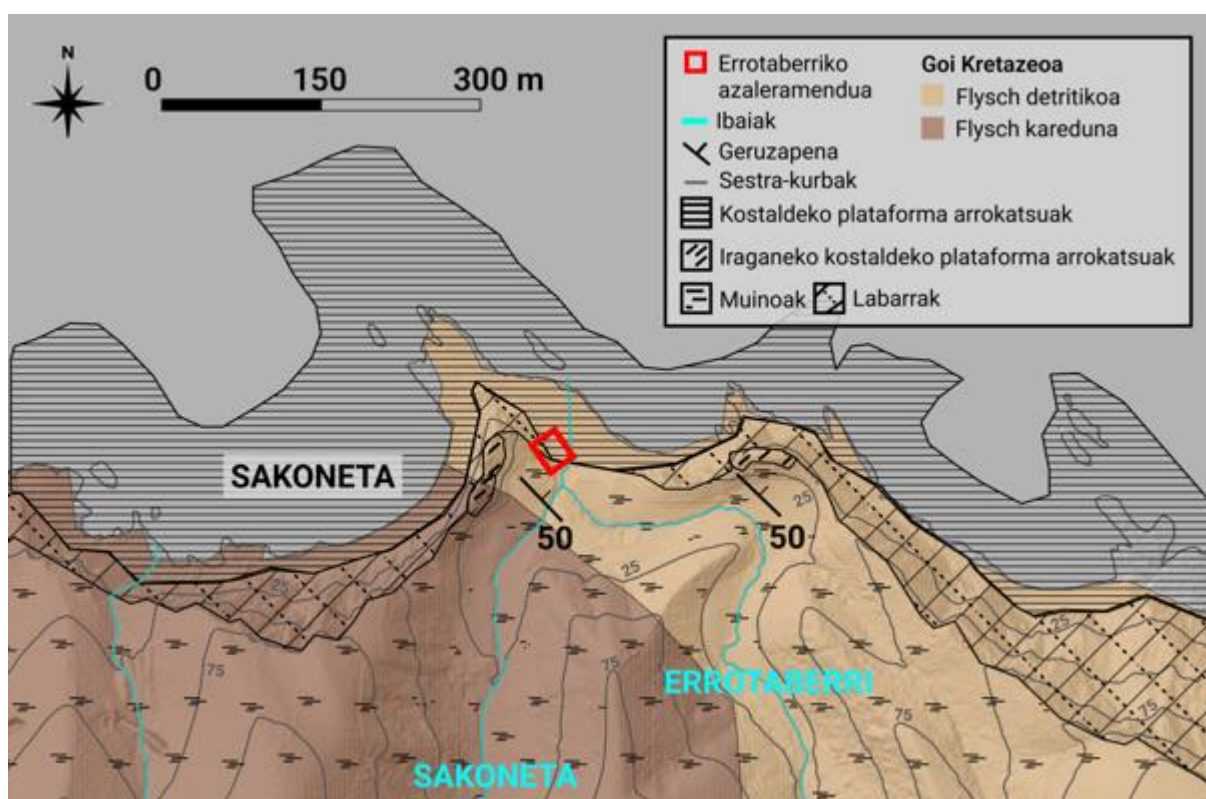
6.5. irudia. Karraspioko azaleramenduko harea faziesa. **A), B), C)** Haren argazkiak esteremikroskopioan. **A)** KAR-01 laginaren ikuspegi orokorra. **B)** KAR-01 lagineko bioklastoak. **C)** KAR-03 lagineko bioklastoak, ekinodermatu espikula zatiak. **D), E), F)** KAR-01, KAR-02 eta KAR-03 laginen xafla meheko PPL argazkiak. Kz= Karbonatozko zementua. Qp= Kuartzo polikristalinoa. Qm= Kuartzo monokristalinoa. Ql= Kuartzodun litoklastoa. Kl= Kareharri litoklastoa. Kg= Kaltzita gainhazkundera. F= Foraminiferoa. ES= Ekinodermatu arantza.

6.1.1.2 Errotaberriko metakina

6.1.1.2.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Metakina Gipuzkoako kostaldean dago, Euskal Kostaldeko Geoparkearen baitan, Debako Sakoneta kostaldeko plataforma arrokatuaren ondoan (43,2975 N, 2,3095 W) (6.6. irudia). Metakina, turbidita, tupa eta kareharriz osatutako Goi Kretazeoko flysch sekuentziaz inguratuta dago (Hilario, 2012).

Geomorfologikoki, 80 m-rainoko altuera duten itsaslabarrak daude inguruan. Metakina dagoen tokian, bi ibaiak bat egiten dute itsasoranzko bidean. Txikiena Sakoneta da, gutxi gorabehera 1 km-ko luzera duena. Luzeena berriz Errotaberri da, beste errekek baino emari konstante eta handiagoa duena, izan ere hegoaldean kilometro batzuetara dauden mendi karstikoetan dauka bere jatorria (Hilario, 2012).



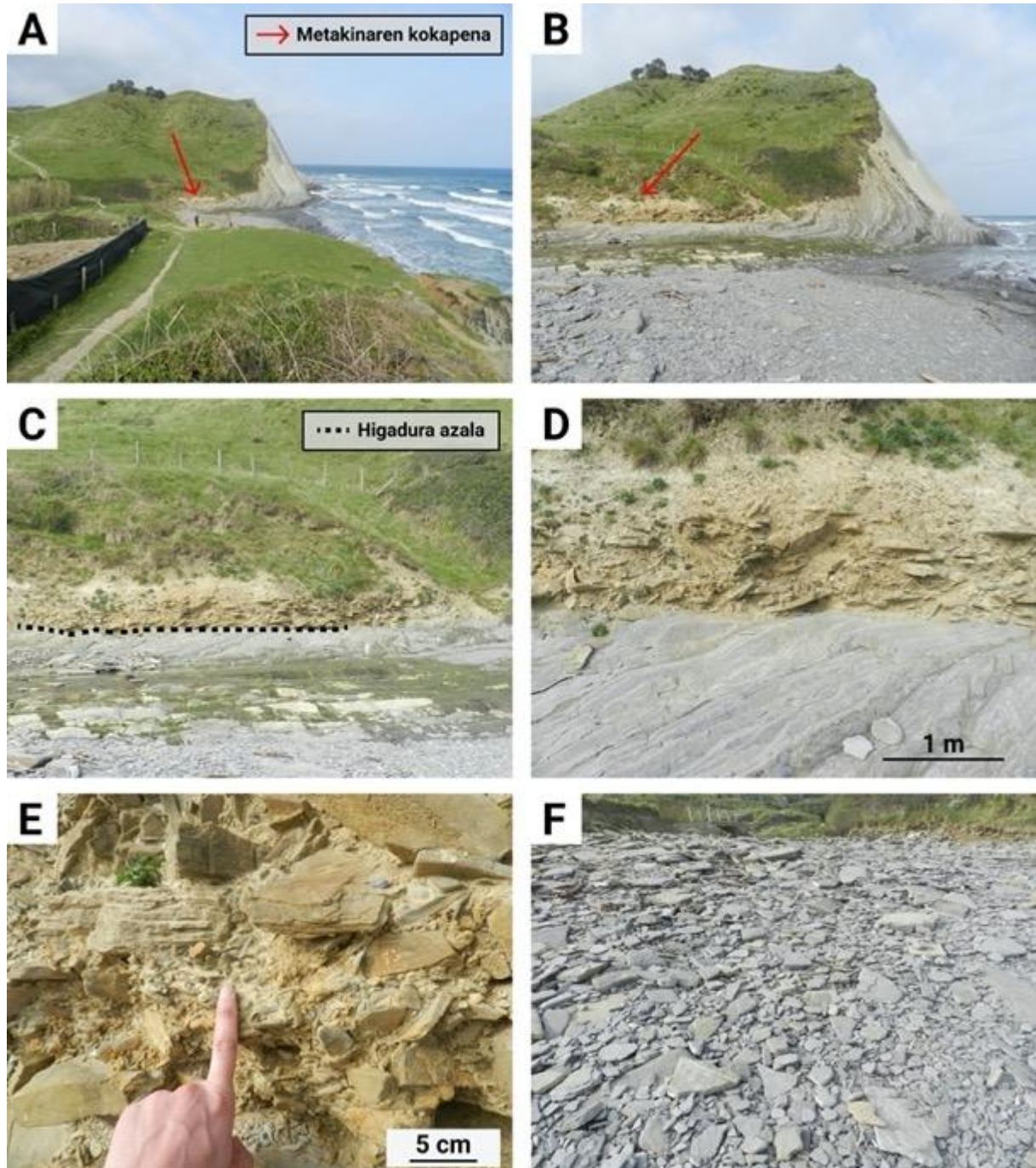
6.6. irudia. Errotaberriko azaleramenduaren inguruko mapa litologikoa eta geomorfologikoa sinplifikatua.

6.1.1.2.2 Faziesen deskribapena

Arroketa zizelkatutako higadura gainazalaren gainean legar fazies bat behatzen da, non legarren eta hauen azpiko flysch segidaren arteko kontaktua oso zorrotza den. Kasu honetan, gainazalaren altuera ez da errezeptore baten bitartez neurtu. Hala ere, Lurrazalaren Eredu Digitalarekin estrapolazioa eginez, inguruko eremua gutxi gorabehera 3,8-4 m-ra kokatuta dago.

Erregistro sedimentarioa, pikorrez eutsitako tupazko bloke angular zentimetroz osatuta dago batez ere, kaotikoki antolatuta daudenak. Beraien tamaina 10 cm baino txikiagokoa da normalean, nahiz eta

batzuk handiagoak izan daitezkeen. Gainera, tamaina zentimetrikoa duten legar txikiagoek (ca. 2-3 cm), esferizitate eta biribiltasun handiagoa erakusten dute. Bloke angelutsuek, inguruko arroken litologia berbera edukitzeaz gain, gaur egungo plataforma arroksuan ikus daitezkeen blokeen izaera berbera daukate. Metakinaren lodiera 1 m-koa da gutxi gorabehera (6.7. irudia).



6.7. irudia. A), B) Errotaberri metakinaren kokapena. C) Metakinaren eta flysch arroken arteko kontaktu zorrotza. D) Metakineko legar angeluar dezimetrokoak. E) Legar zentimetriko biribilduak eta esferikoak. F) Inguruko flysch segidatik eratorritako bloke angeluar dezimetrokoak betetako egungo kostaldeko plataforma arroksua.

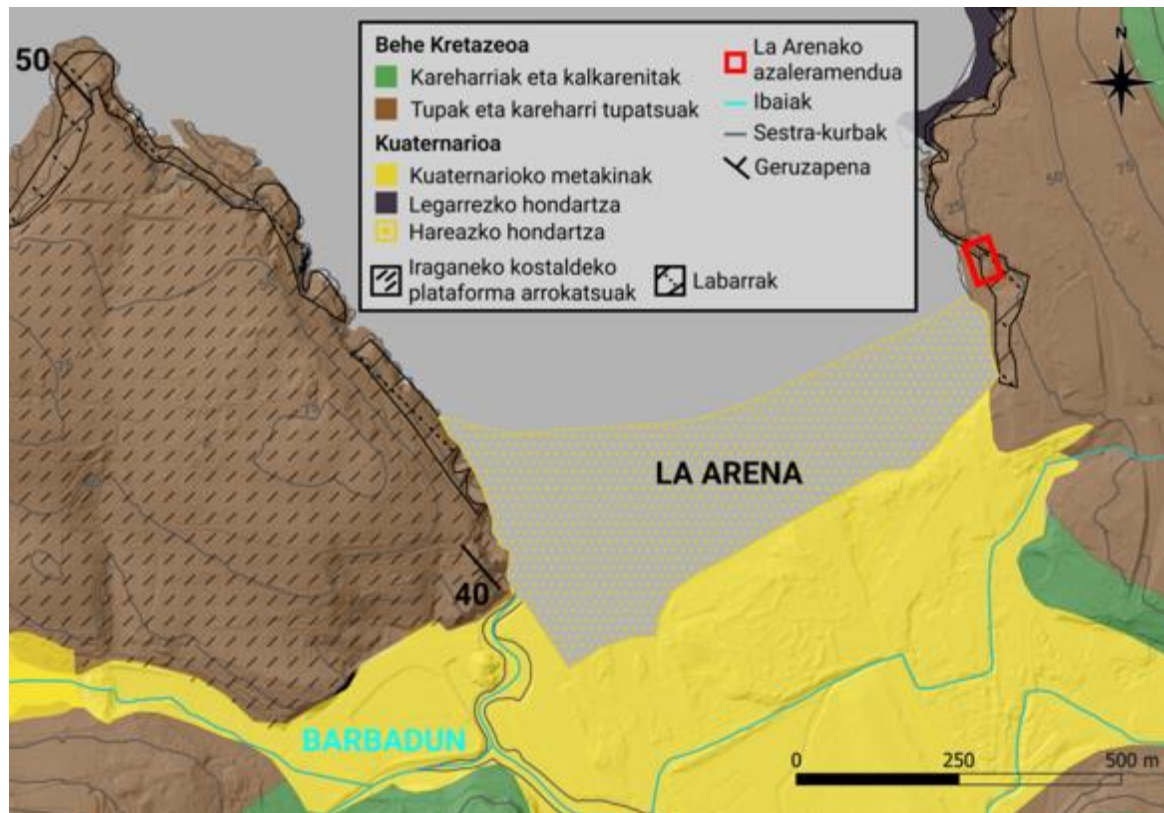
6.1.1.2.3 Erregistroaren interpretazioa

Higadura azala egungo itsasertzean kokatuta dago. Hortaz, Errotaberriko metakineko higadura gainazala itsastarra izan liteke (IKPA-1(5.2. irudia)). Gaur egungo kota aintzat hartuta (ca. 3,8 – 4 m), iraganean itsas maila gaur egun baino gorago egon zeneko momentu batean kokatu liteke bere jatorria, baina dataziorik gabe bere adina ezezaguna da. Ondoren, higadura gainazala kolubioi batez estaliko zen (klastoen angelutasun eta egituraketa kaotikoan oinarrituta) inguruko litologietako arroken higadura eta grabitate erorketen ondorioz. Tamaina txikieneko klastoak ibaitik etor zitezkeen. Errotaberriko azalaramendua, gaur egun inguru horretan ikus daitekeenarekiko analogoa da ziurrenik: egungo kostaldeko plataforma arrokatuak eta klasto angelutsuak berau estaltzen.

6.1.1.3 La Arenako metakina

6.1.1.3.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

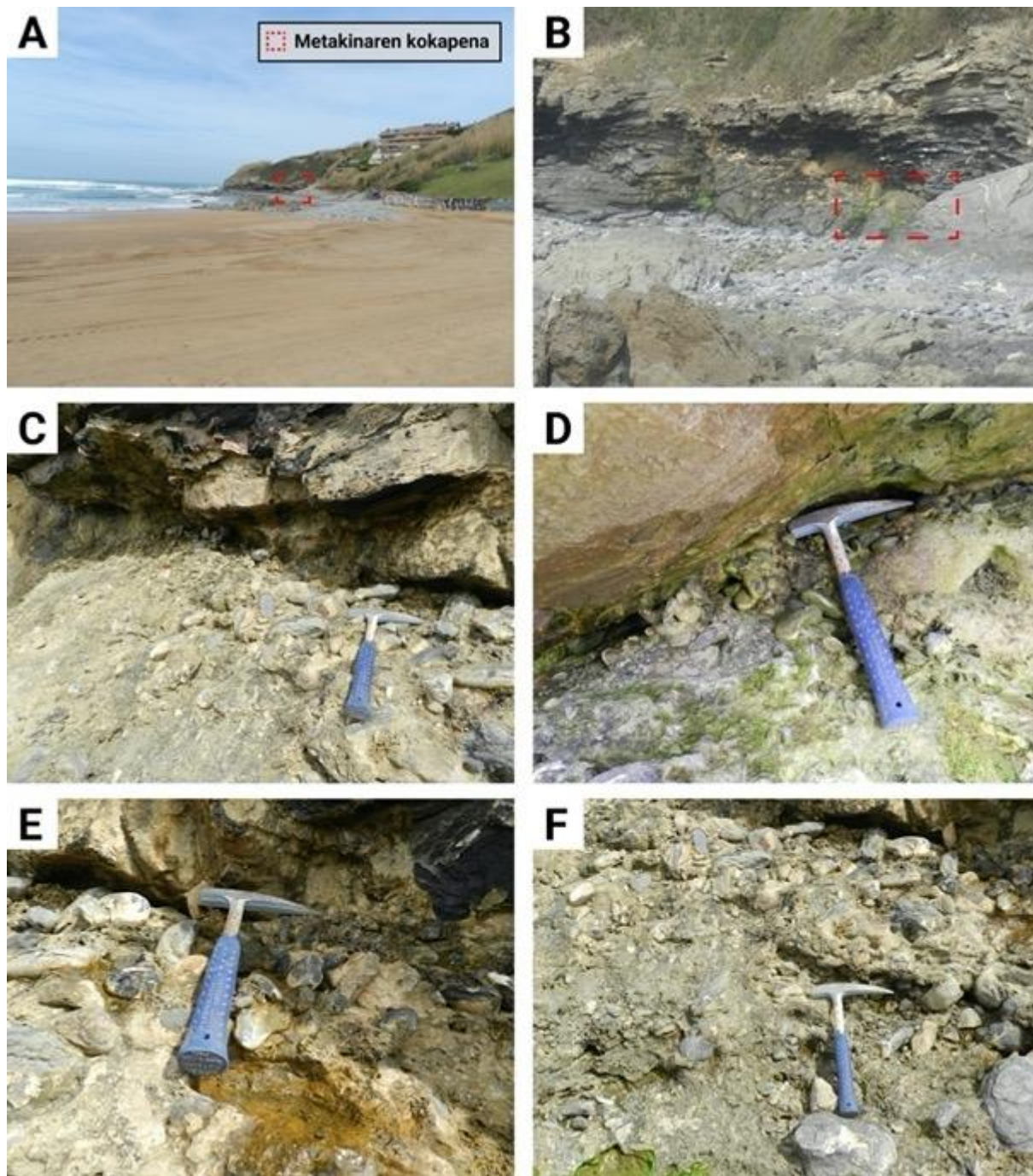
Metakina La Arena hondartzaren ekialdean dago, Zierbena eta Muskiz artean (43,3516 N, 3,1122 W), Kalkarenitez eta tupez inguratuta (EVE, 1993) (6.8. irudia). La Arena hondartza estuario eremu batean kokatzen da, ibaiadar nagusizat Barbadun erreka duena (20 km baino gehiagokoa), nahiz eta ibaiadar nagusiari ibai txikiagoak ere gehitzen zaizkion ekialde eta mendebaldetik. Gutxi gorabehera 320 m-raino irits daitezkeen erliebe menditsuz inguratuta dago.



6.8. irudia. La Arenako azalaramenduaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

6.1.1.3.2 Faziesen deskribapena

Hondartzaren ekialdeko itsaslabarrean, legar larriz osatutako metakin bat dago. Lurrazalaren Eredu Digitala erabiliz, metakinetik gertuen dauden pixelek, ca. 4,2 m eta 5 m arteko altuera aurkezten dute. Erregistro sedimentarioa, tamaina zentimetrikoko tupa legar esferikoz osatuta dago, biribiltasun handikoak direnak eta inguruko arroken izaera bera dutenak. Gainera, karbonatozko prezipitazio lamina mehe batez estalita daude. Horretaz gain, gaur egun hondartzan metro batzuk beherago aurkitzen diren legarren antzekoak dira tamainan eta litologian (6.9. irudia).



6.9. irudia. A), B) La Arenako metakinaren kokapena, hondartzaren ekialdeko aldean. C), D), E), F) Itsaslabarrean aurkitutako legar zentimetriko esferikoak.

6.1.1.3.3 Erregistroaren interpretazioa

Legarren biribiltasun, tamaina eta matrize basatsu edo hareatsu baten gabeziak, energia handiko ingurune batean metatu zirela iradokitzen du, zeina beraien kokapena ikusita, itsas olatuen ondorio izan zitekeen. Beraien kokapena gaur egungo itsas maila baino gorago, bi egoeren ondorio izan liteke: 1) Iraganean itsas maila gorago egon zeneko momentu batean metatu izana; 2) Ekaitz eta olatu handiko egoera batean berrikiago gertatu izana.

6.1.2 10 m baino gorago kokatutako metakinak

10 m-tik gora hiru metakin deskribatu dira. Hiru metakinak nagusiki hareatsuak dira naiz eta erregistro sedimentarioan bloke batzuk ere azaltzen diren Sonabian. Jaizkibelgo metakina, ikerketa eremuaren ekialdean, labarrez osatutako ingurune batean dago eta ez dauka hareazko hondartzarik alboan. Sonabia eta Zabaletxe aldiz, hareazko hondartzetatik gertu kokatuta daude.

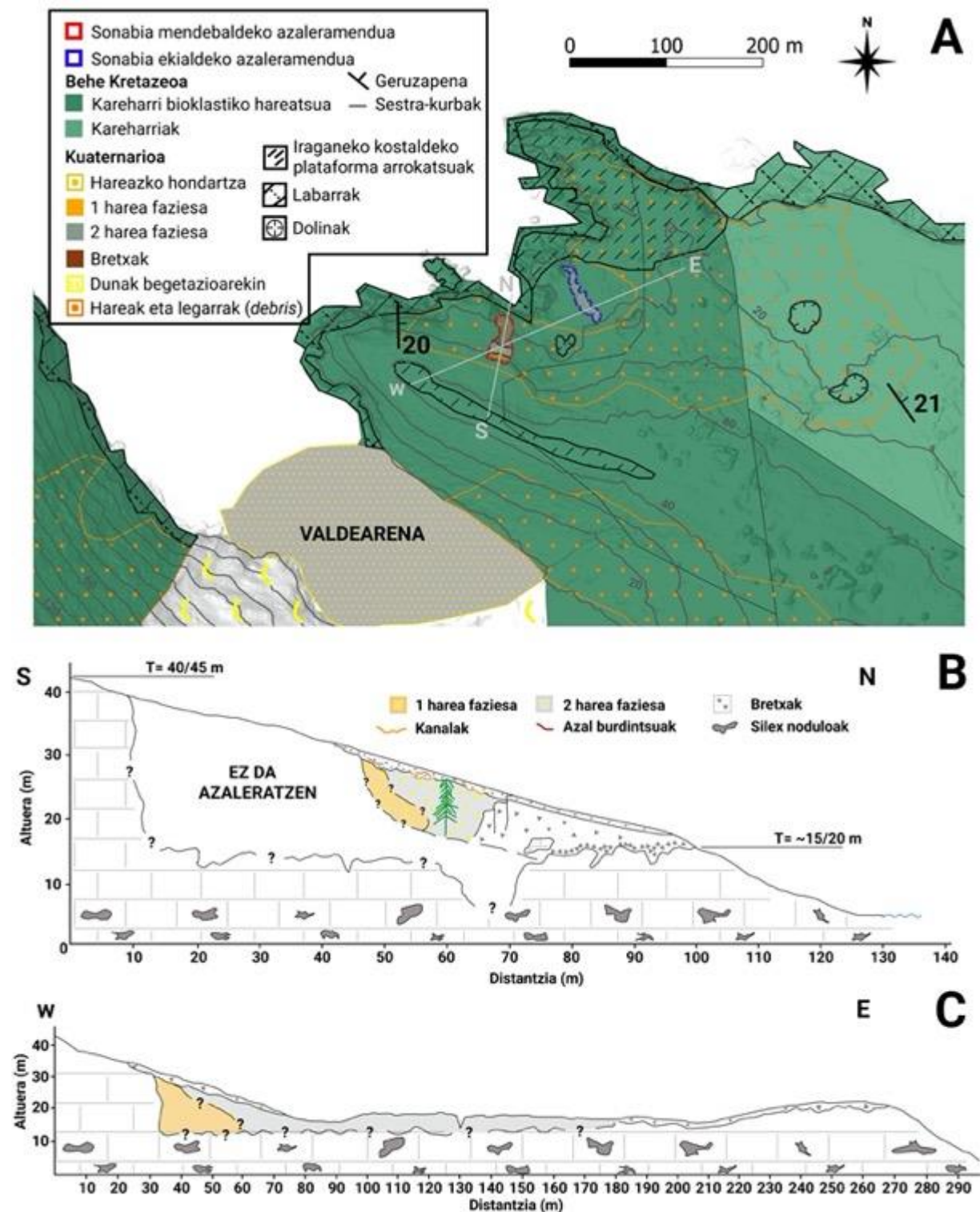
6.1.2.1 Sonabiako metakina

6.1.2.1.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Metakinak Valdearenas hondartzaren (6.10. irudia) eta Candina eta Solpico tontorren ekialdean daude, Sonabia (Kantabria) herritik gertu. Geologikoki, kareharrizko plataformetan metatutako espikulak dituzten kareharri Urgondarren baitan kokatzen dira metakinak (Olivé Davó eta Ramírez del Pozo, 1982; Rosales, 1995). Nabarmenezkoa da kareharri hauen beheko aldean dauden silex nodulu diagenetiko zentimetrikoen kantitate handia (Elorza eta Higuera-Ruiz, 2015; Bustillo *et al.*, 2017).

Geomorfologikoki, eremu honetan iraganeko kostaldeko hiru plataforma arrokatu definitu zituzten Bustillo *et al.* (2017) eta Elorza *et al.*-ek (2019), gutxi gorabehera 35 m, 7 m eta 4 m-ra. Eremua karstifikatuta dago, eta legar eta harea horixkak dituzten eremu batzuk daude (Bustillo *et al.*, 2017). Sedimentu metakin hauek izan dira hain justu ere aztertutakoak.

Gaur egun, metakinak dituzten bi eremu ikusten dira. Lehenengoa 43,4142 N, 3,3338 W koordinatuetan kokatuta dago (eremu gorriak 6.10. irudia; 6.11. irudia (A-D)). Eremu honetan, 9 m-koak izan daitezkeen perfilak ikus daitezke. Bigarren metakin sedimentarioa, lehenengotik 90 m ingurura dago ekialderantz, 43,4145 N, 3,3327 W koordinatuetan (eremu urdinak 6.10. irudia; 6.11. irudia (E-H)). Metakinaren beheko atala landarediaz estalita dago, eta lehenengo ca. 1,8 m-ek perfil garbi bat erakusten dute. Aztertutako bi metakinak ca. 40-45 m-ko iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuaren azpian kokatzen dira (IKPA-4, 5.2. irudia).



6.10. irudia. A) Sonabiako azaleramenduaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua (© Gobierno de Cantabria. Doako informazioa eskuragarri www.cantabria.es helbidean). B) Sonabiako mendebaldeko azaleramenduko S-N zeharkako sekzioa. C) W-E zeharkako sekzioa, Sonabiako metakinen mendebaldeko eta ekialdeko azaleramenduak barne hartzen dituena.

6.1.2.1.2 Estratigrafia eta faziesen deskribapena

Sonabiako metakin sedimentarioetan, bi eremuak aintzat hartuta, 4 fazies mota desberdinu dira.

Lehenengo biak harea metakinean aurkitzen dira, zeinak modu homogeen batean eta inolako geruzapen edo laminaziorik gabe azaltzen diren. Harea gehienek kolore laranja eta marroia erakusten dute, kolore griseko eremu batzuk ere badaudelarik. Harea faziesaren eta substratu arroksuaren arteko kontaktua ez da bereizten. Orotara lau lagin analizatu dira metakin hareatsutik. Bi mendebaldeko eremuan daude (SON-01 harea laranjatik eta SON-02 harea grisetik) (6.11. irudia (A-D)) eta beste biak ekialdeko eremutik (SON-03 eta SON-04 harea grisetik) (6.11. irudia (E-H)). Lagin hauetan egindako laborategiko analisiek, bi harea fazies ezberdin definitu dituzte.

Pikor tamainari dagokionez, laser granulometria bitartez lortutako emaitzetan, SON-01en batez besteko tamaina gainontzekoena baino handiagoa da, 244,4 μm -rekin. Gainontzeko hiru laginetan, batez besteko tamaina 125 μm eta 138,3 μm artekoa da. Horretaz gain, SON-01 unimodala da, laginaren %87,3a harea izanez eta %12,7a berriz basak. Beste hiru laginetan aldiz, harea portzentajeak %54,6 eta %49,9 artekoak dira eta basarenak aldiz %50,1 eta %45,4 artekoak (V-2 *taula osagarria*). OEL bidez adina eskuratzeko prozedurak, laginen arteko tamaina desberdintasun hauek berresten ditu. SON-01 laginaren %63 inguru harea fineko partikulez osatuta dago eta %27 inguru berriz harea ertainez. Gainerako laginetan, harea finaren ehunekoa ca. %37,2 eta %39,8 artekoa da, eta basarena aldiz ca. %36 eta %47,5 artekoa (V-1 *taula osagarria*).

Analisi estereomikroskopikoak eta xafla meheak agerian uzten dituzte berriro bi faziesen arteko desberdintasunak (6.12. irudia, 6.13. irudia). SON-01 lagina batez ere kuartzo monokristalinoz, eta proportzio txikiagoan pikor polikristalinoz osatuta dago, non batzuek kuartzo zementu gainhazkundeak erakusten dituzten. Hautespena ona da (ca. 0,2 mm baino handiagoko pikorrekin). Gainera, pikor ferruginoso beltz eta gorri batzuk ere bereizten dira. Beste hiru laginetan ere batez ere kuartzo pikor monokristalinoak detektatu dira, batzuek kuartzo gainhazkundeak dituztelarik. Lagin hauetan ordea, hautespena ez da hain ona, bi tamaina talde bereiziz. Alde batetik ca. 0,2 mm baino handiagoak diren kuartzo pikorrak, eta bestetik, ca. 0,05 mm baino txikiagoak direnak. Bestalde, hiru lagin hauetan espikula siliziklastikoak ere detektatu dira.

Azkenik, 125 - 250 μm arteko frakzioan burututako analisi morfometrikoek ere desberdintasunak azaleratu dituzte laginen artean. Partikulen batez besteko diametroa handiagoa da SON-01ean 226,12 μm -rekin, eta besteetan aldiz 216,44 μm eta 210,08 μm artekoa da. Forma parametroei dagokienez, SON-01 laginak balio altuagoak erakusten ditu zirkularitate eta *solidity*-an, 0,922 eta 0,97rekin hurrenez hurren. Besteetan aldiz, zirkularitatearen balioak 0,913 eta 0,916 artekoak dira eta *solidity*-an

berriz, 0,966 eta 0,965 artekoak. Amaitzeko, batez besteko intentsitatearen balio 24koa da SON-01ean eta 27koa beste hiruretan (V-4 [taula osagarria](#)).

Laburbilduz, bi harea fazies desberdinu dira. Lehena, pikor tamaina handiagoarekin, hautespen onarekin eta bioklastorik gabea, hemendik aurrera “1 harea faziesa” lez izendatua. Bigarrena berriz, pikor tamaina txikiagoekin, hautespen ez hain onarekin eta belaki espikula siliziklastikoekin, aurrerantzean “2 harea faziesa” bezala definitua.

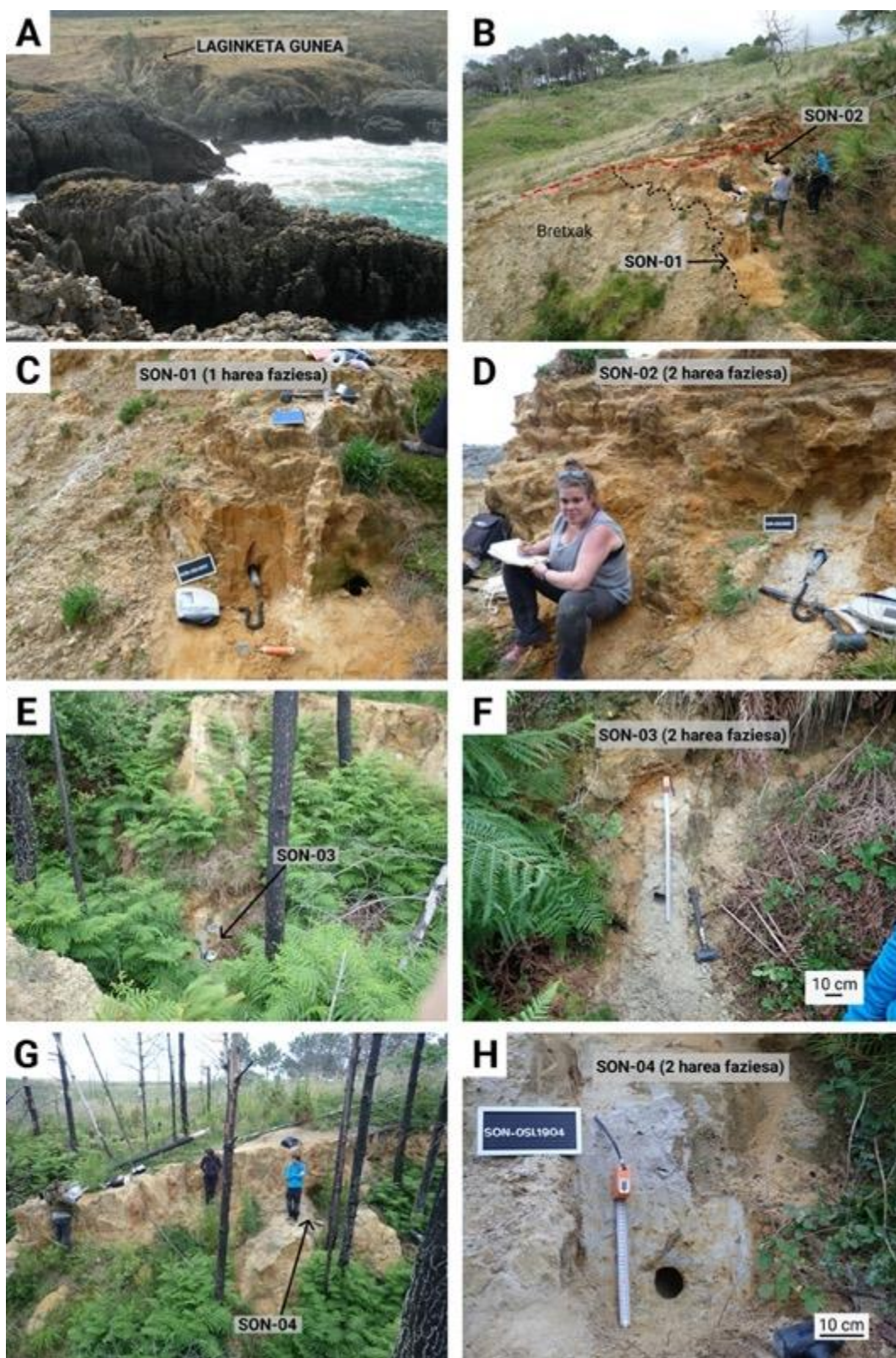
Mendebaldeko eremuan soilik, beste bi fazies ere deskribatu dira. Lehenik, bretxa angelutsu zentimetrokoak ikusi dira, zeinak kantitate aldakorreko matrize hareatsu edo basatsu batez inguratuta dauden (6.10. irudia). Ortobretxak ikusten dira oinetik gertuago, eta gainerantz berriz parabretxak nagusitzen dira. Aurretik aipatutako hareekin daukaten kontaktua argia da eta faila bertikal normalez alteratuta daude. Bi unitate sedimentarioen gainak azal ferruginosoak eta silex klastoak erakusten ditu. Hauetako batzuk 20 – 30 cm arteko ubidetxotan batuta daude.

6.1.2.1.3 *Erregistroaren interpretazioa*

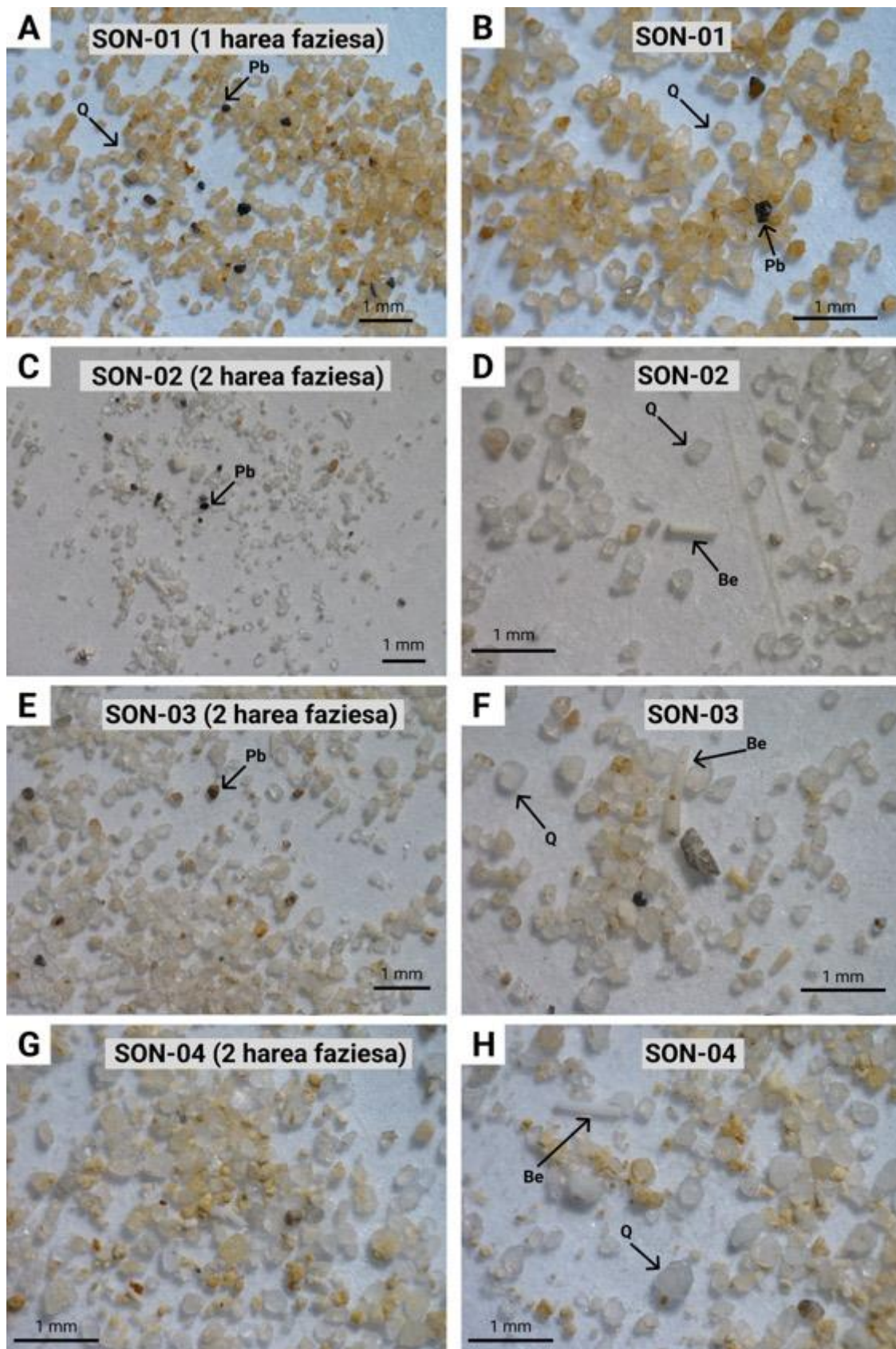
Eremu honetako metakin sedimentarioak lehenago aztertuak izan dira Mtz. de Lahidalga-ren (2012) bitartez. SON-01 eta SON-02 laginak eskuratu diren gunean hain zuzen (mendebaldeko eremua), bi fazies ezberdinu zituzten. Alde batetik, silexezko orto eta parabretxak identifikatu zituzten matrize hareatsu eta basatsu batean, non belakien espikula siliziklastikoak ikusi zituzten. Bestetik, harea metakin masiboak, silex klasto oso gutxiarekin eta belakien espikula gabe. Granulometria eta konposizioaren analisiak egiteko, beraien laginak azken fazies honetan hartu zituzten. Fazies hauen jatorriari dagokionez, bretxen sorrera alboko arroka unitateko dekaltzifikazioari atxiki zitzaion eta fazies kuartzotsu hareatsua berriz, garai hartako abrasio plataformatik etorriko zela adierazi zuten (Mtz. de Lahidalga, 2012).

Hala ere, proiektu honetan aztertutako harea faziesek ez dute zehatz-mehatz Mtz. de Lahidalga-k (2012) emandako deskribapenekin bat egiten, ezta ekialdeko eremuan eskuratutakoekin ere. “1 harea faziesak” (SON-01) soilik korrelazionatzen du Mtz. de Lahidalga-k (2012) emandako harea oso fin unimodal eta bioklasto gabeko deskribapenarekin. Beraz, hauek, abrasio plataformatik etorri zitezkeen garai haretan.

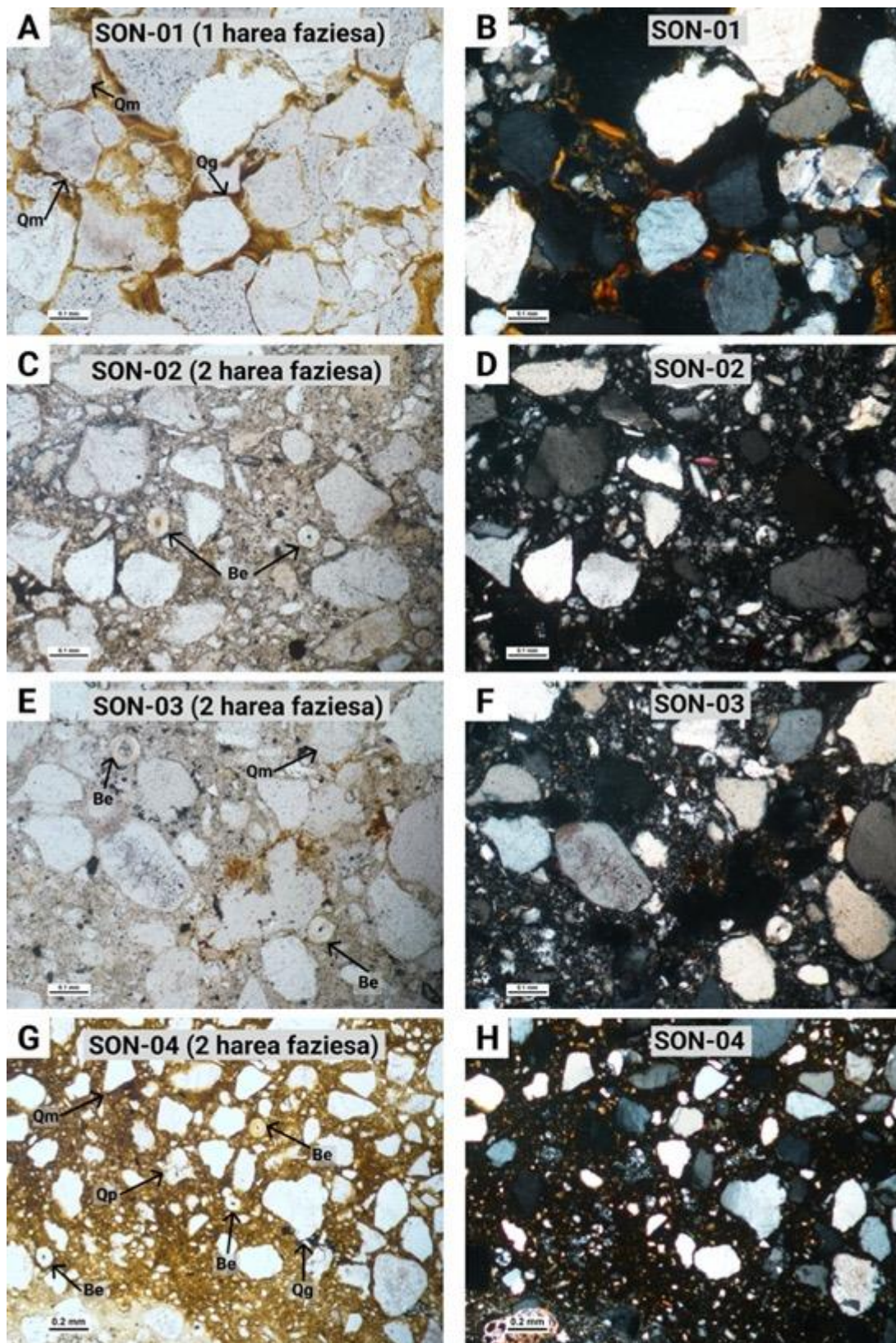
“2 harea faziesak” granulometria bimodala erakusten du, basa portzentaje handiarekin eta belakien espikulekin. Hortaz, fazies honentzat beste jatorri bat iradokitzen da. Kasu honetan, belaki espikulen presentzia nabarmenagatik, gutxienez sedimentuaren zati bat alboko kareharri urgoniarren alterazioari lotuta egongo litzateke. Sedimentuaren atal bat substratutik datorrela indartzen duen beste datu bat, lagin hauetako kuartzo pikorren bimodalitatea da. Tamaina txikiagoko partikulak ziurrenik inguruko



6.11. irudia. A), B), C), D) Sonabiako mendebaldeko azaleramenduko laginketa eremua. A) Laginketa eremuaren kokapena. B) SON-01 eta SON-02ren laginketa puntuak fazies hareatsuetan, bretxan ondoan, bi eremuak puntu lerro beltzarekin banatuta. Puntu lerro gorriak kanalen, azal burdintsuen eta silex klastoen faziesaren oina islatzen du. C) SON-01en laginketa puntua eta erradioaktibitatearen neurketa OEL dataziorako. D) SON-02ren laginketa puntua hareazko fazies grisean, eta erradioaktibitatearen neurketa OEL dataziorako. E), F), G), H) Sonabiako ekialdeko azaleramenduko laginketa eremua. E) SON-03ren laginketa eremua, behealdean eta landarez inguratuta. F) SON-03ren laginketa-puntua harea fazies grisean, landarez inguratuta. G) SON-04ren laginketa puntua, azaletik gertu eta landarez inguratuta. H) SON-04ren laginketa puntua, harea fazies grisean.



6.12. irudia. Esteremikroskopioko argazkiak. **A), B)** SON-01 lagina. Gehiena kuartzo alez osatuta dago, partikula burdintsu beltz batzuekin. **C), D)** SON-02 lagina. Ale nagusiak kuartzo detritikoak dira, partikula burdintsu beltz batzuekin batera. Belaki espikula siliziklastikoak ere badaude. **E), F)** SON-03 lagina. SON-02 eta SON-04ren ezaugarri berdinak. **G), H)** SON-04 lagina. SON-02 eta SON-03ren ezaugarri berdinak. Q= Kuartzoa. Pb= Partikula burdintsuak. Be= Belaki espikulak.



6.13. irudia. Xafla meheko PPL eta XPL argazkiak. **A), B)** SON-01 lagina. Gehienak kuartzo partikula monokristalinoak dira, eta kuartzo polikristalino kopuru txikiagoa dago. Partikula batzuek kuartzozko zementu gainhazkunderak aurkezten dituzte. **C), D)** SON-02 lagina. Gehienak kuartzo monokristalino aleak dira, bi tamaina taldetan banatzen direnak (~0,2 mm baino handiagoak eta ~0,05 mm baino txikiagoak). Belaki espikula siliziklastikoak ikusten dira, kuartzo aleez gain. **E), F)** SON-03 lagina. SON-02 eta SON-04ren ezaugarri berdinak. **G), H)** SON-04 lagina. SON-02 eta SON-03ren ezaugarri berdinak. Qp= Kuartzo polikristalinoa. Qm= Kuartzo monokristalinoa. Qo= Kuartzo gainhazkuntza. Be= Belaki espikulak.

kareharri sustratutik datoz. Izan ere, Mtz. de Lahidalga-k (2012) deskribatu bezala, kalkarenitetako kuartzo pikorren tamaina harea fazieskoa baino txikiagoa da. Ondorioz, “2 harea fazieseko” laginen jatorria (SON-02, SON-03 eta SON-04) ziurrenik ondoko prozesuen konbinaketa da: a) eolikoki metatutako sedimentua (“1 harea fazies”), zeinak tamaina handieneko kuartzo partikulak ematen dituen eta b) alboko kalkarenitetako dekalzifikazioz eratutako sedimentua, zeinak pikor tamaina txikiak eta belaki espikulak gehitzen dituen.

Laburbilduz, metakinaren eraketa hipotesia ondokoa izan liteke. “1 harea fazies” ca. 20-25 m-ra detektatutako iraganeko plataforma arrokatuan (IKPA-2) depositatuko litzateke. Ondoren, harea fazies hau, dekalzifikazioaren ondorioz sortutako sedimentu hareatsuekin batuko litzateke.

Parabretxak eta ortobretxak sorrarazi dituzten prozesu sedimentarioei dagokienez, ziurrenik prozesu grabitatorioak dira, substratuaren dekalzifikazio prozesu baten ondoren kota altuagotik datozen sedimentuak izanik, Mtz de Lahidalga-k (2012) adierazten duen bezala.

Karehariaren oinean (IKPA-2) gertatutako disoluzio selektibo eta puntualarekin lotutako subsidentzia prozesuek, faila bertikalen eraketa eta faziesen birsedimentazioa eragin dute, kontaktu bertikala eduki zezaketen metakinak, kasik kontaktu lateralean ezarritik.

Gaur egun, lurzorua gainazala ere klasto angeluarrez beteta dago, silex noduluen hausturaren ondorioz, eta batez ere grabitate prozesuen bitartez metatuta.

6.1.2.2 Jaizkibelgo metakina

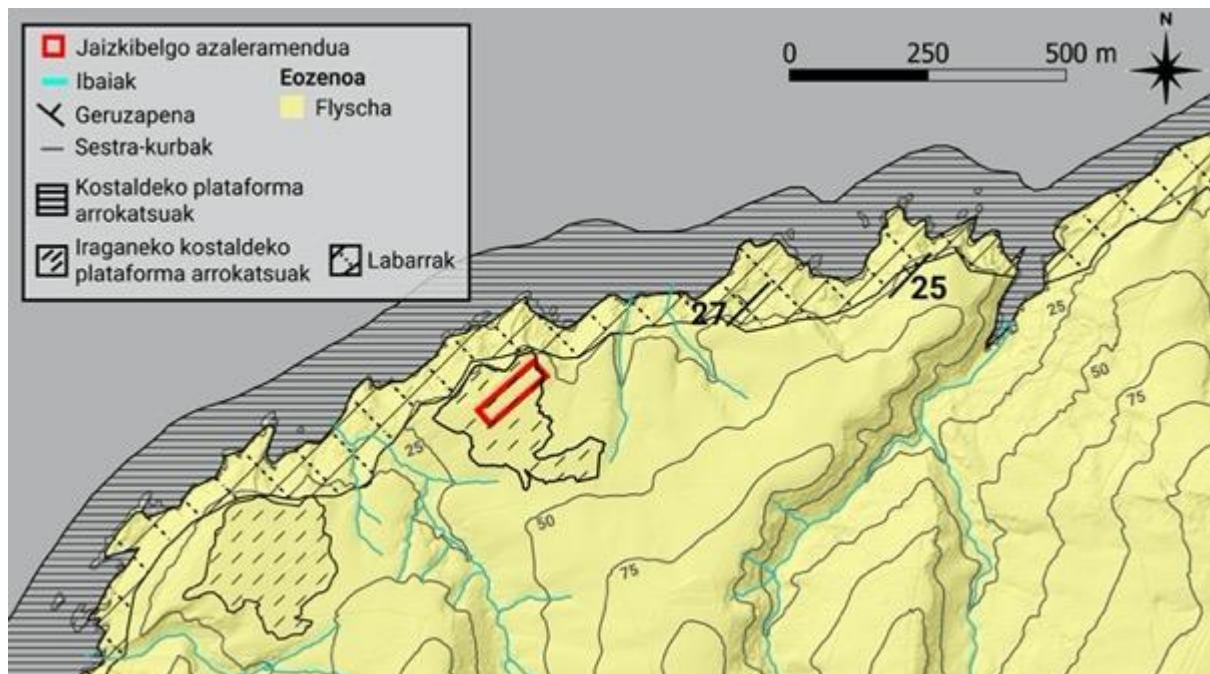
6.1.2.2.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Jaizkibelgo metakin sedimentarioa Hondarribiko (Gipuzkoa) herriaren baitan kokatuta dago (43,3833 N, 1,8299 W) (6.14. irudia), Tertiarioko hareharri turbiditiko eta lutiten gainean (Eozenoko flysch). Geomorfologikoki, 30 m inguruko altueran dagoen gainazal baten gainean (IKPA-3, 5.2. irudia) kokatuta dago metakina, eta mendiaren iparraldeko magalean, arro hidrografiko handietatik deskonektatuta dauden S-N norantzako luzera txiki (gehienez 2 km) erreka kataklinalez inguratuta azaltzen da (Edeso eta Ugarte, 1990).

6.1.2.2.2 Estratigrafia eta faziesen deskribapena

Metakina lehenago analizatu eta karakterizatua izan da (Edeso eta Ugarte, 1990; Edeso, 1992; Edeso *et al.*, 2014). Autore hauen arabera, metakina hiru fazies ezberdinetan banatzen da. Metakinaren oina (C unitatea), substratu arrokatuaren gainean kokatzen den legar geruza txiki batez osatzen da, eta toki batzuetan, atal burdintsu batzuk ere aurkitzen dira. Hauen gainean, unitate lohitsu eta hareatsu bat ikusten da (B unitatea). Tarte honetan, hareharri klasto angelutsuak, eta azal burdintsu batzuk ere

detektatzen dira. Gainera, unitate honetan, historiaurreko tresna batzuk ere aurkitu dira, metakinaren kronologia Magdaleniarran ezarri dutenak (Merino, 1986). Sekuentziaren gaina, materia organiko ugari duen fazies lohitsu eta hareatsu batez eratuta dago (A unitatea). Unitate honen konposizioa aurrekoaren antzekoa da, baina hareen portzentajea txikiagoa da eta basena handiagoa.

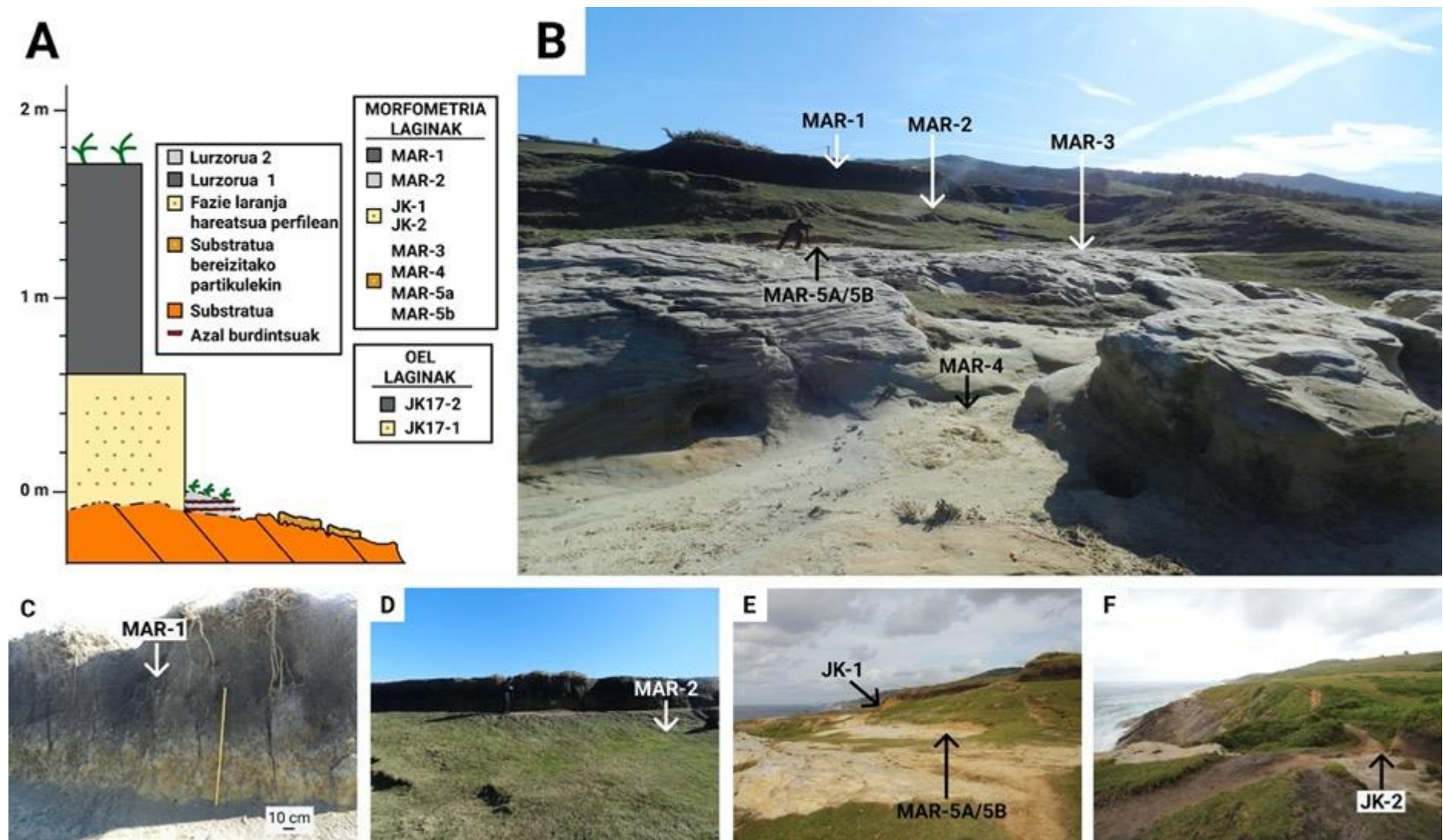


6.14. irudia. Jaizkibelgo azaleramendua inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

Gure lanean, azaleramendu hareatsuko erdialdeko eremuan, ondoko zutabe estratigrafikoa osatu da. Oinean, 60 cm inguruko kolore laranja harea fazies bat deskribatu da, eta gainean berriz, gutxi gorabehera 105 cm dituen materia organikodun harea grisak (6.15. irudia). Metakin hareatsuaren azpian, perfil garbiaren eta substratu arroksuaren artean kokatutako lurzoruz osatutako trantsizio gune bat dago. Substratu arroksuaren gainean, arroka hauetatik disgregatu diren harea pikorrak ere aurkitu dira.

Lurzorua azaleramenduko topografiara egokituta dago, eta harea metakinaren gainean edo substratu arroksuaren gainaldean egon daiteke.

Aurreko lanetan eskuratutako informazioa osatze aldera, metakinetik eta substratuaren gaineko pikor disgregatuetatik laginak hartu dira. Ondoren, analisi morfometrikokoak burutu dira. Metakinari adina ezartzeko, OEL datazioak ere egin zituzten Euskal Herriko Unibertsitateko Historia Departamentuko (Arrizabalaga eta Iriarte-Chiapusso) eta Adelaidako Unibertsitateko ikerlariek (Arnold eta Demuro) burututako ikerketan (A. Arrizabalaga, komunikazio pertsonala, 2023ko Apirilaren 3a).



6.15. irudia. A) Metakinaren zutabe estratigrafikoa hartutako laginekin. B) Marlako azaleramenduaren ikuspegi orokorra eta laginen kokapena. C) MAR-1 laginaren kokapena fazies beltzean. D) MAR-2 laginaren kokapena lurzoruan. E) JK-1 laginaren kokapena. F) JK-2 laginaren kokapena.

6.1.2.2.3 *Analisi morfometrikoak*

Laginetako batzuek, emaitza ezberdinak eman dituzte analisi serie bakoitzean. Bereziki tamaina parametroetan, serie bakoitzerako eskuratutako balioen magnitudea ezberdina da MAR-1, MAR-2, MAR-3 eta JK-1 laginetarako. Hortaz, balioen konbinaketak baztertu egin beharko lirateke lagin hauetan. Hala ere, JK-1 laginaren kasuan, serieen arteko aldea nabarmena bada ere, lagin guztiak kontuan hartuta tamaina handienak erakusten dituzte. Era berean, MAR-3 laginaren forma parametroek eta JK-1 laginaren *convexity* parametroak diferentzia handiak erakusten dituzte serieen artean, eta ez lirateke kontuan hartu beharko (V-6 [taula osagarria](#)).

Tamainari dagokionez, JK-1 laginak erakusten ditu balio altuenak, eta ondoren MAR-5A laginak. Bestalde, gainontzeko laginak talde berean bilduta azaltzen dira. Forma parametroei dagokienez, emaitzak ezberdinak dira parametroaren arabera. *Aspect ratio* aldagaiak, lagin guztiak talde berean batzen ditu MAR-1 ezik, zeinak balore altuagoak dituen. *Solidity* parametroan JK-1 laginak gainontzekoek baino balio altuagoak erakusten ditu. *Circularity*-an JK-1 laginean neurtu dira balore altuenak, eta ondoren MAR-2 laginean. Gainontzeko laginak talde berean azaltzen dira, MAR-5B lagina kenduta, zeinak aparteko balio baxua erakusten duen. Azkenik, *convexity* parametroan MAR-2 laginak dauzka balio altuenak, eta gero JK-2 laginak. Balio baxuenak MAR-1 eta MAR-5B laginean neurtu dira. *Intensity* parametroak lagin guztiak batzen ditu MAR-1 lagina kenduta, azken honek balore baxuagoak ematen baititu (V-4 [taula osagarria](#)).

6.1.2.2.4 *Erregistroaren interpretazioa*

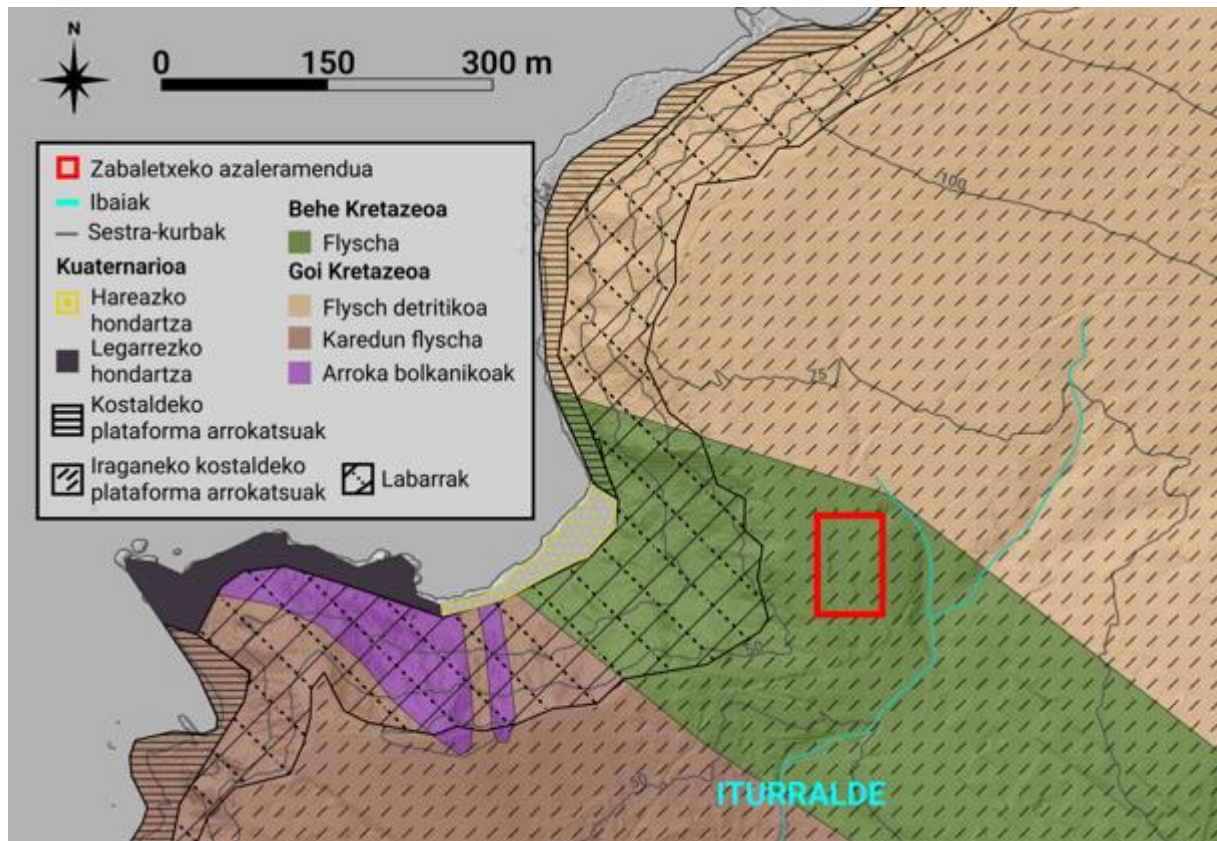
Harea metakinaren ezaugarriak eta jatorri posiblea lehenago ere aztertu izan dira Edeso eta Ugarte (1990), Edeso (1992), Edeso *et al.* (2014) eta Ferreresen (2019) bitartez. Edeso eta kideek burututako lanetan, metakin hareatsua, arroka substratuaren (Eozenoko flysch) in situ alterazioaren eta material kolubialen arteko nahasketa bat dela interpretatzen dute. Fazies hareatsuari dagokionez, Ferreres (2019) ideia berera iristen da, metakina kolubial lez definituz. Nahiz eta harea metakineko lagin guztiak eta substratuaren gainean hartutakoak ez diren talde berean batzen parametro guztietan, orokorrean *aspect ratio*, *solidity* edo *circularity* parametroetan balio baxuak erakusten dituzte, zeina sedimentuaren garraio eta moldatze prozesu laburrago baten adierazle izan daitekeen. Honek, metakin kolubial batekin bat egin lezake.

6.1.2.3 **Zabaletzeko metakina**

6.1.2.3.1 *Testuinguru geografiko eta geologikoa*

Zabaletzeko metakina Barrikako herrian (Bizkaia) kokatuta dago. Ikerketa eremuan magnitude eta jarraikortasun handieneko eremu planarrak erakusten dituen tokian lekutzen da, Punta Galeatik

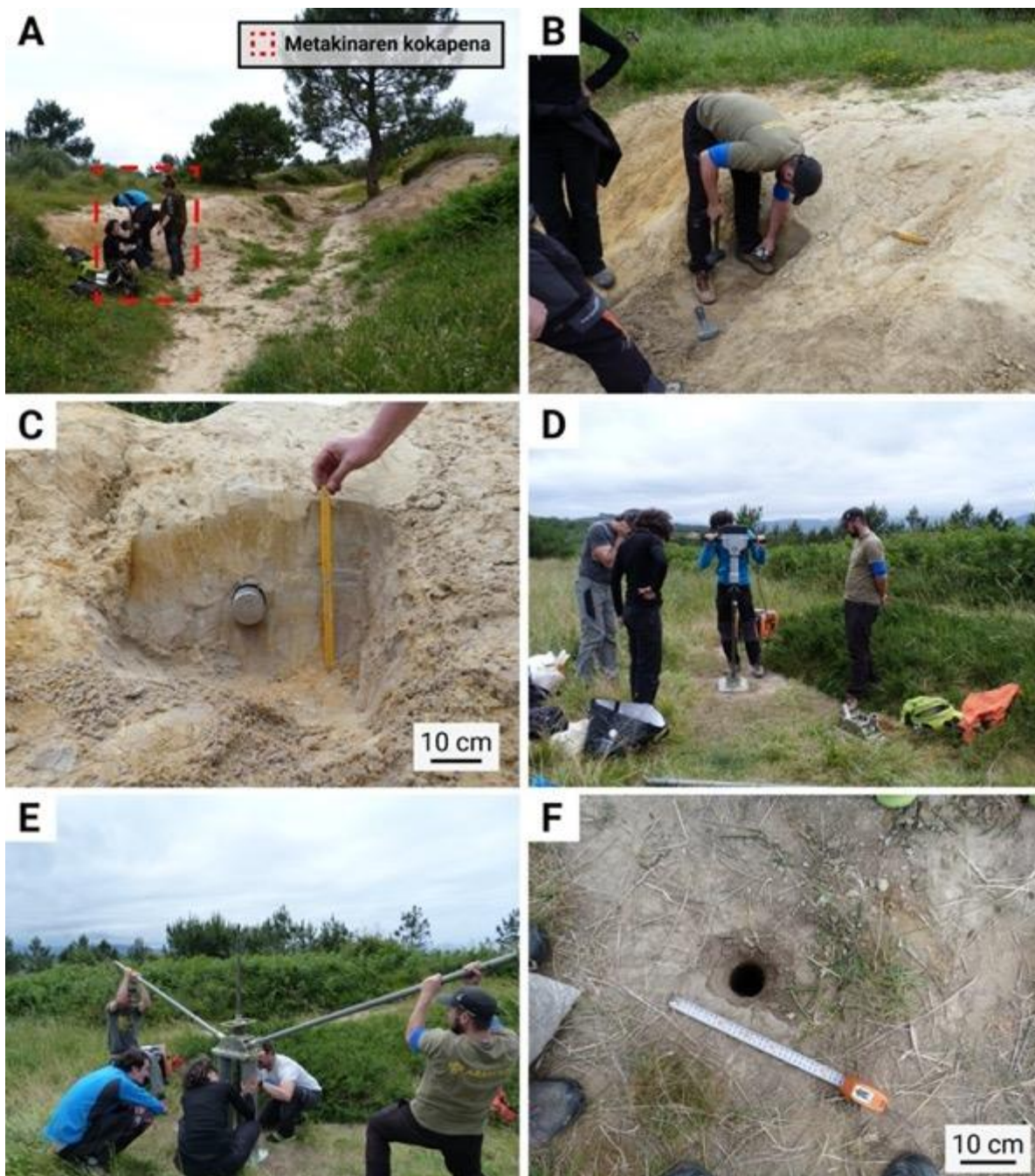
mendebaldean, Barrikara ekialdean, 7,2 km-tan zehar (Diputación Foral de Bizkaia, 1990) (6.16. irudia). Metakinaren inguruan, 130 m inguruko garaiera arteko labarrak eta Iturralde erreka daude. Erreka txiki hau kosta-lerroarekiko paraleloan doa tarte batean, eta 1,2 km-ko distantzia eginda itsasoratzen da. Litologikoki, Behe Kretazeoko flyschaz eta Goi Kretazeoko flysch detritikoz inguratuta dago (Geoparkea – CPIE Littoral Basque, 2017).



6.16. irudia. Zabaletxe azaleramenduaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

Metakin hareatsua lehenago aztertua izan da, bertan material arkeologikoa aurkitu zelako (e.g. Aguirre, 2010). Beraien datuen arabera, metakinak 8 m-ko potentzia maximoa dauka. 5,5 m-ko sakonerako lubaki bat zabaldu zuten perfil arkeologikoak eratzeko, eta 4 atal ezberdin deskribatu ziren (Mtz. de Lahidalga *et al.*, 2012). Zutabe estratigrafikoaren oinak lohi trinkoak erakusten ditu. Gorago, lohi eta buztinak dauzkaten hareak metatu ziren, eta hauen gainean basarik gabeko harea fazies bat. Gaineko 1,5 m-ak, lurzoruari dagozkio.

Gure proiektuan bi lagin mota eskuratu dira inguru honetan. Lehenengoa, bere momentuan arkeologia indusketa egin zuteneko lubakitik (Aguirre, 2010) metro batzuk mendebalderago eskuratu da (43,3948 N, 2,9818 W), harea perfil batean (6.17. irudia (A-C)). 61 m inguruko altueran hartu da. Gutxi gorabehera 100 m iparralderantz, bigarren lagin bat eskuratu da (43,3957 N, 2,9822 W) ca. 68 m-ko kotatik. Toki honetan ez dago azaleramendurik begi bistan lagin horizontal bat lortzeko, beraz sedimentu muin bertikal bat atera da zulagailu bat erabiliz (6.17. irudia (D-F)).



6.17. irudia. A) Lagin horizontalaren kokapena. B), C) Perfil hareatsuaeren laginketa. D), E) Muin bertikalaren erauztea. F) Muinaren erauzketatik eratorritako zuloa.

6.1.2.3.2 Sedimentu lagin horizontala

Anisi granulometrikoek, nagusiki hareaz osatutako lagin bat definitu dute. OEL tratamenduaren bidezko analisiaren arabera, %62a harea partikulak dira eta %22a aldiz basak (V-1 [taula osagarria](#)). Laser granulometria bidezko neurketek antzeko distribuzioak erakutsi dituzte, harea frakzioa laginaren %72 izan baita, eta basak aldiz %28a (V-2 [taula osagarria](#)).

Lupa bidezko analisiak eta xafla meheak, laginaren izaera homogeneoa erakutsi dute (6.18. irudia). Lagina kasik osorik kuartzo partikulez osatuta dago, zeinak gehiengoa monokristalinoak diren eta

kantitate txikiago bat polikristalinoak. Partikula batzuek, kuartzo zementuaren gainhazkondeak erakusten dituzte. Partikula gorrixka-beltz batzuk ere atzematzen dira, ziurrenik konkrezio burdintsu batzuk izango direnak.

Azkenik, 125 - 250 μm frakzioan egindako analisi morfometrikoek, batez besteko diametroa 219,46 μm -koa dela neurtu dute. Forma parametroetan, *aspect ratio*, *circularity*, *convexity* eta *solidity* parametroetako batez besteko balioak 0,775, 0,924, 0,982 eta 0,972 dira hurrenez hurren. Azkenik, laginaren batez besteko intentsitatearen balioa 26koa da (V-5 [taula osagarria](#)).

6.1.2.3.3 *Sedimentu lagin bertikala*

Guztira 401 cm-ko erregistro sedimentarioa eskuratu da (6.19. irudia (D-F)). Zutabe estratigrafikoak, oso modu argian bereizten diren atalak erakusten ditu, sekuentzien errepikapen ziklikoarekin sedimentuaren kolore eta ehunduran oinarrituta (6.19. irudia). Lur azaletik hasita, tutuko lehenengo 18 cm-tan, ez da sedimenturik errekuperatu. Ondoren, -65 cm ingurura arte (47 cm-ko zabalera), kolore beltzeko sedimentu bat dago. Azpian, pixkanaka-pixkanaka sedimentuak geroz eta kolore laranja goa hartzen du -136 cm-ko kotara arte (-98 cm eta -100 cm artean tutua hutsik dago, ez da sedimenturik berreskuratu).

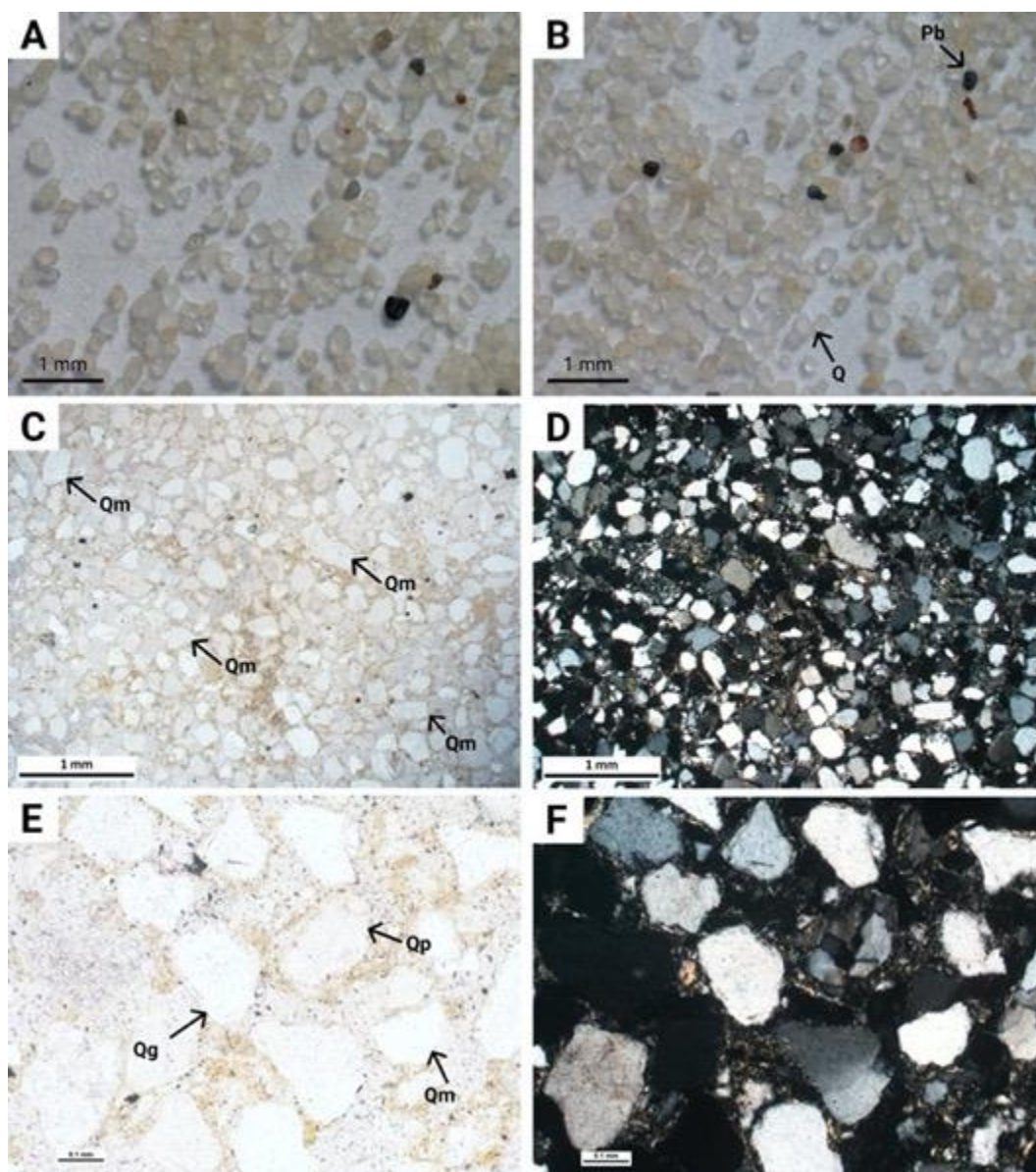
Informazio granulometrikoa, OEL bidez datatzeko egindako tratamendutik eskuratu da. Orokorrean, laginak hareaz osatuta daude, baina aldeak ikusten dira lagin batetik bestera. Harea oso fineko frakzioari dagokionez, bi talde bereizten dira. Alde batetik, ZAB-02 eta ZAB-03 laginetan frakzio horrek lagin osoaren %1,79 eta %1,88a ordezkatzeko dute hurrenez hurren. Bestetik, ZAB-04 eta ZAB-05 laginetan %6,83 eta %6,07a ordezkatzeko dute. Harea finaren portzentajea gradualki jaisten da ZAB-02-tik ZAB-05era, %81,12a izanik maximoa eta %43,91 minimoa. Harea fina baino handiagoa den frakzioak ere progresiboki egiten du gora ZAB-02-tik ZAB-05era, %14,19tik %47,32ra. Lagin guztietan antzeko portzentajea erakusten duen frakzio bakarra basarena da, non portzentajeak ca. %2,7 eta %3,18 artean neurtu diren (V-1 [taula osagarria](#)).

Puntu honen ondoren, 3 fazies ezberdinez osatutako sekuentzia bat 3 alditan errepikatzen da, non fazies bakoitzaren eta sekuentzia bakoitzaren lodiera ezberdina den kasu bakoitzean. Faziesak ondokoak dira: 1) basa gris eta zuria; 2) azpian kolore laranja goa; 3) oinarrian, batez ere kolore gorri eta beltzeko basak.

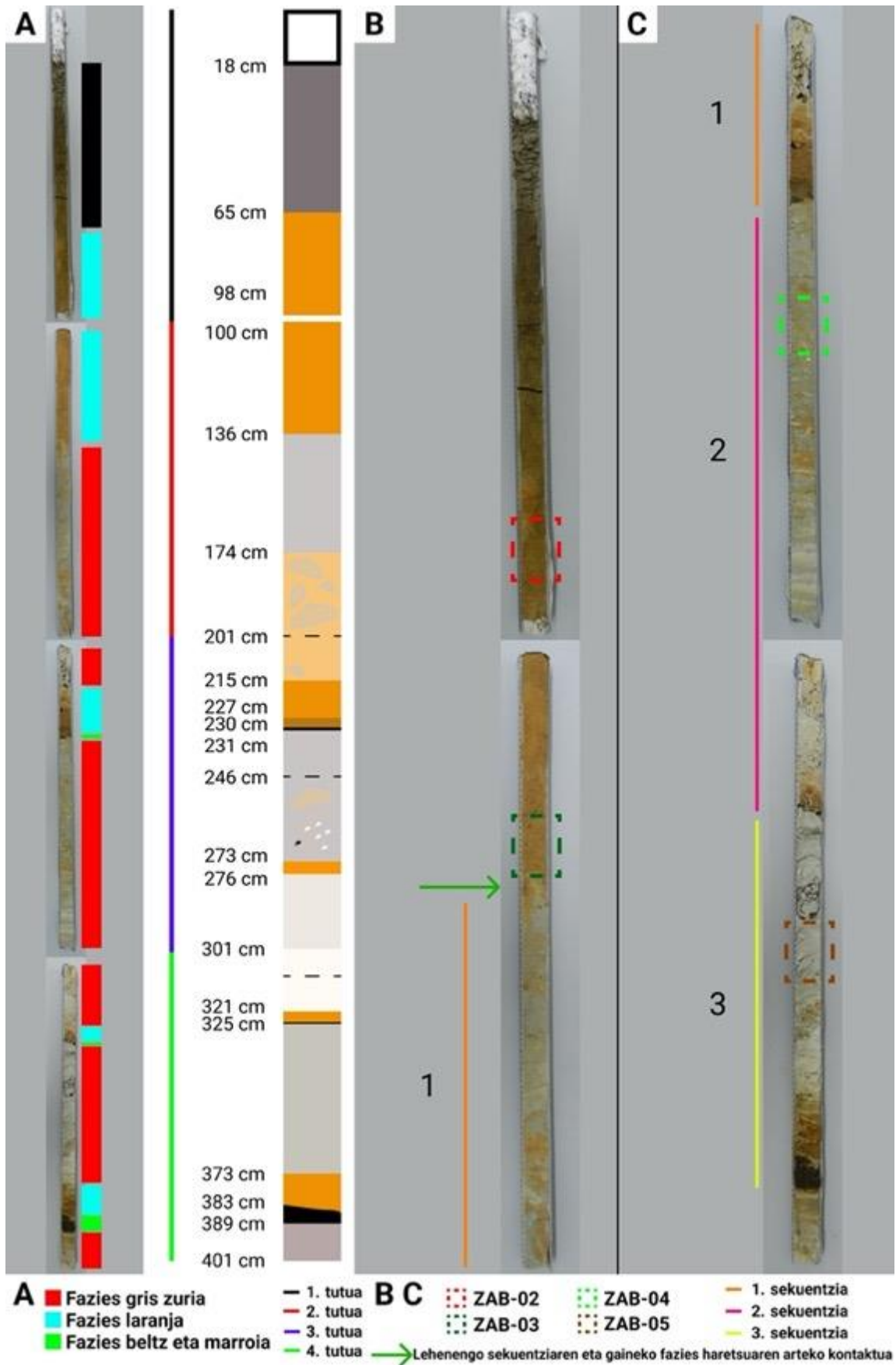
Sekuentzien arteko kontaktuak oso zorrotzak dira, eta kolore griseko sedimentuaren baitan, kolore laranja goa tartek batzuk ere detektatu dira. Bigarren sekuentzian, kolore gorri eta beltzeko tartek basatsuen lodiera milimetro batzuetakoa da soilik, eta hirugarren sekuentziak aldiz lodiera nabarmenena eta kolore gorri eta beltz biziak erakusten du. Bestalde, hirugarren sekuentzian, kolore laranja goa fazies oso trinkoa da aurreko sekuentzietakoekin alderatuta, eta lohi eta buztinen proportzio

handiagoa daukala ematen du. Sekuentzia hauen azpian, berriro ere fazies grisa ikusten da errekeratutako erregistro sedimentarioaren bukaerara arte, ca. -401 cm.

Erregistro estratigrafiko honetan, 4 lagin hartu dira OEL bidez datatzeko. Lehenengo eta bigarren laginak kolore laranja harea faziese hartu dira, errepikatzen diren sekuentziak baino lehen. Lehenengoa -82 eta -92 cm artean (ZAB-02) eta bigarrena -125 eta -135 cm artean (ZAB-03). Hirugarrena, bigarren sekuentziako fazies gris eta zurian hartu da, -246 eta -256 cm artean (ZAB-04). Azkena fazies berean hartu da, baina hirugarren sekuentzian, -343 eta -353 cm artean (ZAB-05).



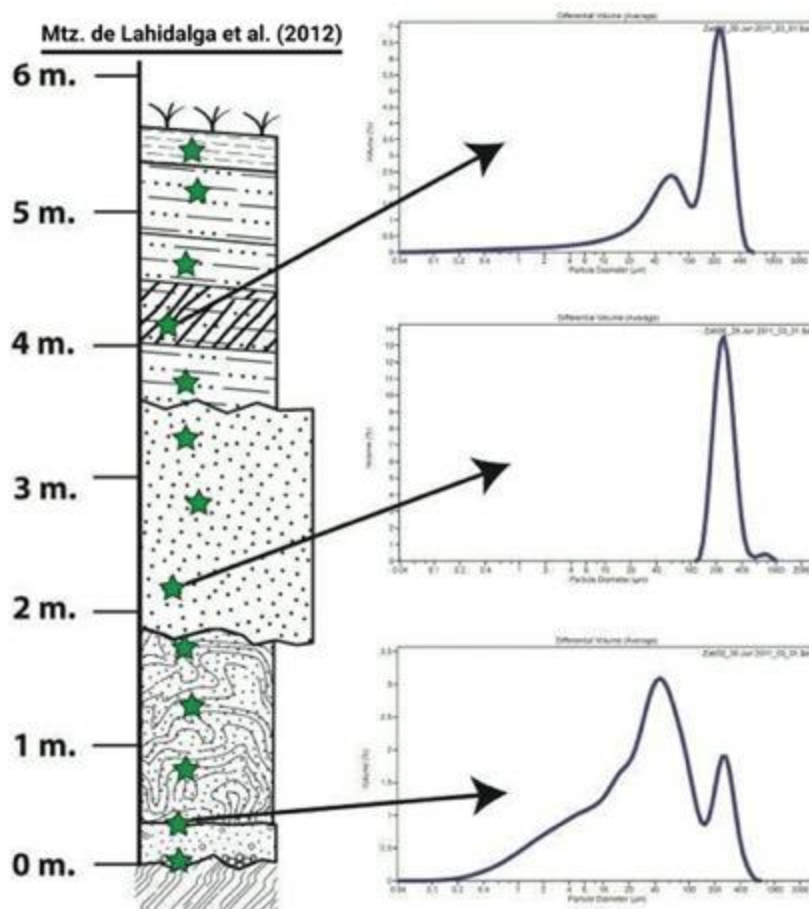
6.18. irudia. A), B) Laginaren esteremikroskopioko argazkiak. Gehienak kuartzo partikula zuriak dira. Horretaz gain, partikula beltz burdintsuak ere badaude. C), D) Xafla meheko PPL eta XPL argazkiak hurrenez hurren. Gehienak kuartzo partikula monokristalinoak dira. E), F) Xafla meheko PPL eta XPL argazkiak hurrenez hurren. Kuartzo partikula monokristalinoez gain, polikristalinoak diren ale batzuk ere badaude, eta horietako batzuk kuartzo zementu gainhazkondeak aurkezten dituzte. Q= Kuartzoa. Qp= Kuartzo polikristalinoa. Qm= Kuartzo monokristalinoa. Qg= Kuartzoaren gainhazkuntza. Pb= Partikula burdintsuak.



6.19. irudia. A) 4 metroko sedimentu tutu bertikala. Hiru faziesen sekuentzia, hiru aldiz errepikatzen da osorik nukleoan. Aipatzekoa da fazies beraren lodiera desberdina sekuentzia ezberdinetan. B) Tutuaren 1. eta 2. metroak, azaletik hasita, sekuentzia estratigrafikoekin. C) Tutuaren 3. eta 4. metroak, sekuentzia estratigrafikoekin.

6.1.2.3.4 Erregistroen interpretazioa

Aztertutako metakinaren jatorria lehenago ere eztabaidatu da Mtz. de Lahidalga (2012) eta Mtz. de Lahidalga *et al.*-en (2012) bitartez, indusketa arkeologikoko lubakian ateratako sedimentuen granulometria eta analisi kimikoak aztertuz. Doktoretza proiektu honetan aztertutako lagin horizontalaren granulometriak emaitza bimodal bat erakusten du, partikulen gehiengoak harea fin tamainakoak izanez, eta beste bigarren talde nabarmena lohi tamainako partikuletan ikusten da. Deskribapen honek, Mtz. de Lahidalga *et al.*-ek (2012) ca. 1,5 m-ra definitutako sedimentuarekin egiten du bat, batez ere harea fin eta buztin tamainako partikulak direlarik nagusi (6.20. irudia). Lagin bertikalean aztertutako laginetan dagoen basa frakzio txikiagoak, ingurune hori hareatsuagoa dela adierazten du. Mineralogiari dagokionez, metakina kuartzoz osatuta egoteak bat egiten du Mtz. de Lahidalga-k (2012) hartutako sedimentu batzuen konposizio kimikoarekin, batez ere zutabe estratigrafikoaren erdialdean kokatzen direnekin, non SiO₂ proportzioak %97,62ko balio maximoa hartzen duen.



6.20. irudia. Mtz. de Lahidalga *et al.*-ek (2012) Zabaletxeko eremuan eraikitako zutabe estratigrafikoa, hartutako laginak eta hauetako batzuen kurba granulometrikoak.

Metakinaren jatorriari dagokionez, Mtz. de Lahidalga *et al.*-ek (2012) iradoki zuen metakin hauek ez zirela hondartzakoak izango, siliziozko bioklastoen gabeziagatik. Beraien arabera, sedimentu hauek eolikoki garraiatuak izango ziren, eta metaketa garaian itsas maila behean egongo zen. Ondoren, partikulen jatorrizko forma biribila eraldatu egingo litzateke klima epelagoetan gertatutako eraso azidoengatik.

Bestetik, sedimentu gris batez (horizonte albikoa) eta bere azpian geruza gorri eta beltz batez (horizonte espodikoa) osatutako perfilak, gaur egun mundu mailako hainbat lurzorutan detektatzen dira, eta Spodosol edo Podzol deritze (Bockheim, 2014; Soil Survey Staff, 2014; Gómez-Armesto *et al.*, 2021). Soil Survey Staff.-en (2014) arabera, horizonte espodikoa, materia organikoarekin batera aluminioaren eta baita burdinaren metaketa ilubial bat duen zorupeko horizonte bat da; horizonte albikoa aldiz, kolore argia duen (marroi grisaxkatik zurira) zorupeko horizonte elubiala da. Podzolizazio prozesuak gertatzeko baldintza egokiak, prezipitazioa, uraren infiltrazioa hobesten duten pikor larriko sedimentuak eta azido organikoen produkzioari laguntzen dien landaredi koniferoak dira (Lundström *et al.*, 2000; Mokma *et al.*, 2004; Soil Survey Staff., 2014; Valerio *et al.*, 2016; Thiffault, 2019).

Aguirre-k (2010) indusketa arkeologikoan zabalduko lubakian fazies gris bat dagoela aipatzen du, zeina gutxienez 3 ziklo sedimentariotan errepikatzen den. Ziklizitate hau, guk aztertutako sedimentu tutukoa izan liteke, eta sekuentzia bakoitza iraganeko prozesu geologiko edota baldintza klimatiko ezberdinekin lotu liteke (Mush, 2014; Tsai *et al.*, 2021).

Gaur egungo Podzol edo Spodosol lurzoruek, maila edafiko marroi edo beltz bat aurkezten dute horizonte albikoaren gainean. Horizonte beltz hori gure erregistroaren gainean ere ikus daiteke, baina ez da baztertu behar gaur egun azaletik gertuen dagoen sekuentzia belztuta ikustearen arrazoia, azken hamarkadetako suteen ondorio ere izan daitekeela. Deskribatutako sakoneko sekuentzietan ordea, ez da horizonte hori azaltzen. Honako hau beste paleolurzu sekuentzia batzuetan ere deskribatu da (e.g. Rutter, 2009; Lowe *et al.*, 2012; Muhs, 2014; Tabor eta Myers, 2015), esaterako erosioa izan daitekeelarik horren arrazoia edo agian jatorrian ez zelako eratu. Era berean, tutuaren goreneko sekuentziak (lehenengo ~136 cm) ere, beste horizonte antolaketa bat erakusten du. Kasu honetan, maila gris eta zuriaren gainean ez dago inolako horizonte espodikorik. Sekuentzia hau horizonte edafiko batez eta kolore laranja harea unitate batez ezaugarrituta dago, baina ez dago pobretutako fazies zuririk eta horizonte espodikorik. Honen azalpenak arrazoi ezberdinak izan ditzake: 1) gaur egun metakinaren gainean dagoen landaredia ez da egokia Podzol/Spodosol lurzoru bat eratzeko; 2) baldintza klimatikoak ez dira hoberenak izan metatu zenetik; 3) sedimentua metatu zenetik igarotako denbora ez da nahikoa izan kolore laranja harea fazies elubiatzeko.

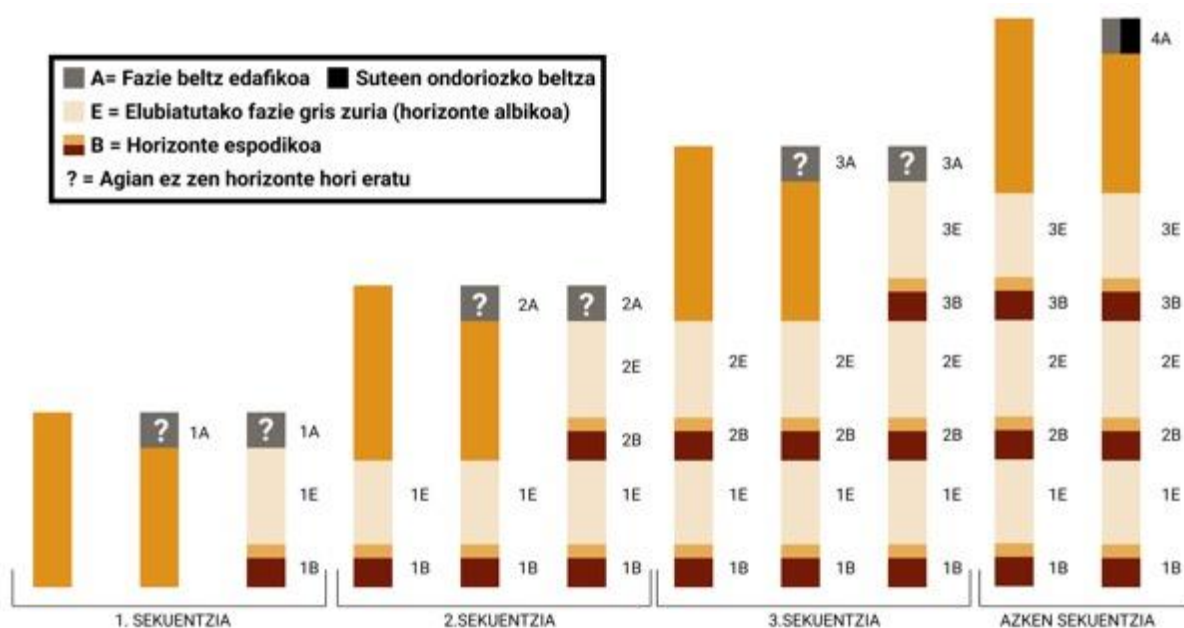
Ildo honetan, denbora kantitate ezberdinak jakinarazi dira horizonte espodikoen eraketarako. Esaterako, Bronick eta Mokma-k (2005) 40 urte aipatu zituzten, eta Barrett eta Schaetzl-ek (1992) aldiz, 4.000 urte baino gehiago eta 10000 urte baino gutxiago. Sauer *et al.*-ek (2007) egindako berrikuspen artikulu batean, podzolizazioa 10-500 urtetan agerikoa izan daitekeela aipatu zuen, baina heldutako Podzol-ak 1.000-6.000 urtetan eratzen zirela aipatzen da.

Horretaz gain, sekuentzia batetik besterako fazies beraren ezaugarrien aldaketak, horizonte espodikoak garatzeko eduki lezakeen denboraz gain, denbora tarte bakoitzeko baldintza klimatikoaren intentsitatearen ondorio izan litezke (Muhs, 2014). Adibidez, azken sekuentziako horizonte espodikoa lodiera handiena duena eta kolore gorri eta beltz biziena duena da. Honako hau metaketa handigoaren ondorio izango da, ziurrenik garai horretako prezipitazio handiagoarekin lotuta dagoena. Ondorioz, baldintza hezeagoak izan zitezkeen ziurrenik sekuentzia horretako denbora tartean. Bestalde, beste bi sekuentzietako horizonte espodikoen lodiera txikiagoa da eta kolorea ez da horren bizia. Hori dela eta, garai hura lehorragoa izan zitekeen.

Era berean, ipar-ekialderantz ca. 2,5 km-ra (Muriolas) (43,411997 N, 2,963663 W) azaleratzen diren antzeko sedimentu hareatsuak, eolikoki garraiatutako itsaslabar gailurreko duna gisa definitu ziren (Cruz San Julian *et al.*, 1984; Cearreta *et al.*, 1990). Cruz San Julian *et al.*-ek (1984) metakinaren oinarrian dauden 5 edafizazio sekuentzia aipatzen dituzte, eta Merino (1990) eta Cearreta *et al.*-ek (1990) ere pobretutako faziesak dauzkaten edafizazio-sekuentzia bat baino gehiago definitzen dituzte. Gainera, goiko horizonteen galera ere komentatzen dute, higadura prozesuen ondorioz. Hori dela eta, sedimentuen metaketa, higadura eta edafizazio prozesuak denboran zehar tartekatuko lirateke, une horretan nagusi diren baldintza klimatikoaren arabera. Gainera, Aranbaltzan (Zabaletxetik ekialdera 1,5 km baino gutxiagora) ere, Podzol motako hainbat paleolurzoru deskribatu dira ibai kanalen betegarri eta uholde-lautada gisa interpretatutako sedimentuetan (Rios-Garaizar *et al.*, 2018, 2022).

Metakinaren eraketa prozesuak ondoko pausuak jarrai litzake (6.21. irudia). Metatutako hareetan, infiltratzen doan urak perfilaren goiko aldea elubiatuko luke, Fe/Al behealderantz metatuz eta hortaz horizonte albiko eta espodikoak sortuz. Ondoren, sedimentu berria depositatuko litzateke gainean eta prozesua berriro errepikatuko litzateke, sekuentzia berri bat eratuz. Aurreko sekuentzien gainean sedimentu berria metatzea, eremuko baldintza klimatikoaren aldaketengatik gerta zitezkeen, inguruko guneeetatik sedimentu mugimenduak sortuko lituzkeenak.

Edozein kasutan, azterketa mineralogiko eta geokimiko gehiago egi beharko lirate, tesi proiektu honen helburuetatik at geratzen direnak, paleolurzoruen karakterizazio paleoklimatiko egokia egiteko.



6.21. irudia. Sedimentu tutu bertikaleko sekuentzia estratigrafikoen sorrera posiblea eskematikoki adierazita, lixibiazio prozesuekin, horizonte espodikoen sorrerarekin eta goiko fazies beltzen higadurarekin.

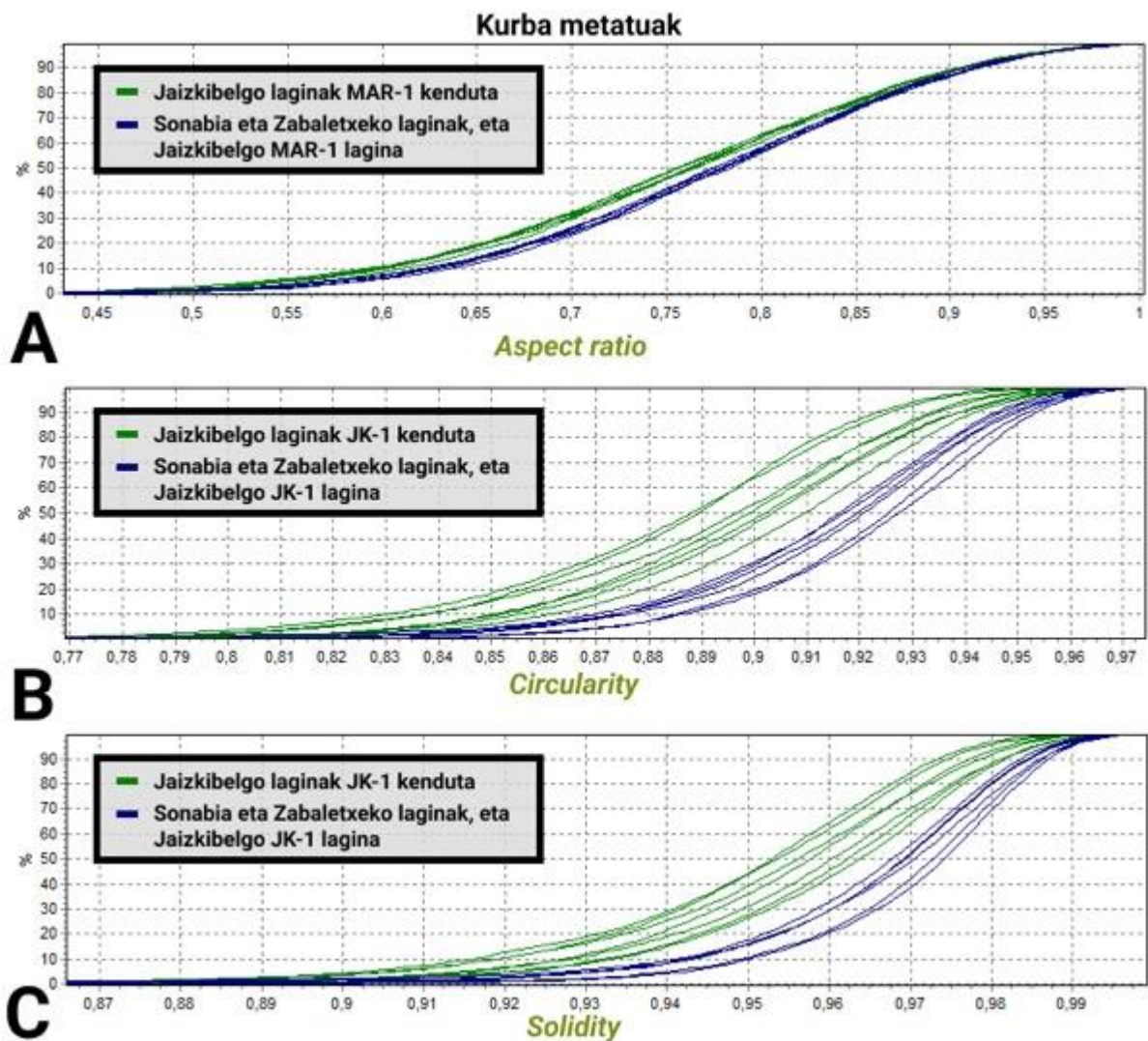
6.1.2.4 Sonabia, Jaizkibel eta Zabaletxeko azalaramenduetako harea kuartzotsuen arteko konparaketa

Lagin kuartzotsuen alderaketari dagokionez, beraien jatorriaren inguruko informazioa ematen duten datu batzuk daude.

Sonabiako “1 harea faziesa” Zabaletxeko ZAB-01 laginaren antzekoa da, batez ere estereomikroskopioaren eta xafla meheen bitartez ikusten den konposizioari (soilik kuartzo pikorrak eta bioklastorik gabe), eta morfometriako forma parametroei dagokienez. Proiektu honetako lagin guztiak kontuan hartuta, SON-01 eta ZAB-01 laginek *circularity*, *solidity* balio antzekoak eta gainera altuenak azaltzen dituzte. Bestetik, pikor tamainari dagokionez, SON-01 eta ZAB-03k (oraindik lixibiatu gabeko harea laranja hartutako laginetako bat) oso antzeko baloreak erakusten dituzte, harea eta basa portzentajetan. Mtz. de Lahidalga-k (2012) ere Zabaletxeko eta Sonabiako laginen antzekotasuna aipatzen du. Hortaz, sedimentuaren jatorria ere antzekoa izan zitekeen. Mtz. de Lahidalga *et al.*-ek (2012) Zabaletxeko sedimentu horiek garraio eolikoaren ondorio zirela aipatu zuen. Hortaz, Sonabiako fazies hau airetik garraiatu zitekeen itsas maila baxuko momentu batean plataforma kontinentaletik.

Jaizkibelgo laginei dagokienean, laginen forma parametroak Zabaletxe eta Sonabiakoekin alderatuz, oro har bi talde bereizten dira *circularity*, *aspect ratio* eta *solidity* parametroetan (6.22. irudia): 1) Jaizkibelgo laginak; eta 2) Sonabia eta Zabaletxeko laginak. Hala ere, aipatu behar da Jaizkibelgo laginak ez direla beti talde berean batuta azaltzen. Salbuespenak JK-1, MAR-1 eta MAR-2 laginak dira, zeinak Sonabia eta Zabaletxeko laginekin taldekatuta azaltzen diren ondorengo parametro

jakinetan: JK-1 lagina, fazies hareatsuaren oinean kokatuta, *solidity* eta *circularity* parametroetan; MAR-1, gaineko lurzoru edafikoari dagokiona, *aspect ratio* parametroan; MAR-2 (2 lurzorian) *convexity* parametroan. Dena den, alderaketa SON-01 eta ZAB-01 laginetara soilik mugatzen bada, Jaizkibelgo laginek orokorrean, balio baxuagoak erakusten dituzte forma parametroetan. Honako hau, sedimentuak jasandako garraio eta eraldaketa txikiago baten adierazle izan liteke, zeina bat etorriko litzatekeen metakin kolubialak izatearen interpretazioarekin.



6.22. irudia. Forma parametro morfometrikoen kurba metatuak. **A)** *Aspect ratio* kurba. **B)** *Circularity* kurba. **C)** *Solidity* kurba.

6.2 Kostaldeko kobazuloetako metakin sedimentarioak eta espeleotemak

Kontuan izanda ikerketa eremuan azaleratzen den litologietako bat kareharriak direla, batez ere Behe Kretazeokoak, haitzuloak nahiko maiz azaltzen dira. Guztira lan honetan, 8 kobazulo aztertu dira. Horietatik 3tan sedimentu endokarstikoak eta espeleotemak deskribatu eta datatu dira (Ostende, Atxulo, Laida-II), eta 5etan, berriz, espeleotemak baino ez dira datatu (Gaztelugatxe, Laida-I, Kantauriko Begia, Lapatza eta Zumaia Parrokia Azpian).

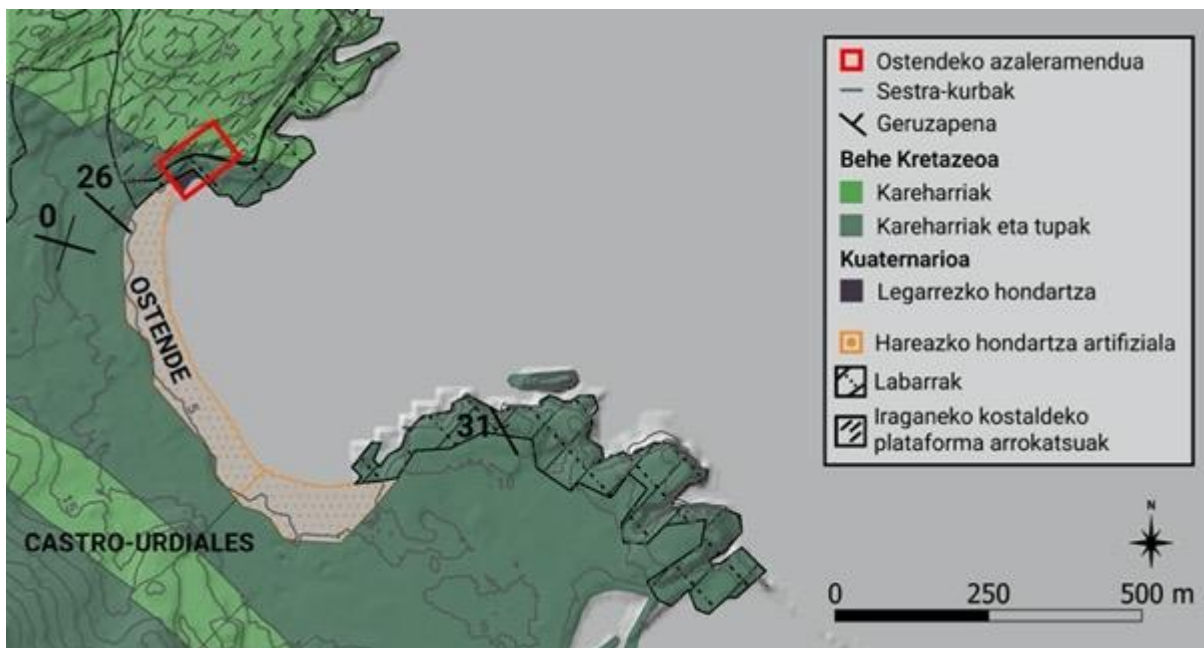
6.2.1 Metakin endokarstiko sedimentarioak dauzkaten kobazuloak

Ikerketa eremuan zehar eta Kantabriako probintzian, 3 haitzulotako sedimentuak deskribatu dira metakinen jatorria eta adina finkatzeko, eta espeleotemak U/th bitartez datatu dira, inguruko iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuak sortu zireneko adin minimoa ezartzeko.

6.2.1.1 Ostende hondartzako azaloramendua

6.2.1.1.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Ostendeko azaloramendua, Ostende hondartza artifizialaren (1991n sortua) mendebaldean dago (Elorza *et al.*, 2019) (43,3892 N, 3,2259 W) Castro-Urdialesen (Kantabria), legarrezko hondartza txiki batera sarbidea ematen duten eskailera batzuen ondoan dauden kobazuloetan zehar (6.23. irudia). Badia, gutxi-asko bioklastikoak diren (*packstone/rudstone*) kareharri mikritikoetan eta Behe Kretazeoko tupetan eratutako itsaslabarrez inguratuta dago (Olivé Davó eta Ramírez del Pozo, 1982; Rosales, 1995). Kareharri unitateak higadura gainazal planar bat aurkezten du bere goialdean, 9,8 m-ko altueran, iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu gisa interpretatu dena (Elorza *et al.*, 2019). Kareharri horien baitan, beraien sarrera gaur egungo itsas mailan kokatuta daukaten hainbat kobazulo daude. Elorza *et al.*-en (2019) arabera, itsasoaren eta ur meteorikoaren nahastearen eraginez garatu zitezkeen, *flank margin cave* motako kobazulo gisa sailkatzea ahalbidetuko luketen adierazle diagnostikoak (Lace eta Mylroie, 2013) deskribatu ez diren arren. Kobazuloetan gaur egungo itsas mailatik gora kokatzen diren metakin detritiko eta espeleotema batzuk daude. Itsasertzeko kobazuloen eta ondoan dagoen hondartza txikiaren oinarria, tamaina zentimetroko eta dezimetroko legar biribilduek estaltzen dute gaur egun, inguruko kareharrien litologia bera daukatenak.



6.23. irudia. Ostendeko kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua (© Gobierno de Cantabria. Doako informazioa eskuragarri www.cantabria.es helbidean).

6.2.1.1.2 Ostendeko estratigrafia eta faziesen deskribapena

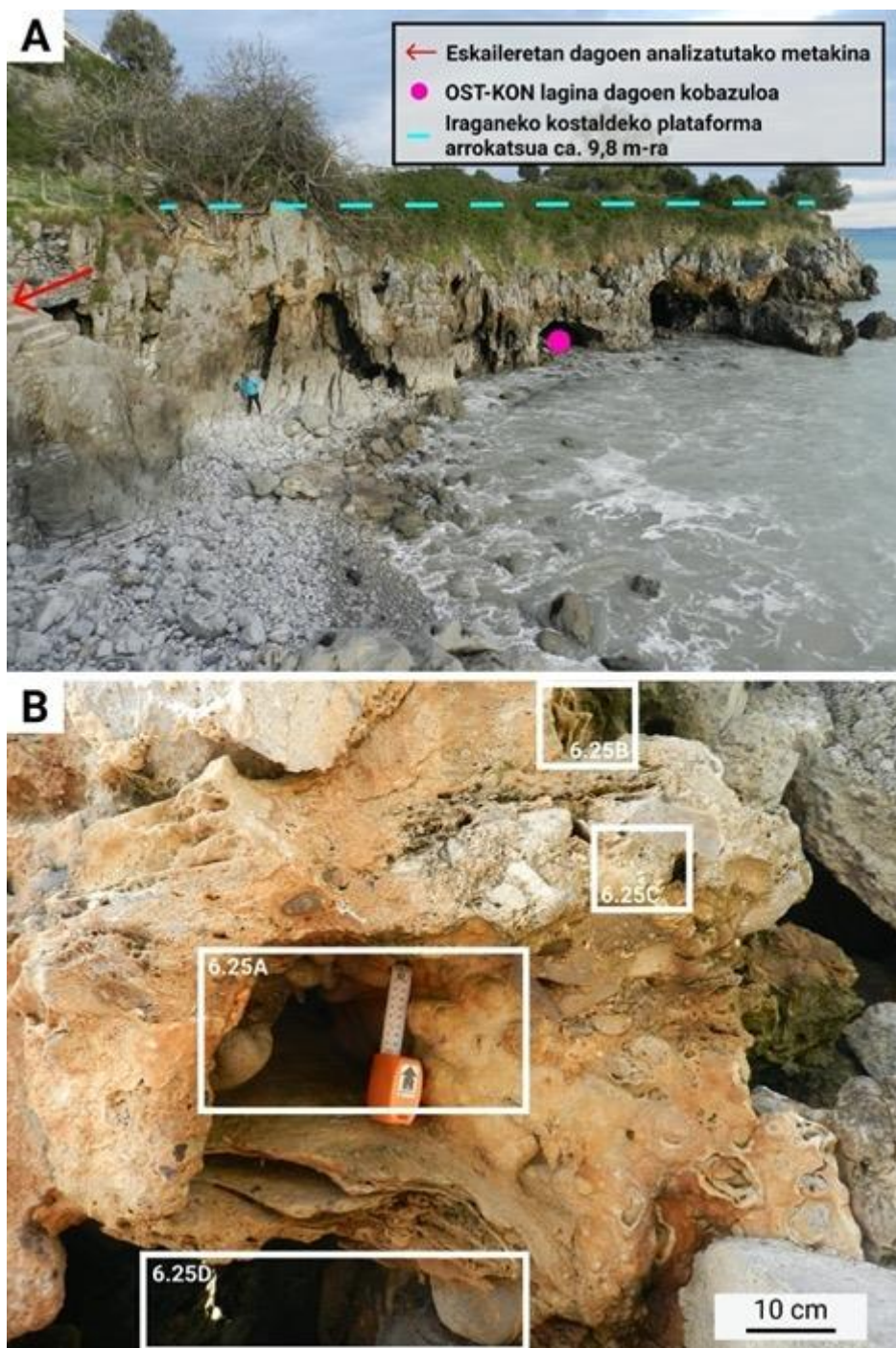
Ostendeko metakinak, batez ere, partzialki zementatutako legarrez osatuta daude, zeinak gutxi gorabehera 9,8 m-ko altueran kokatutako iraganeko kostaldeko plataforma arrokatu baten azpian dauden (Elorza *et al.*, 2019). Iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuaren azpian eskala metriko eta dekametrikoko hainbat haitzulo daude, batzuk hodi freatikoen ezaugarri eta *notch* azpi-horizontalekin, non beraien zorua itsasgoretan urpean gelditzen den (6.24. irudia).

Itsasoaren maila altuenetik metro gutxira, kobazulo horietako batzuen horma eta sabaietan zementatutako sedimentu aztarnak ikusten dira. Sedimentuak harea bioklastikoz eta legarrez osatuta daude, batzuetan bioklasto itsastarrak ikusten direlarik, *flowstone* motako espeleotemez zementatuta.

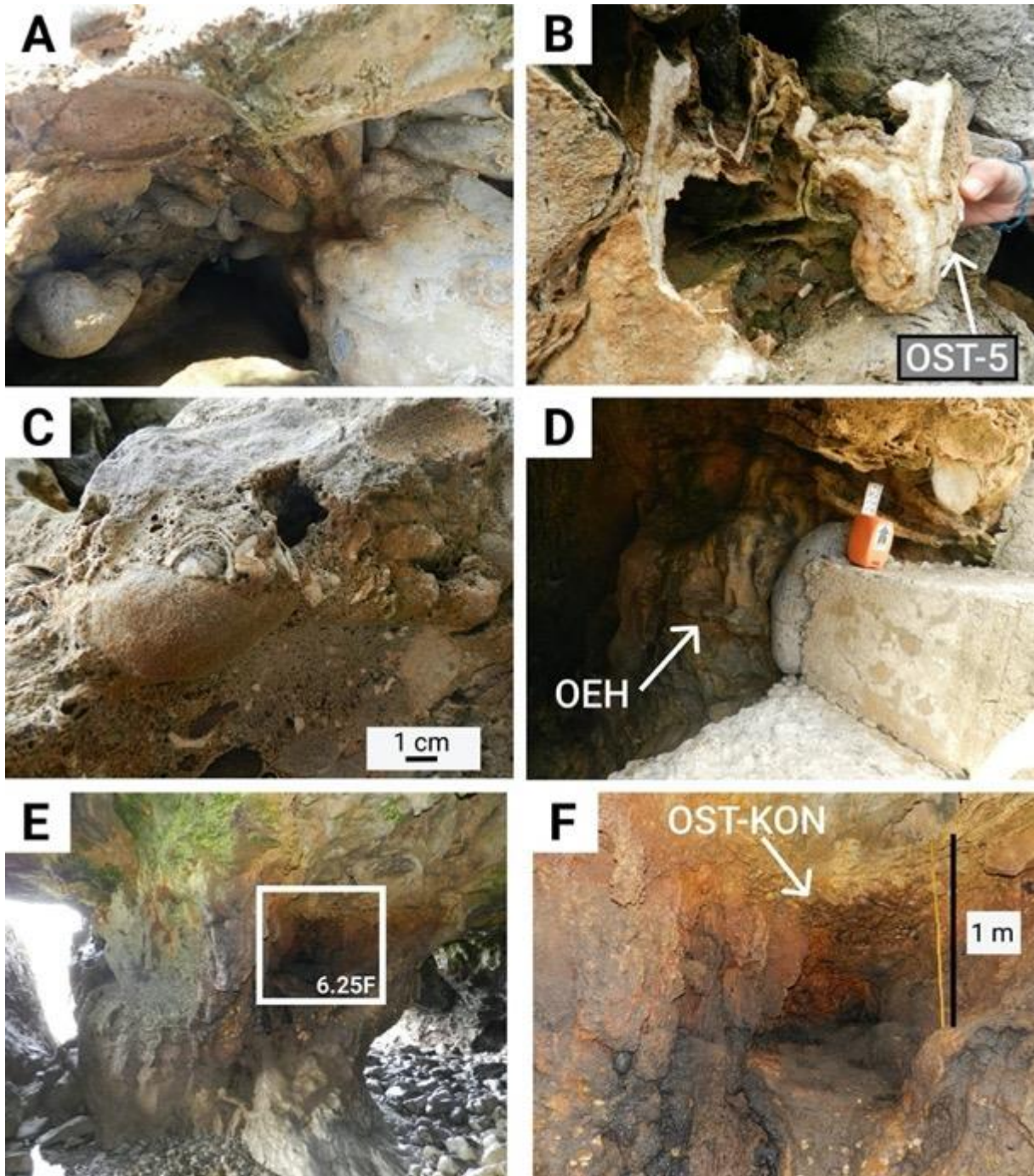
Aztertutako sedimentu metakinetako bat hondartzara sartzeko eskaileretatik gertu dago, agerian (6.24. irudia; 6.25. irudia). Oso ondo biribilduta eta eskalako zentimetrikoa duten kareharri urgondar klastoek (< 10 cm), gutxi gorabehera 40 cm-ko klastoz utsitako legar unitatea osatzen dute. Legarren artean, egitura sendoa duten bibalbioak eta/edo gasteropodoak (moluskuak) bezalako tamaina zentimetrikoko bioklastoak ikusten dira matrizean. Zoritxarrez, nahiz eta itsas fauna izan, ezin izan da ale horien familia edo espezie zehatza zehaztu. Legar unitatearen goiko aldea ca. 6,15 m-ra dago eta *flowstone* espeleotemez estalita dago, zeinak U/Th bidez datatzeko lagindu diren (6.24. irudia; 6.25. irudia).

Zintzilik dagoen zementatutako harea (OEH lagina, legarren azpian dagoen hareazko geruza bat) eta ondoko kobazulo bateko zementatutako legarrez osatutako beste metakin bat (OST-KON lagina)

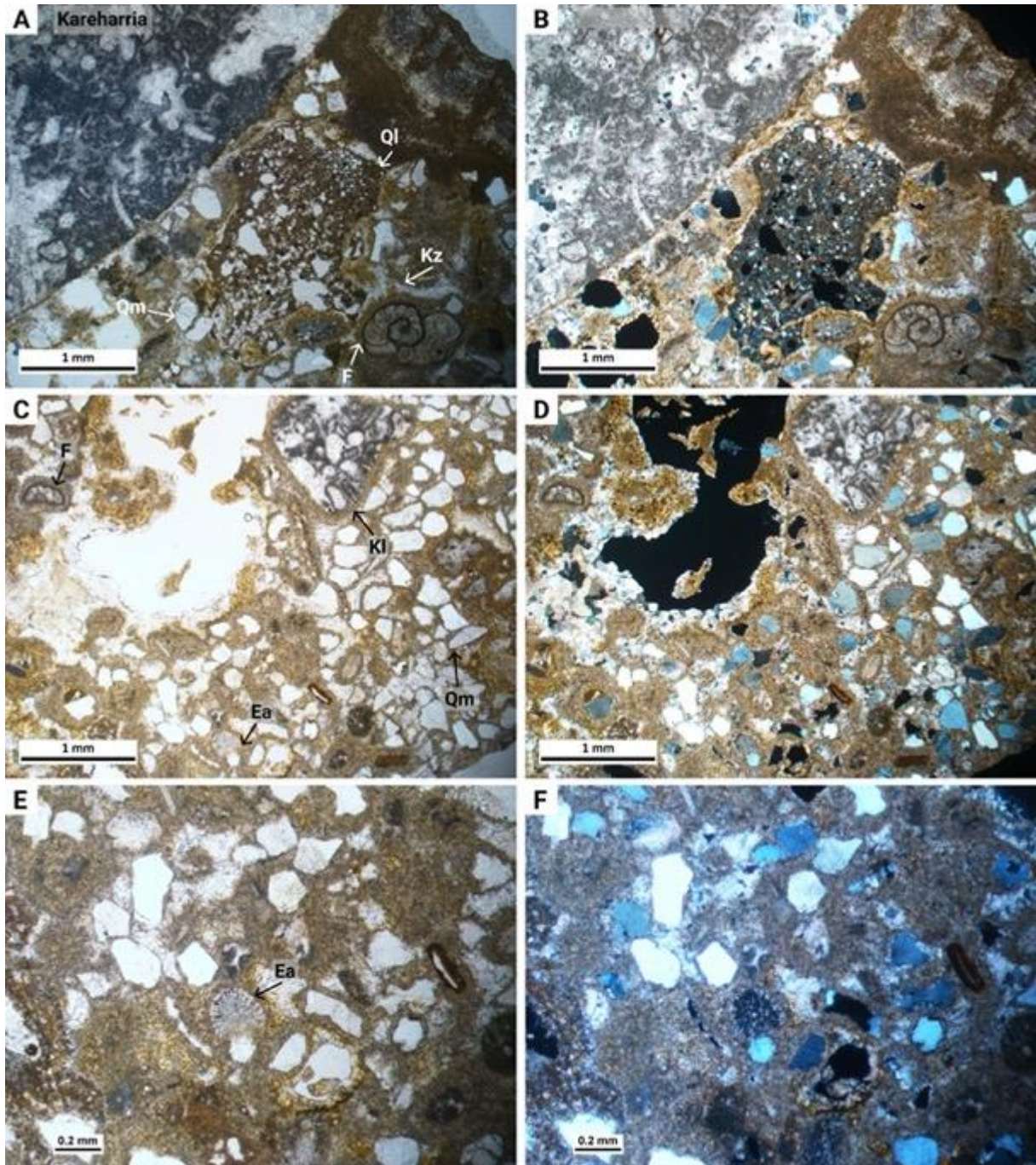
lagindu eta aztertu dira (6.24. irudia; 6.25. irudia). Harea laginak Kretazeoko kareharri litoklastoz eta kuartzozko ale azpiangeluarrez (monokristalino eta polikristalinoz) osatuta daude, batzuetan jatorrizko arroketatik heredatutako kuartzozko zementu gainhazkundeekin, zirkoi aleekin eta karbonatozko bioklastoekin. Frakzio eskeletala oskol zati fosilez, ekinodermatu espikulez, itsas foraminifero bentonikoez, molusku zati lodiz (bibalbioak eta gasteropodoak) eta alga gorrien zatiez osatuta dago (6.26. irudia; 6.27. irudia). Aleak estaltzen dituzten kaltzita kristal ekidimentsional eta azikularrak ikusten dira, eta jarraian, *blocky* motako kaltzita zementuak.



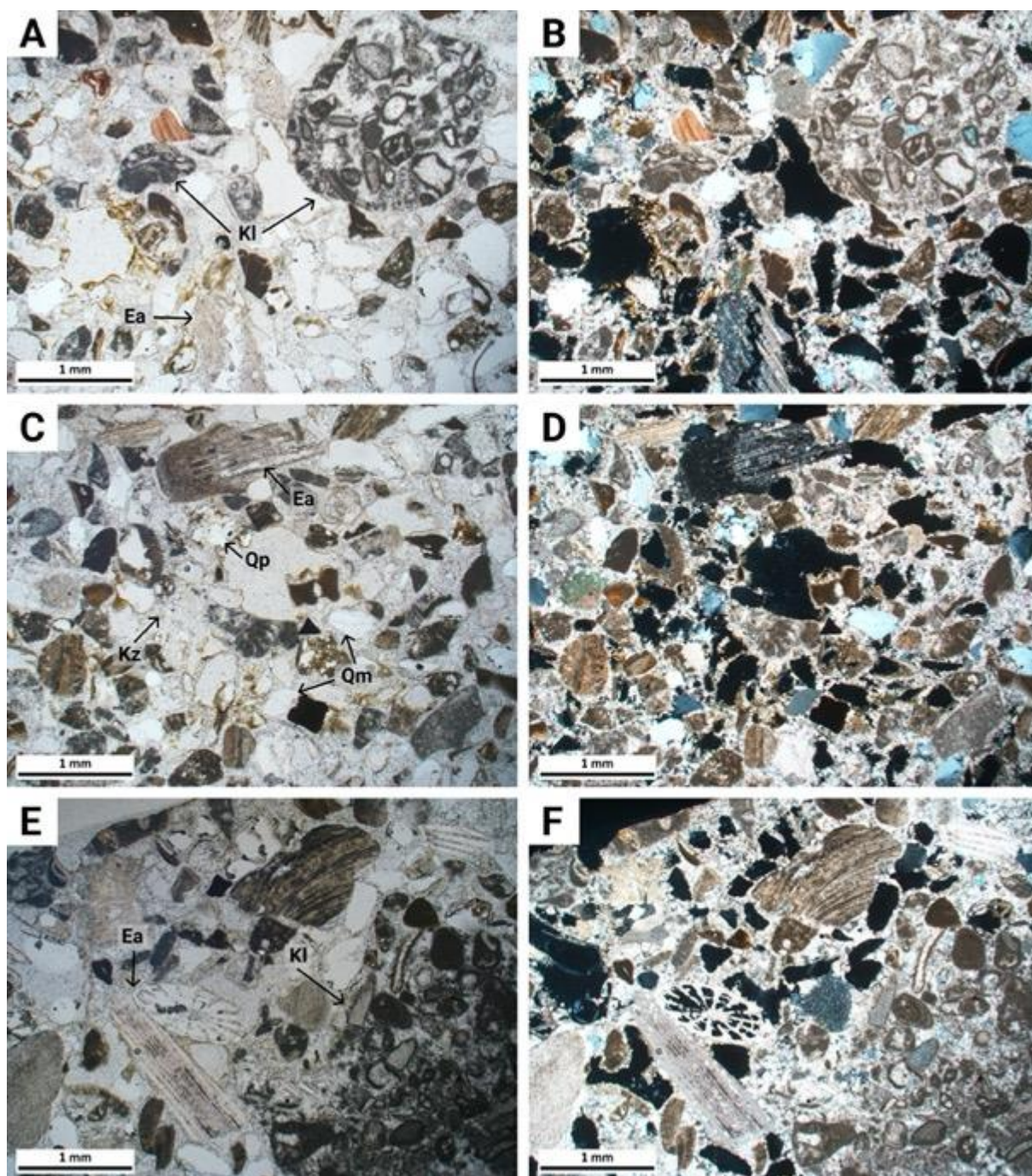
6.24. irudia. Ostendeko azaleramendua. **A)** Ostendeko kobazuloak, gaur egungo legarrezko hondartza eta aztertutako metakinen kokapena. **B)** Eskaileraren ondoko kobazuloa, zintzilik dauden espeleotemak (dataziorako laginduak) eta sabaiari partzialki zementatutako kareharrizko legarrak.



6.25. irudia. Ostendeko azaloramendua. **A)** Haitzulo baten sabaian zintzilik dauden legarrak. **B)** Haitzulo hormari atxikitako aurreko legarrak estaltzen dituzten espeleotemak. U/Th dataziorako lagindutako espeleotema. **C)** *Flowstone* karbonatoek zementatutako molusku oskul zati zentimetrokoak dauzkan harea eta legarrak. **D)** Legar unitatearen azpian, zementatutako harea kokapena (OEH lagina). **E, F)** Haitzuloko horman zementatutako OST-KON laginaren kokapena.



6.26. irudia. A), C), E) PPL eta B), D), F) XPL argazkiak OST-KON laginaren xafla mehean. A), B) Kareharriko legarraren eta zementatutako harearen arteko kontaktua oso argia da. Atal detritikoak kuartzo monokristalinoak eta basa tamainako kuartzo partikulaz osatutako litoklastoak ditu. Foraminifero bat detektatu da. Partikulen artean, karbonatozko zementu esparitiko eta mikritiko bat ikusten da. C), D) Atal detritikoa kuartzo monokristalinoz osatuta dago batez ere, eta kareharriko litoklasto bat ikusten da. Frakzio bioklastikoan, foraminifero bat eta ektodermatu arantza bat detektatzen da. Partikulak, karbonatozko zementu mikritiko eta esparitiko batez mugatuta daude. E), F) Aurreko irudien eremu anplifikatua, non ektodermatu espikula bat, kuartzo monokristalinoak eta karbonatozko zementu mikritiko eta esparitikoa ikusten diren. Kz= Karbonatozko zementua. Qm= Kuartzo monokristalinoak. Ql= Kuartzodun litoklastoak. Kl= Kareharri litoklastoak. F= Foraminiferoak. Ea= Ektodermatu arantza.



6.27. irudia. A), C), E) PPL eta B), D), F) XPL argazkiak OEH laginaren xafla mehean. A), B) Frakzio detritikoaren gehiengoa fosilak dituzten kareharri litoklastoei dagokie. Horretaz gain, kuartzo mono eta polikristalinoak detektatzen dira. Bioklasto partikulak ekinodermatuen espikulak, eta molusku baten zati bat dira. C), D) Partikula nagusiak, fosilak dituzten kareharrizko litoklastoak dira, eta proportzio baxuagoan kuartzo mono eta polikristalinoak. Oso ondo definitutako ekinodermatu arantza bat detektatzen da. Partikulak karbonatozko zementu esparitiko batez mugatuta daude. E), F) Tamaina aldakorreko kareharrizko litoklastoak ikusten dira. Ekinodermatu arantzak sekzio ezberdinetan azaltzen dira. Partikulen artean karbonatozko zementu esparitikoa detektatzen da. Kz= Karbonatozko zementua. Qp= Kuartzo polikristalinoak. Qm= Kuartzo monokristalinoak. Kl= Kareharri litoklastoak. F= Foraminiferoak. Ee= Ekinodermatu arantza.

6.2.1.1.3 Erregistroaren interpretazioa

Ostendeko azaloramendurako, diagnostikoa ezartzeko morfologia espeleogenetikorik gabe, haitzuloen eraketa mekanismoa ez dago argi. Hala ere, beraien kokapenak iraganeko kostaldeko plataforma

arroksatu baten azpian eta egungo sarrera itsas mailan egoteak, olatuen ekintzak eta ur geza itsasoko urarekin nahasteak eragina izan zezaketela iradokitzen dute. Hala ere, sakonera handiko diagenesia duten kareharriek nekez erakusten dute hiru dimentsioko ganbera freatikoen segidarik (Mylroie eta Mylroie, 2013), eta, beraz, kobazulo hauek karga epigenikoaren eraginpean egon zitezkeen. Hori dela eta, Ostendeko kobazuloak hibridoak dira ziurrenik, gainjarritako gertakari espeleogenetikoek sortutakoak, kantauriar isurialdeko beste kobazulo batzuetarako iradoki den bezala (Ballesteros *et al.*, 2017).

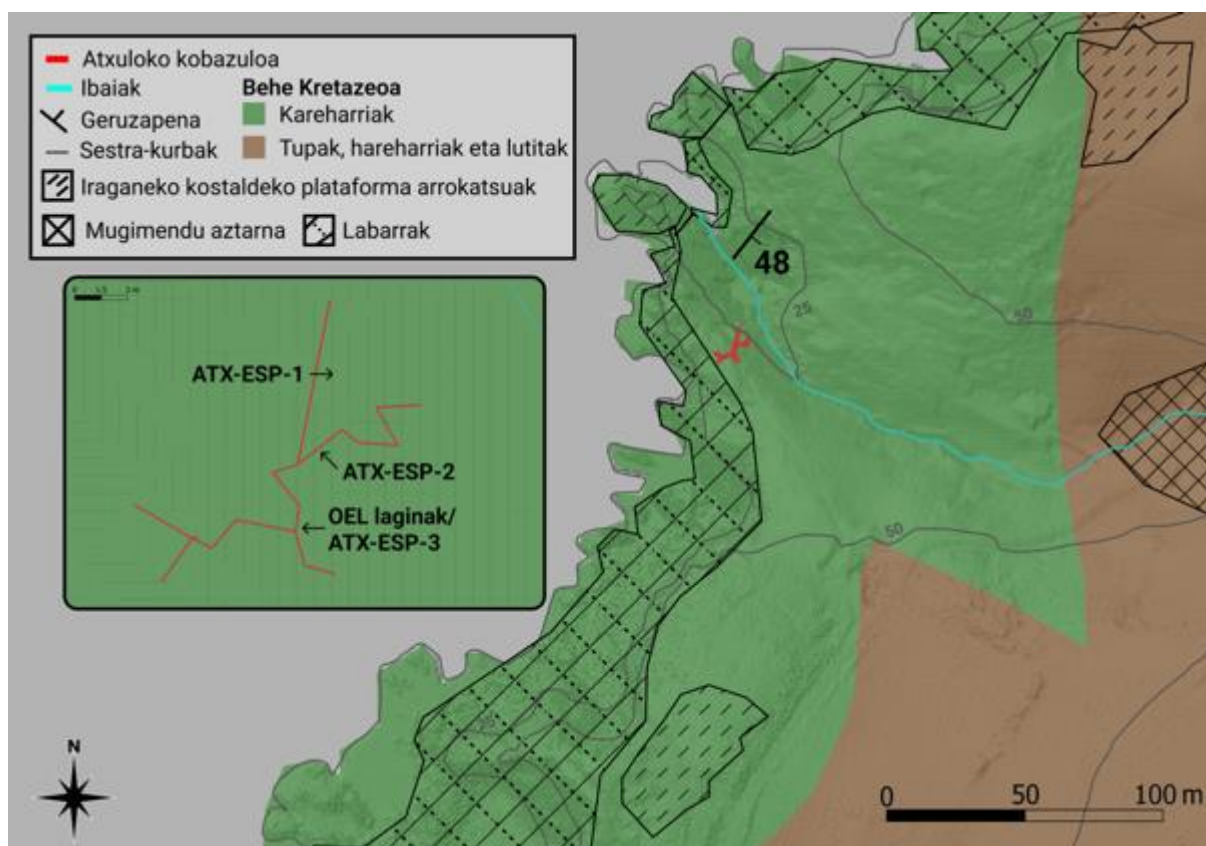
Zementatutako haren itsas bioklastoez gain, legarren izaera autoktonoak ere (inguruko kareharri arrokei baitagozkie), legar unitatearen itsas jatorria iradokitzen dute. Ostenden ez bezala, Euskal Herriko kostaldeko haitzulo karstikoen sedimentuetan ikertutako legarrak gehienbat aloktonoak dira, jatorri flubio-karstikoa duten hareharri eta lutitak (Aranburu *et al.*, 2015; Arriolabengoa *et al.*, 2018, 2020), nahiz eta salbuespenak ere badauden, Asturiasen itsasoko metakin gisa definitutako kuartzarenitazko harri-koskorak eta hartxintzak esaterako (Ballesteros *et al.*, 2017). Honetaz gain, egungo itsas mailan kokatutako kobazuloen eta ondoko hondartzaren oinarria harri-koskorrez eta hartxintzarrez osatuta dago, olatuek eratutakoak.

Tamaina zentimetrikoko molusku maskor batzuen presentzia lehenago deskribatu izan da antzinako itsas metakin interglaziarretan, eta horietako batzuk markatzaile geokronologiko gisa ere erabili izan dira. Hori da Senegalgo fauna epelaren kasua, *Strombus bubonius* izanik espezierik esanguratsuen, iraganeko hainbat garai interglaziarrekin lotu dena (Zazo *et al.*, 2003; Zazo *et al.*, 2010; Nalin *et al.*, 2012; Silva *et al.*, 2017; Martín-González *et al.*, 2019). Ostendeko metakinean, tamalez, ez da posible izan moluskuen atribuzio taxonomikorik egitea eta ezin izan da informazio geokronologiko zehatzik lortu.

6.2.1.2 Atxulo kobazuloa

6.2.1.2.1 Testuinguru geografiko eta geologikoa

Metakin sedimentarioa Bakioko Atxulo kobazuloaren barnean dago (43,4488 N, 2,7962 W) (6.28. irudia). Kobazuloa egungo itsasertzean kokatuta dago eta haitzuloko galerietako batetik itsasora iristeko aukera dago. Geomorfologikoki, 70 m eta 35 m-ra dauden iraganeko kostaldeko plataforma arroksatuen (IKPA-3, 5, 5.2. irudia) azpian kokatzen da. Bi sedimentu lagin atera dira 19 m inguruko altueran dagoen galeria bateko hareetatik EOL bidez datatzeko (ATX-1 eta ATX-2), eta baita espeleotema batzuk ere (ATX-ESP-1, ATX-ESP-2 eta ATX-ESP-3) (6.29. irudia; 6.30. irudia). Litologikoki, kobazuloa Albiarreko (Behe Kretazeoa) megabretxa karetsuetan eta kareharrietan kokatuta dago (EVE, 1991).



6.28. irudia. Atxuloko kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua. Kobazuloko topografiaren inguruko informazioa ADES Espeleologia Elkartek helarazia izan da.

6.2.1.2.2 Laginen laborategiko analisiak

Granulometriari dagokionez, laser granulometriaren emaitzek %97,5a harea tamainako partikulez eta %2,5a basez osatutako lagina erakusten dute. Harea frakzioaren %46,9a harea ertainez, %40a harea larriz eta %5a harea finez osatzen da. Datuek lagin unimodal lez definitu dute, non batez besteko tamaina 513,2 μm -koa den, harea larria. (V-2 [taula osagarria](#)). OEL tratamenduaren ondoren eskuratutako tamainaren inguruko emaitzak antzekoak izan dira, harea finaren ehunekoa ca. %5,43 eta %6,53 artekoa izan baita, eta harea fina baino handiagoen portzentajea %93,56 eta %92,66 artekoa. Ez da basarik detektatu (V-1 [taula osagarria](#)).

Lupa bidezko analisiak laginaren heterogeneotasuna agerian utzi du, askotariko konposizioarekin. Partikuletako batzuk jatorri detritikoa daukate, kuartzo partikulak eta litoklastoak esaterako. Beste bigarren talde bat bioklastoz osatutakoa da. Talde honetan, hainbat bioklastoren artean, brakiopodo/bibalboen, gasteropodoen oskol hautsi zatiak eta ekinodermatu arantzen atalak ikusi dira. Aipatu beharra dago baita ere, mota honetako partikula askok, beraien forma eta kolorea oso ondo kontserbatzen dituztela eta ez diruditelako oso eraldatuta daudenik (6.31. irudia).

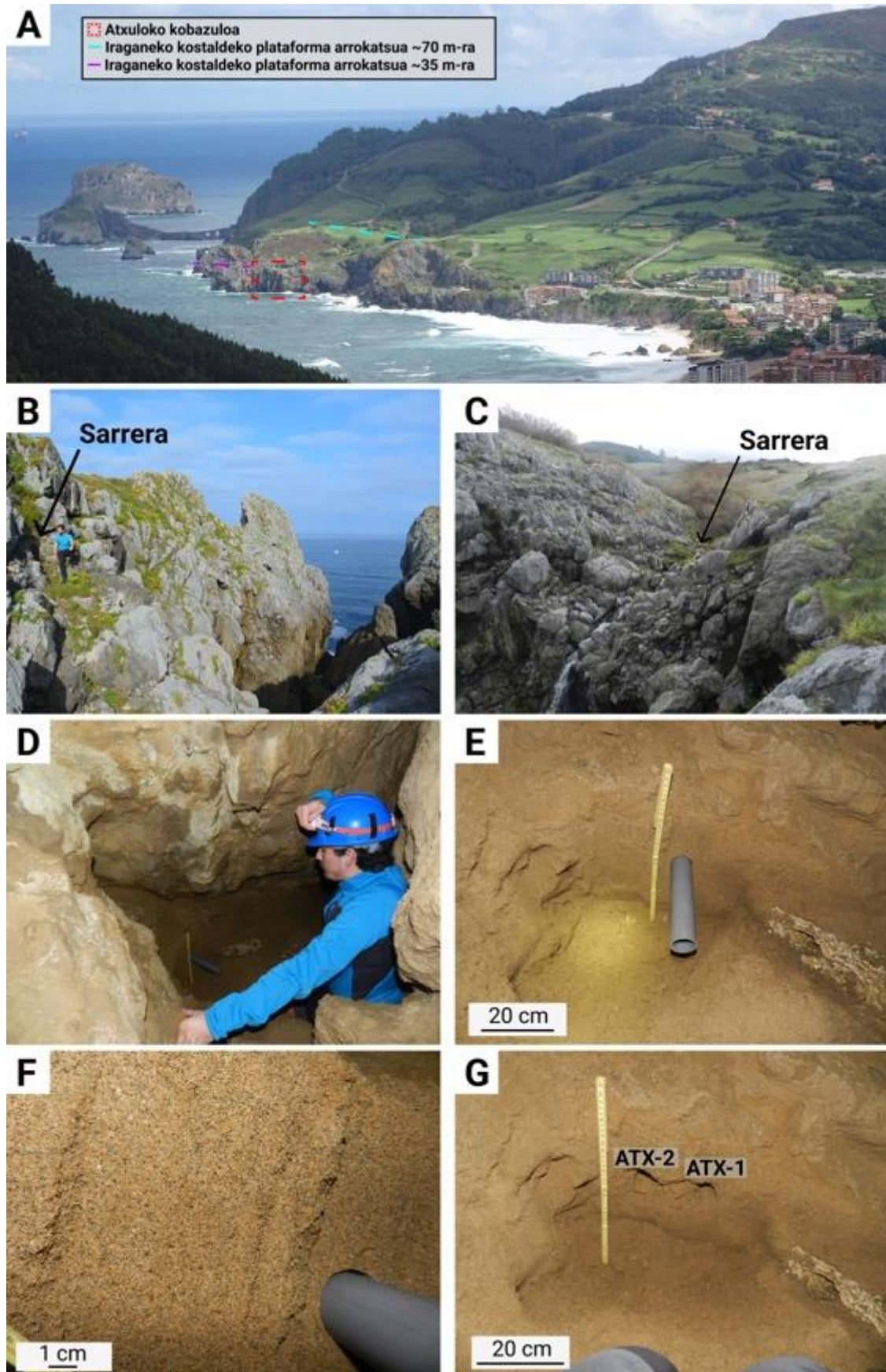
Konposizio mineralogikoari dagokionez, aztertutako laginaren %76a kuartzoari dagokio. Gainerako mineralak proportzio baxuagoetan daude: %18a kaltzita, %5a Mg-kaltzita eta %1a aragonitua. Azkenik, filosilikatoen presentziaren "seinaleak" ere aurkitu dira (V-4 [taula osagarria](#)).

Azkenik, egindako azken analisisia parametro morfometrikoei buruzkoa da. Tamainari dagokionez, batez besteko diametroa 217,39 μm -koa da, eta formari dagokionean berriz, batz besteko *aspect ratio*, *circularity*, *convexity* eta *solidity* balioak hauek dira: 0,768, 0,904, 0,970 eta 0,962 hurrenez hurren. Bukatzeko, batez besteko intentsitatearen balioa 20an neurtu da (V-5 [taula osagarria](#)).

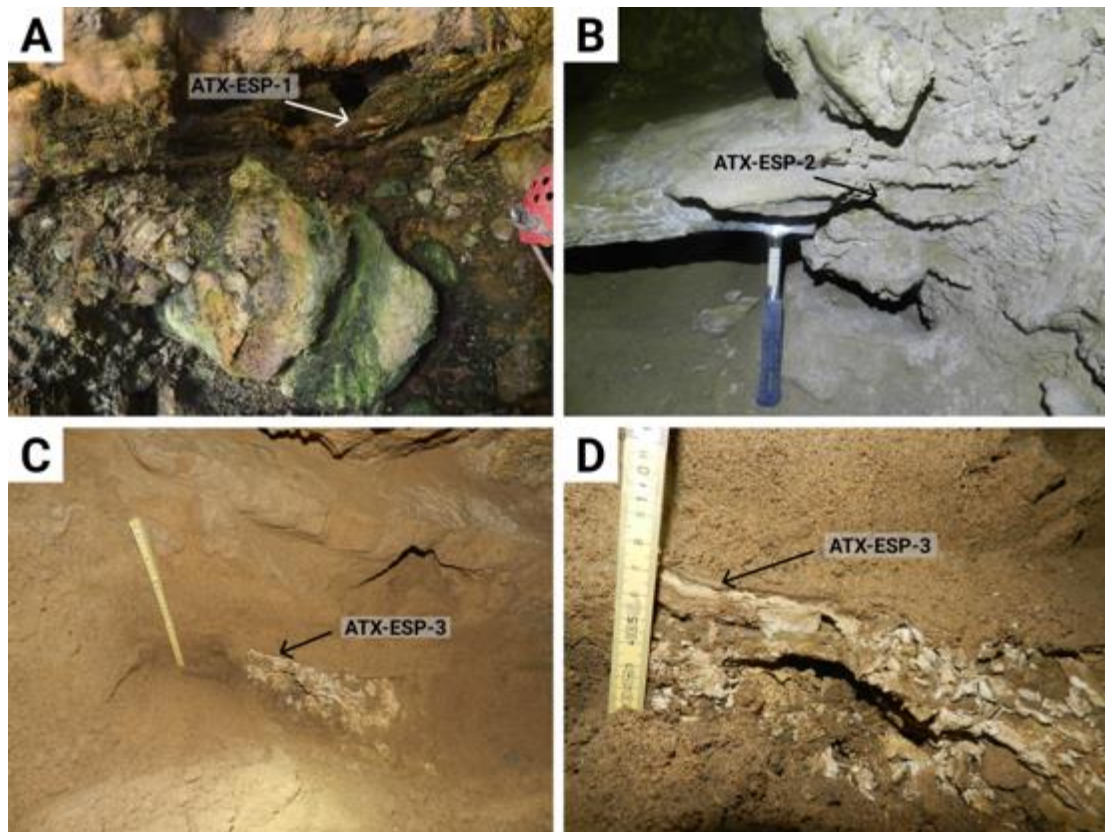
6.2.1.2.3 *Metakinaren interpretazioa*

Laginean egindako analisisiek agerian uzten dute bere itsas jatorria, itsas jatorriko bioklastoen presentziarekin, hala nola ekinodermatuen arantzak. Horretaz gain, konposizio mineralogikoak ere haien presentziaren zantzuak erakusten ditu, izan ere, Mg-kaltzita eta aragonito mineralak bioklastoekin lotu ohi dira itsas inguruneetatik lortutako laginetan (Shaltami *et al.*, 2016; Kawahata *et al.*, 2019). Bestalde, laginaren pikor tamaina larriak, lohirik ez egotearekin batera eta bioklasto asko hautsita agertzeak, energia handiko ingurunea iradokitzen du.

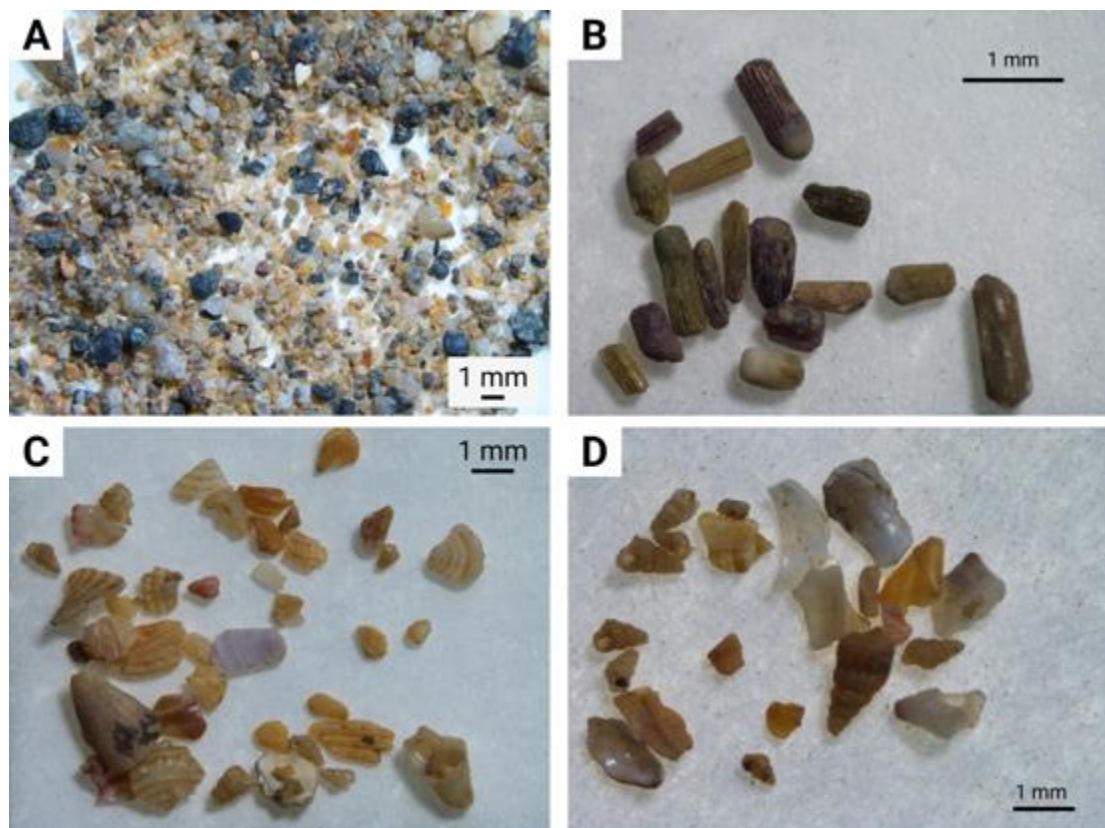
Bioklastoen kontserbazio maila ona eta beraien kokapena 19 m inguruan, hipotesi ezberdinekin erlazionatu liteke. Alde batetik, metakin sedimentarioa duela gutxikoa izan daiteke (agian Holozenoa), ekaitz handietako momentu bateko olatu oso handiek pilatutakoa. Ondorioz, orduetik igarotako denbora agian ez da nahikoa izan partikula horien kolorea eraldatzeko. Beste aukera bat, metakin sedimentarioa antzinako garaietako izatea izan daiteke (IEI 11 esaterako), itsasoaren maila gaur egungoa baino altuagoa zenekoa. Bestalde, bioklastoen kontserbazio ona kobazuloko galerian nagusi diren ingurumen baldintza bereziengatik ere (temperatura, argia edo hezetasunari dagokionez) izan liteke. Izan ere, adin berean baina azaleratutako baldintzetan metatutako partikulak baino hobeto kontserbatu ahal izatea ahalbidetu lezake.



6.29. irudia. A) Atxuloko kobazuloaren kokapena. B), C) Atxuloko kobazuloaren sarrera. D) OEL laginketako galeriaren kokapena. E) OEL dataziorako laginketa. F) Lagindutako fazies hareatsuak. G) OEL laginketaren ondoren, elkarren ondoan gelditutako zuloak.



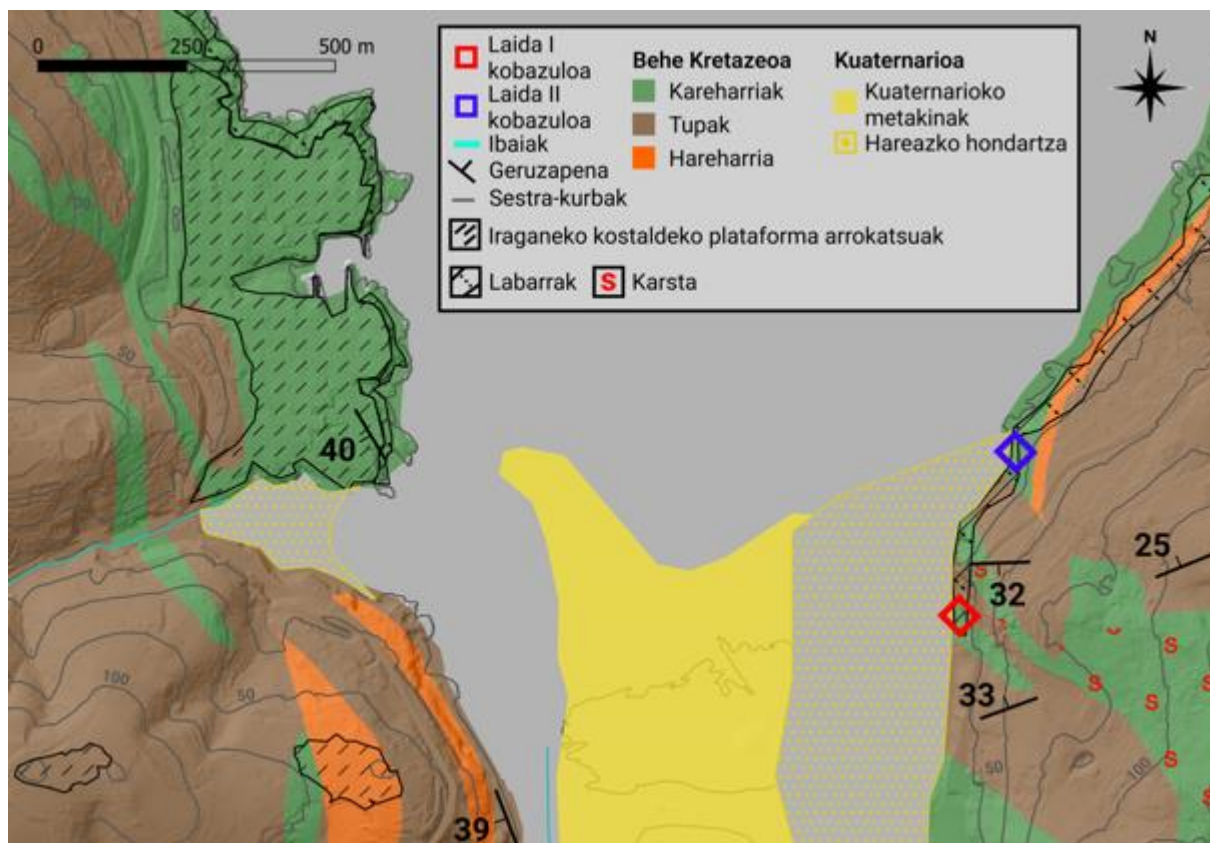
6.30. irudia. A) ATX-ESP-1 espeleotema laginaren kokapena. B) ATX-ESP-2 espeleotema laginaren kokapena. C), D) ATX-ESP-3 espeleotemaren laginaren kokapena harea faziesaren artean.



6.31. irudia. A) Atxuloko laginaren ikuspegi orokorra. Gehiena partikula detritikoz osatuta dago. B) Ekinodermatu arantzak. C), D) Moluskuen zati hautsiak.

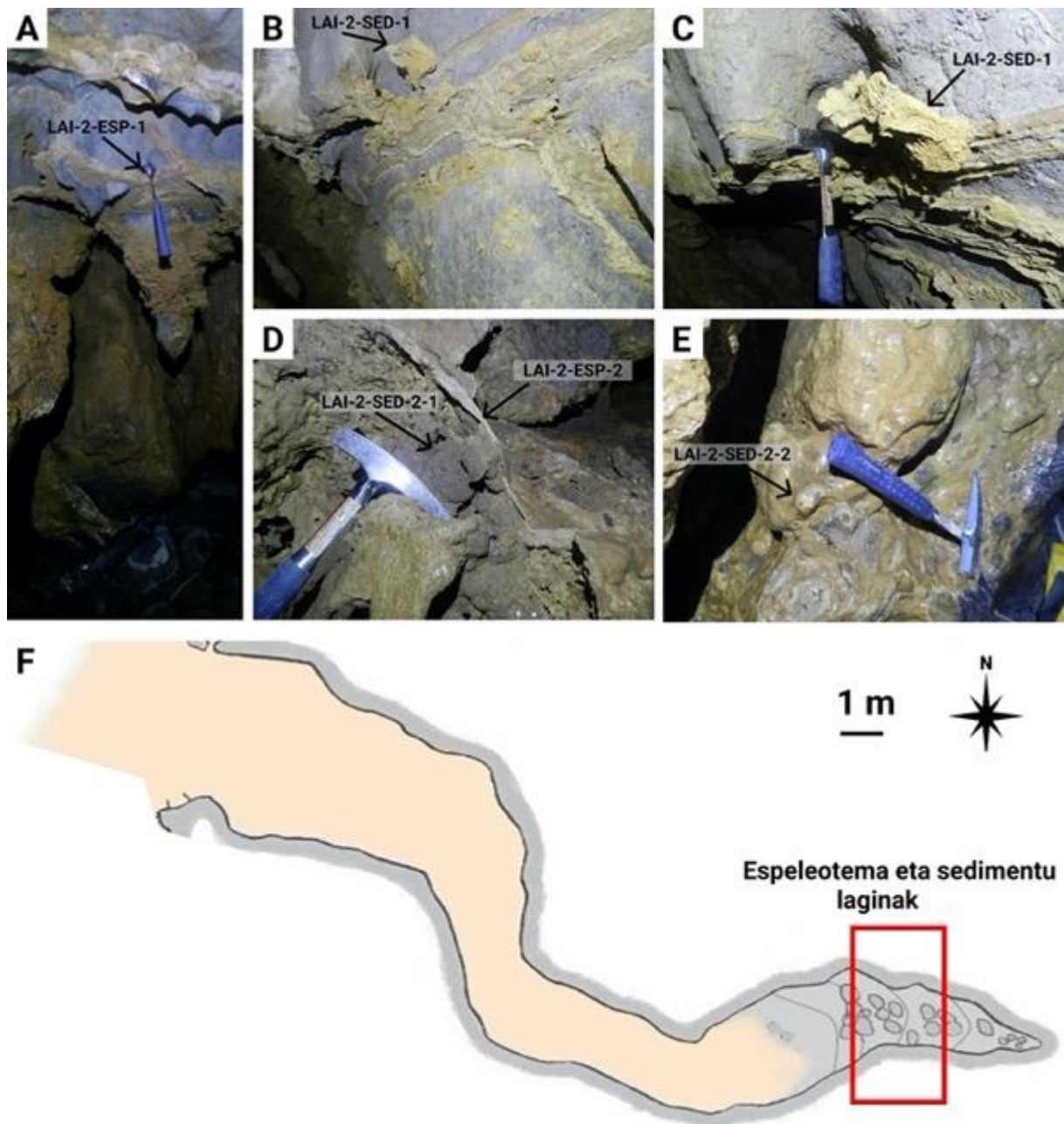
6.2.1.3 Laida II kobazuloa

Laidako hondartzan, Laida II kobazuloa (43,4067 N, 2,6829 W) egungo itsas mailan azaleratutako Behe Kretazeoko kareharrietan kokatzen da eta flubialki sortutakoa da (Gorostiza, 2019) (6.32. irudia). Barnean, espeleotema laminarrak (LAI-2-ESP-1 eta LAI-2-ESP-2) eta espeleotemaz estalita dauden zementatutako fazies hareatsuak behatu daitezke. Hortaz, bi hauspeakin motak lagindu dira deskribatu eta datatzeko (6.33. irudia).

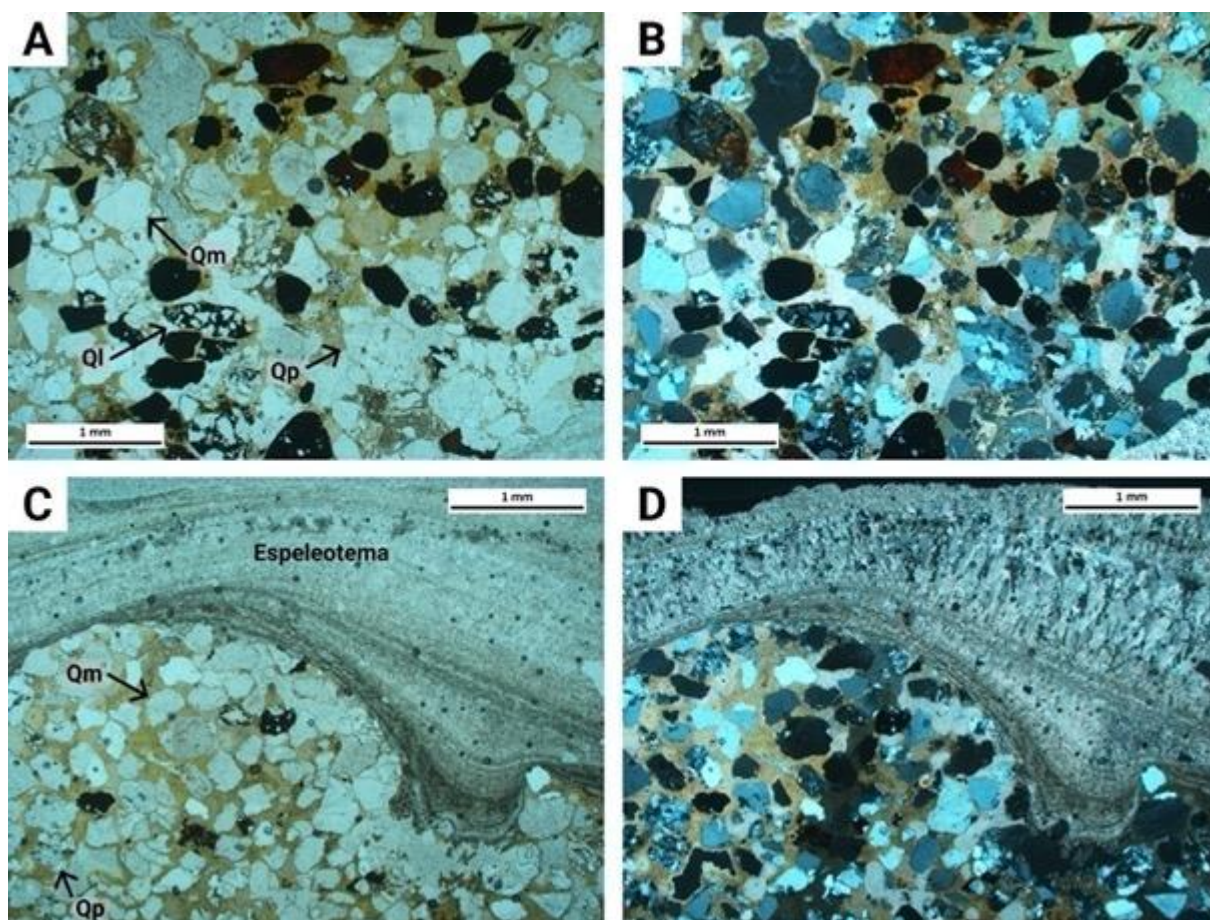


6.32. irudia. Laida II kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

Fazies hareatsuetan, xafla meheak egin eta aztertu dira. Espeleotemez estalita dauden sedimentuak, kuartzo partikula angelutsuz osatuta daude, batez ere monokristalinoak direnak eta proportzio baxuagoan polikristalinoak. Gainera, kuartzo ale oso finez osatutako litoklasto batzuk ikusi dira (6.34. irudia).



6.33. irudia. A) LAI-2-ESP-1 lagina, paretan zintzilik. B), C) LAI-2-SED-1 zementatutako harea lagina, paretan zintzilik. D) LAI-2-SED-2.1 harea lagina, LAI-2-ESP-2 espeleotemak estalia. E) LAI-2-SED-2.2 lagina, oso mehea den karbonatozko hauspeakin batez estalia. F) Haitzuloaren topografia mapa laginen kokapenarekin, Gorostiza-tik (2019) moldatua.



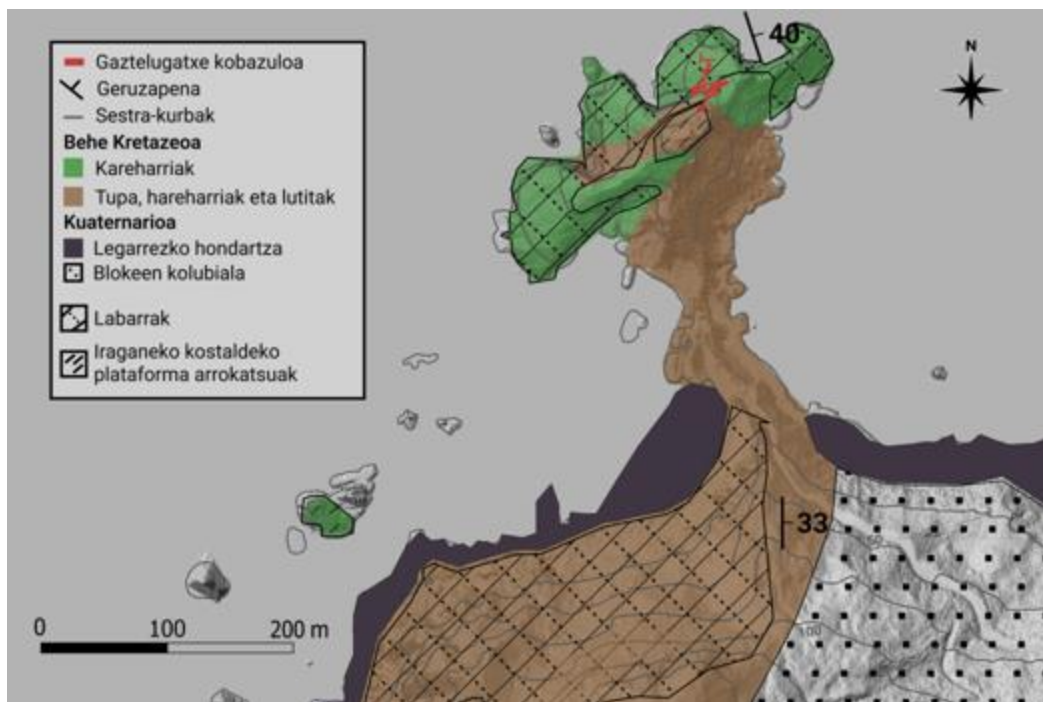
6.34. irudia. A), B) Xafla meheko PPL eta XPL argazkiak hurrenez hurren, LAI-2-SED-2.1 laginean. Batez ere kuartzo mono eta polikristalinoz osatuta dago, litoklasto detritiko batzuekin batera. C), D) Xafla meheko PPL eta XPL argazkiak hurrenez hurren, LAI-2-SED-2.2 laginean. Kuartzo mono eta polikristalino aleak ikusten dira, sedimentua estaltzen duen espletoma mehearekin batera. Qp= Kuartzo polikristalinoa. Qm= Kuartzo monokristalinoa. Ql= Kuartzodun litoklastoa.

6.2.2 Espeleotema datazioak soilik dauzkaten kostaldeko kobazuloak

Ikerketa eremuan, 5 kobazulotan, espeleotemak soilik datatu dira U/Th bitartez, inguruko iraganeko kostaldeko plataforma arroksuak sortu zireneko gutxieneko adina ezarri asmoz. Kobazuloen kokapena eta hauen deskripzioa ekialdetik mendebaldera aurkezten dira.

6.2.2.1 Gaztelugatxe kobazuloa

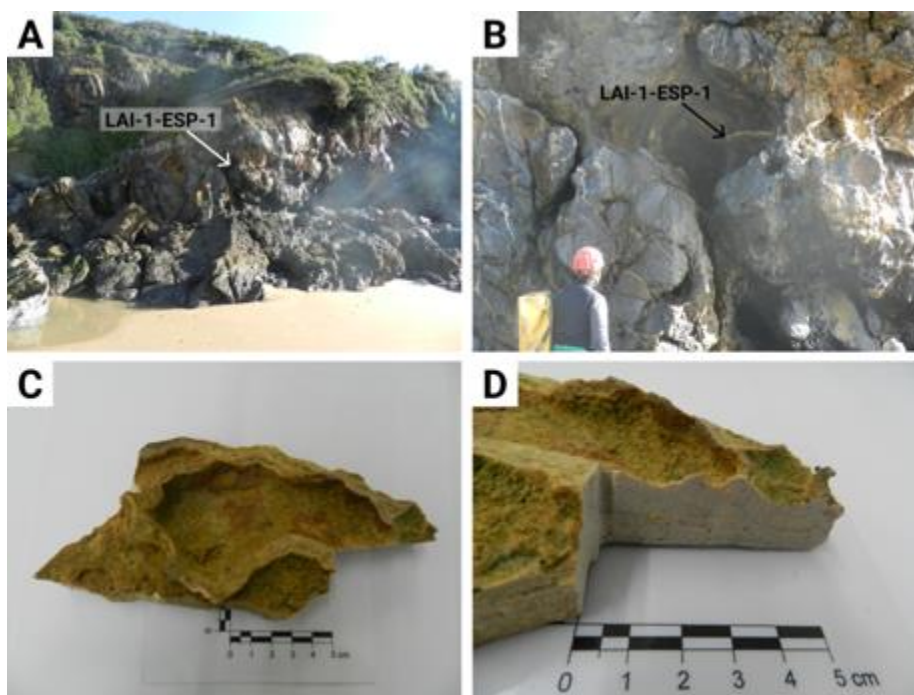
Gaztelugatxeko kobazuloa Bakion (Bizkaia) dago (43,4473 N, 2,7847 W), kontinenteari ibilbide artifizial baten bidez lotzen den izen bereko uhartean, zeina Behe Kretazeoko kareharriz eta flyschez eratuta dagoen (6.35. irudia). Bere gailurra 80 m ingurura dago eta iraganeko kostaldeko plataforma arroksuen aztarna gisa definitu da. Hainbat espeleotema laminar behatu dira eta dataziorako lagin bat eskuratu da (GAZ 4.2).



6.35. irudia. Gaztelugatxeko kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua. Kobazuloko topografiaren inguruko informazioa ADES Espeleologia Elkarteak helarazia izan da.

6.2.2.2 Laida I kobazuloa

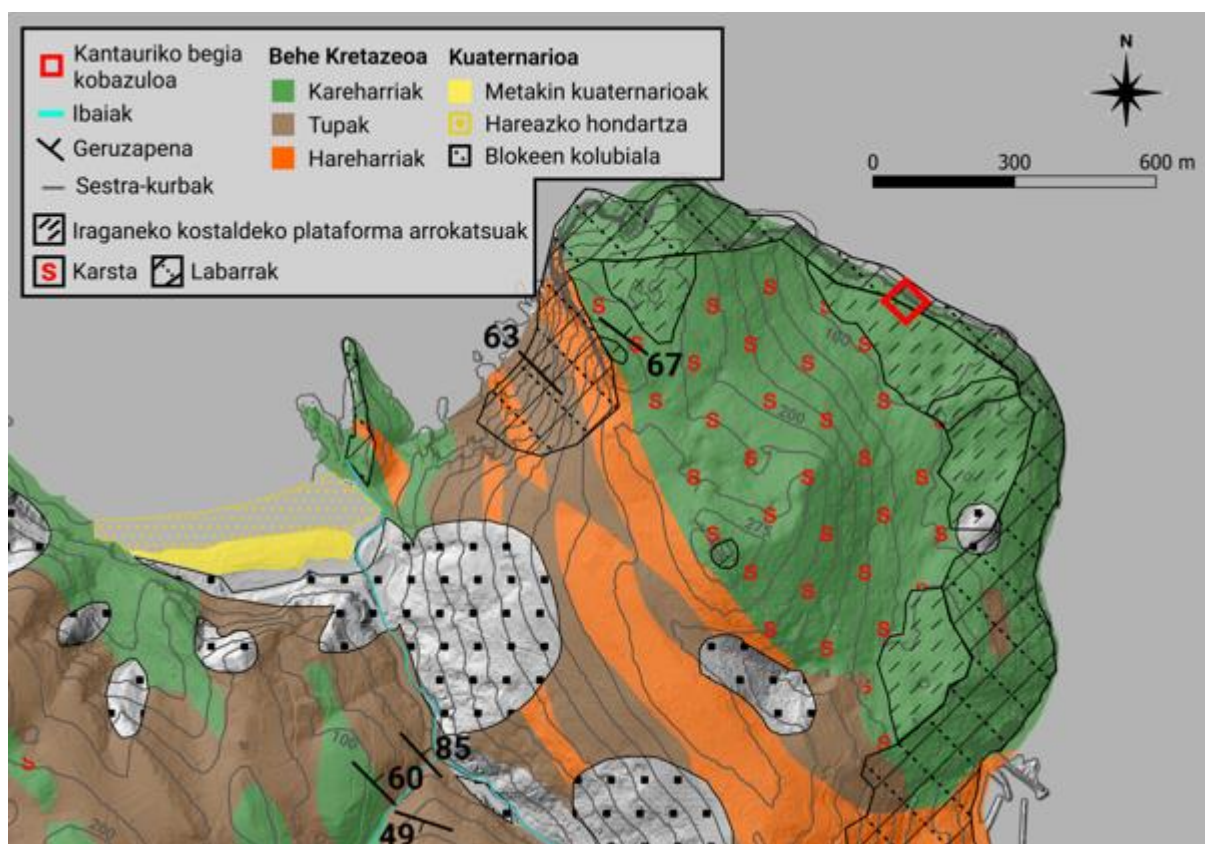
Laidako hondartzan, Laida I kobazuloa Behe Kretazeoko kareharrietan eratua da (43,4035 N, 2,6851 W) (6.32. irudia), gaur egun ca. 6 - 7 m-ko altueran kokatutako galeria bat izanik. Galeriaren erdian, airean zintzilik dagoen espeleotema laminar bat dago, zeina dataziorako lagindu den (LAI-1-ESP-1) (6.36. irudia).



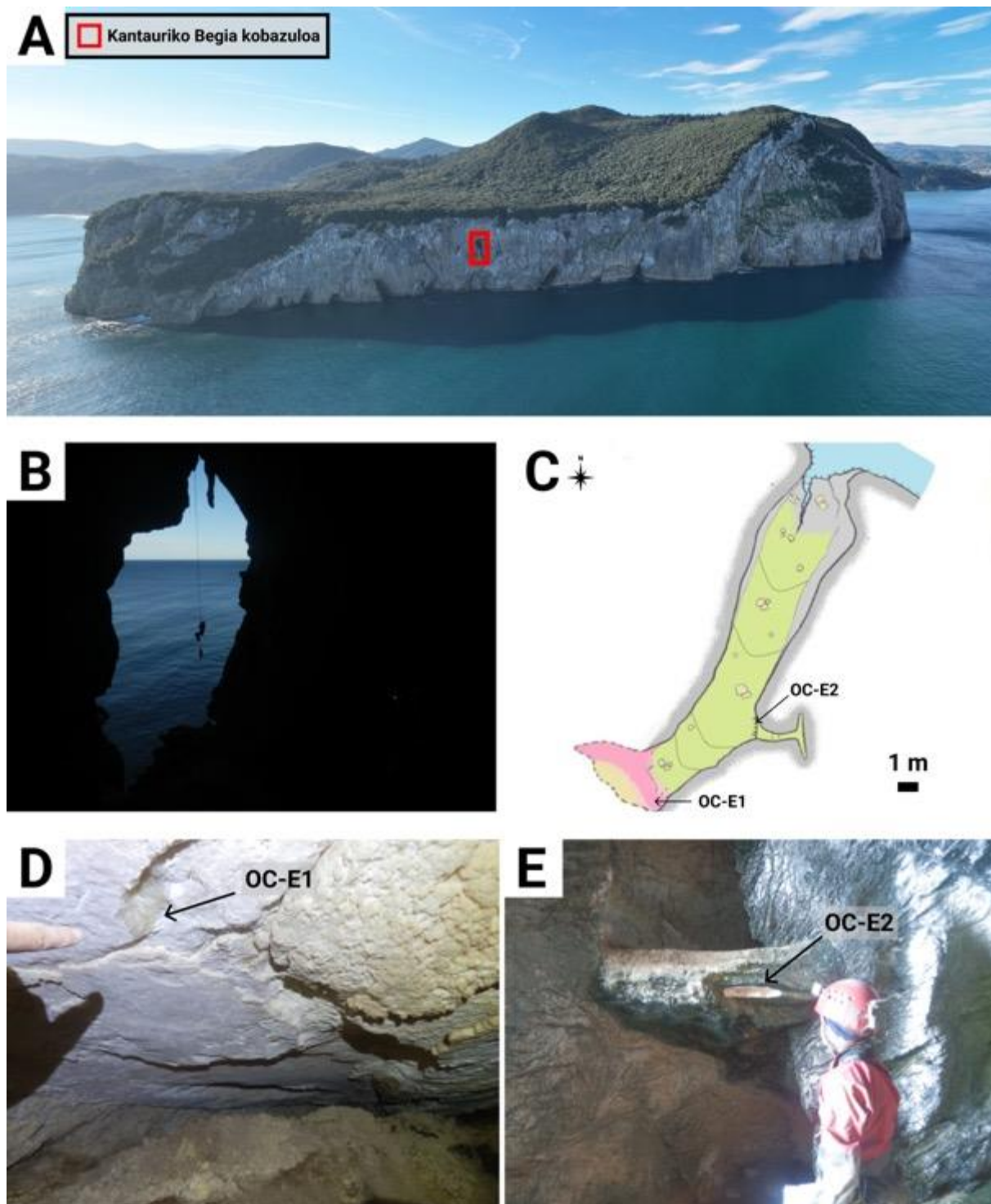
6.36. irudia. A) Laida-I kobazuloaren kokapena. B) Kobazuloaren kokapena eta datatutako espeleotema, airean zintzilik. C), D) Datatutako espeleotema.

6.2.2.3 Kantauriko Begia kobazuloa

Behe Kretazeoko kareharrietan sortutako kobazulo hau Ogoñoko (Elantxobe) itsaslabarrean dago (43,4146 N, 2,6403 W) (6.37. irudia), 50 m-ko altueran, eta itsasotik bakarrik ikus daiteke. 100 m inguruan dagoen iraganeko kostaldeko plataforma arrokatuaren azpian kokatuta dago (IKPA-7) (6.37. irudia; 6.38. irudia). Kobazulora sartzeko beharrezkoa da 50 m-ko *rappel* bat egitea Kantauri itsasoaren gaineko itsaslabarrean (ADES, 2010). Kobazulo honetan bi unitate alostratigrafiko bereizi dira, flubialki garraiatutako legarrekin eta espeleotema laminarrekin (Gorostiza, 2019). Unitate horietatik, bi espeleotema laminar lagindu dira datatzeko (OC-E1 eta OC-E2) (6.38. irudia).



6.37. irudia. Kantauriko Begia kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.

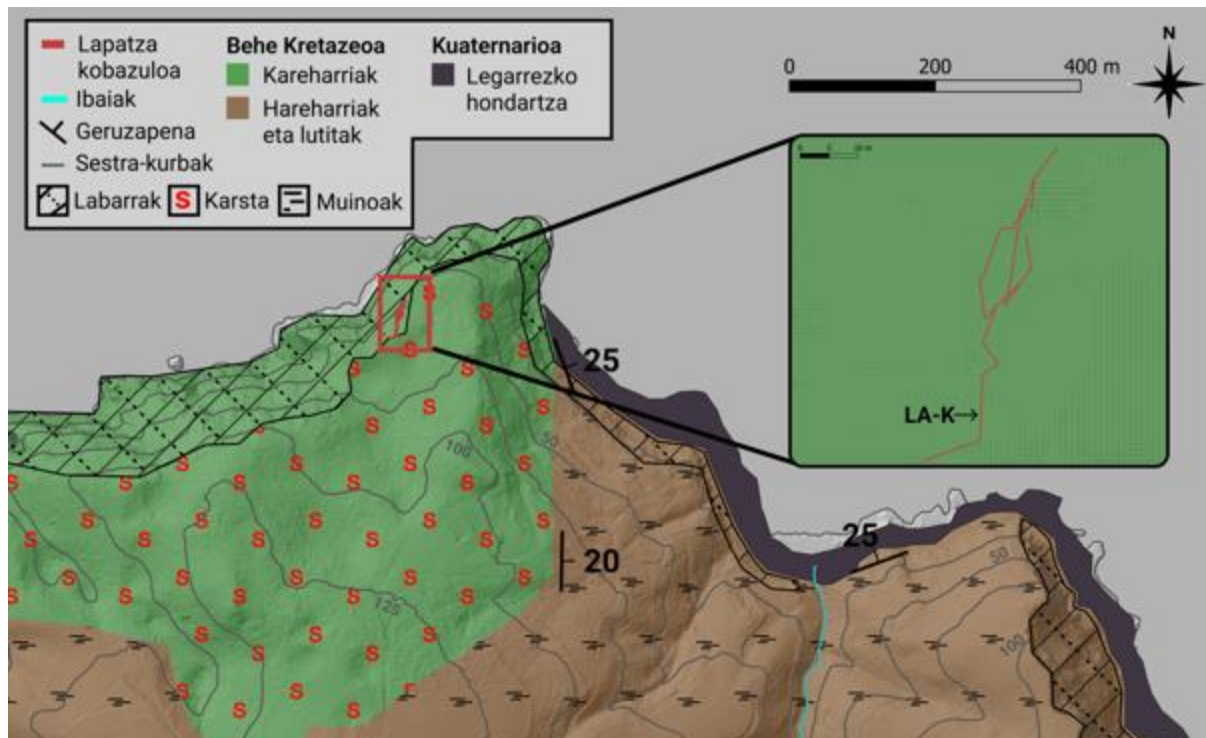


6.38. irudia. A) Kobazuloaren kokapena Ogoñoko labarrean (ADES Espeleologia Elkartearen argazkia). B) Kobazuloaren sarrera. C) Kobazuloaren topografia laginen kokapenarekin (Gorostiza-tik (2019) moldatua). Kobazuloaren topografiari buruzko informazioa ADES Espeleologia Elkartearen bitartez. D) OC-E1 lagina. E) OC-E2 lagina.

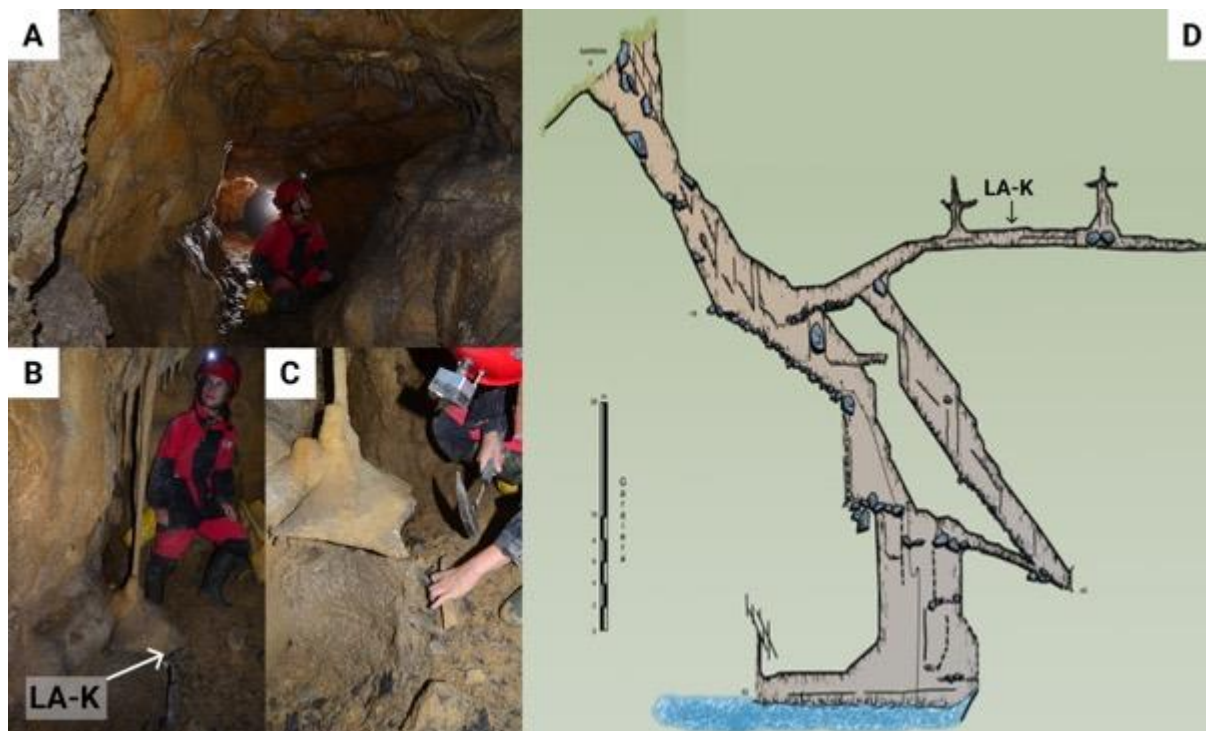
6.2.2.4 Lapatza kobazuloa

Kobazulo hau Ea herrian (Bizkaia) dago, egungo itsasertzean (43,3934 N, 2,6036 W) (6.39. irudia). Kobazuloak erreka baten eraginaren ondorioz sortutako galeria erakusten du, flubialki garraiatutako sedimentuen metaketarekin, eta espeleogenesi eta higadura faseekin (Gorostiza, 2019). Galeria

meandriformean, zintzilik dagoen espeleotema laminar bat behatu eta lagindu da datatzeko (LA-K) (6.40. irudia).



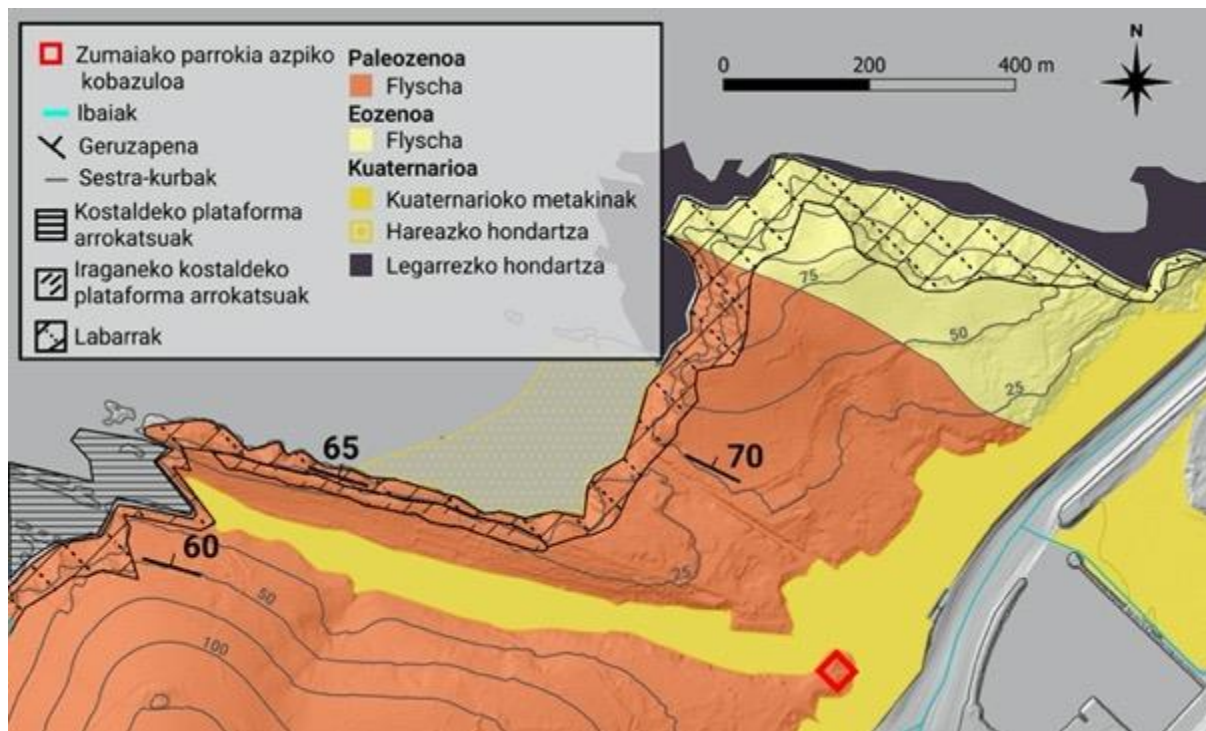
6.39. irudia. Lapatzako kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua. Kobazuloko topografiaren inguruko informazioa ADES Espeleologia Elkarteak helarazia izan da.



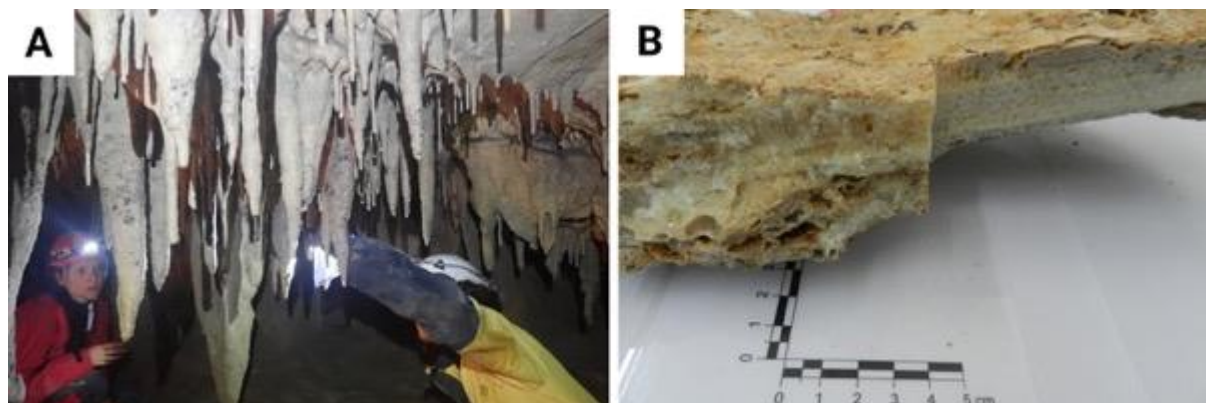
6.40. irudia. A) Galeria meandriformea. B), C) Airean zintzilik dagoen espeleotema laminarra, datazio helburuetarako lagindutakoa. D) Laginaren kokapena kobazuloko topografian. Kobazuloaren topografiari buruzko informazioa ADES Espeleologia Elkarteak eman du.

6.2.2.5 Zumaiako parrokia azpiko kobazuloa

Zumaiako (Gipuzkoa) herriko egungo parrokiaren azpian, Paleozeno eta Eozenoko arrokez inguratuta, (Hilario, 2012) kobazulo txiki bat dago (43,2971 N, 2,2565 W) (6.41. irudia). 4 m inguruko altueran kokatuta dago, ca. 40 m-ko zabalera eta ca. 7 m-ko luzerarekin. Haitzuloan, hainbat estalaktitak eta estalagmita (erantsitako ikatz partikulekin) ikusi dira, sabaian zintzilik dauden *flowstone* motako espeleotema laminarrekin batera (6.42. irudia). Espeleotema laminar horietako bat dataziorako lagindu da (ZPA).



6.41. irudia. Zumaiako parrokia azpiko kobazuloaren inguruko mapa litologiko eta geomorfologiko sinplifikatua.



6.42. irudia. A) Ikatx partikulak erantsita dituzten kobazuloko estalaktitak. B) Lagindutako *flowstone* espeleotema.

6.3 Geokronologia

6.3.1 OEL datazioak

Lumineszentsian oinarritutako datazio metodo hau 4 eremutako sedimentuetan aplikatu da eta zenbait laginek seinale luminiko eta zuritze eskasa izan arren, datu erabilgarriak eman dituzte. Parametroen balio guztiak 6.1. taulan azaltzen dira.

Karraspion, 3 laginetatik 2k (KAR-02 eta KAR-03) lumineszentsia seinale oso eskasa aurkezten dute eta alikuota gutxi batzuek baino ez dituzte gaintu onarpen irizpideak (15/24 eta 3/24 hurrenez hurren). Hori dela eta, bi laginak baztertu egin dira. KAR-01 laginari dagokionez, OEL seinalean osagai azkarra da nagusi. Desintegrazio kurba eta dosi erantzunaren kurba V- irudi osagarrian bistaritzen dira. KAR-01eko OEL neurketak datu fidagarriak ematen ditu: dosi berreskuratzea (%98,1), birziklatze ratioa (1,07) eta berreskuratze datuak (%0,10) onargarriak dira.

Sonabian, laginek seinale luminiko ona erakutsi dute, onarpen irizpideak gaintzen dituzten alikuota kopurua handia izanik (gutxienekoa 19/24-koa izan da). SON-02 laginean alikuotak dosia berreskuratzeko kurbaren gainetik daude, eta, beraz, lagina OELak detektatu dezakeen adin tartetik kanpo dago. Honako hau, garraioan zehar lagina ez delako guztiz zuritu (ibai eta karst eremuetan ohikoa dena), edota sedimentuen iturburu eremua metatze eremutik oso hurbil dagoelako izan daiteke. Kasu honetan, ziurrenik substratutik datozen partikulekin nahasketa bat egon liteke, eta, ondorioz, adin oso zahar horiek eman ditzakete. SON-01en kasuan, gutxieneko adin gisa hartu behar da, ziurrenik zaharragoa baita. D_e -ren inguruko irudiak V-2-5 irudi osagarrietan agertzen dira.

Zabaletxen, seinale luminikoa eta onartutako alikuoten ehunekoa ere altua da (gutxienekoa 45/64-koa izanik). ZAB-05ek ere metodo honen datazio tartea gaintu du, alikuotak dosia berreskuratzeko kurbaren gainetik daudelako. Justu gaineko lagina ca. 164 ka-tan datatu dela kontuan izanda, arraroa litzateke hurrengo laginarekiko adin aldea (datazio metodoaren adin tartetik kanpo). Kasu honetan, ziurrenik substratutik datozen partikulekin nahasketa bat egon liteke, eta, ondorioz, adin oso zahar horiek eman ditzakete. Desintegrazio kurbak eta D_e grafikoak V-6-10 irudi osagarrietan agertzen dira.

Atxuloko bi laginetan, alikuota kopuru handi batek gaintu ditu onarpen irizpideak (40/48 eta 39/48). Desintegrazio kurbak eta D_e grafikoak V-11-12 irudi osagarrietan agertzen dira.

Azkenik Jaizkibelen, adinaren inguruko aurretiazko emaitzek, IEI 5 azken interglaziala baino adin gazteagoak eman dituzte (A. Arrizabalaga, komunikazio pertsonala, 2023ko Apirilaren 3a).

6.3.2 U/Th datazioak

Guztira 17 adin emaitza lortu dira U/Th bidez, 7 gunetan banatuta (6.2. taula). 7 emaitza Ostenderi dagozkio, 2 Atxulori, 1 Gaztelugatxeri, 3 Laidari, 2 Kantauriko Begiari, 1 Lapatzari eta 1 Zumaiako kobazuloari. Emaitza gehienak ez dira baliagarriak izan. Batzuetan errore tarte oso handia izan da, lagin batek adin negatiboa ere eman du, eta beste batzuetan ezin izan da adinik lortu. Hala ere, Kantauriko Begia, Laida eta Lapatza kobazuloetako lagin batzuek eta Ostendeko lagin batek emaitza baliotsua eman dute. Analisisien emaitza guztiak 6.2. taulan ageri dira.

6. Kapituluua: Metakin sedimentarioak eta espeleotemak aire zabalean eta kobazuloetan

6.1. taula. OEL adin emaitzak. PPM= *Parts per million*, parte-kopurua milioiko. n/N= Onartutako alikuotak/Alikuota guztiak. D_e= *Equivalent dose*, dosi baliokidea; OD= *Overdispersion*, gaindispertsioa. SON= Sonabia. ZAB= Zabaletxe. KAR= Karraspio. *Saturatutako alikuotak.

Lagina	Dosimetria						D _e					Adina (ka)
	Ur kantitatea (%)	²³⁸ U kontzentrazioa (ppm)	²³² Th kontzentrazioa (ppm)	⁴⁰ K kontzentrazioa (%)	Dosi kosmiko ratioa (Gy/ka)	Dosi totalaren ratioa (Gy/ka)	Pikor taminaren frakzioa (µm)	n/N	D _e (Gy)	OD (%)	Adin eredua	
SON-01	27,84 ± 2,78	0,7 ± 0,0	3,6 ± 0,1	0,2 ± 0,0	0,144 ± 0,014	0,69 ± 0,052	90-125	19/24	213,7 ± 23,8	31,2 ± 1,4	MAM	310,0 ± 41,8
SON-02	19,50 ± 1,95	1,6 ± 0,0	5,8 ± 0,2	0,1 ± 0,0	0,169 ± 0,017	1,026 ± 0,067	90-125	24/24	967,6 ± 44,2	20,7 ± 0,7	CAM	*
SON-03	26,85 ± 2,68	1,5 ± 0,0	6,5 ± 0,3	0,5 ± 0,0	0,098 ± 0,01	1,094 ± 0,067	90-125	22/24	158,4 ± 11,5	36,2 ± 1,3	MAM	144,8 ± 13,8
SON-04	29,81 ± 2,98	1,5 ± 0,0	4,2 ± 0,2	0,4 ± 0,0	0,162 ± 0,016	0,907 ± 0,058	90-125	20/24	163,2 ± 12,1	27,0 ± 1,1	MAM	180,0 ± 17,7
ZAB-01	26,50 ± 2,65	1,0 ± 0,0	4,1 ± 0,2	0,4 ± 0,0	0,211 ± 0,021	0,946 ± 0,059	90-125	22/24	61,6 ± 4,4	24,8 ± 0,9	MAM	65,1 ± 6,2
ZAB-02	15 ± 5	0,87 ± 0,20	4,58 ± 0,22	0,45 ± 0,02	0,2 ± 0,0	1,03 ± 0,05	90-125	19/24	59,3 ± 2,0	11	CAM	57,6 ± 3,4
ZAB-03	10 ± 5	0,97 ± 0,24	3,35 ± 0,20	0,26 ± 0,02	0,2 ± 0,0	0,84 ± 0,05	90-125	20/24	62,4 ± 2,9	17	CAM	74,6 ± 5,6
ZAB-04	10 ± 5	2,71 ± 0,58	7,52 ± 0,41	0,52 ± 0,03	0,0 ± 0,0	1,54 ± 0,11	90-125	45/64	253,0 ± 9,7	24	CAM	164,7 ± 13,4
ZAB-05	20 ± 5	1,69 ± 0,74	8,50 ± 0,79	0,69 ± 0,06	0,0 ± 0,0	1,38 ± 0,12	90-125	35/45	203,3 ± 14,3	40	CAM	*147,7 ± 16,9
ATX-1	10 ± 5	0,64 ± 0,02	1,69 ± 0,07	0,18 ± 0,01	0,18 ± 0,02	0,57 ± 0,03	90-125	40/48	5,4 ± 0,7	70	CAM	9,2 ± 1,3
ATX-1									3,1 ± 0,5		MAM	5,3 ± 0,9
ATX-2	10 ± 5	0,64 ± 0,02	1,69 ± 0,07	0,18 ± 0,01	0,18 ± 0,02	0,57 ± 0,03	90-125	39/48	2,5 ± 0,3	40	CAM	4,3 ± 0,5
ATX-2									1,8 ± 0,3		MAM	3,0 ± 0,5
KAR-01	23 ± 5	0,70 ± 0,02	1,99 ± 0,08	0,28 ± 0,01	0,16 ± 0,02	0,70 ± 0,05	90-125	24/48	71,0 ± 3,4	19,5 ± 0,8	CAM	101,0 ± 8,9
KAR-02	18,26 ± 1,83	0,6 ± 0,0	1,7 ± 0,1	0,2 ± 0,0	0,153 ± 0,015	0,578 ± 0,05	90-125	15/24	38,6 ± 3,6	40,5 ± 2,1	MAM	66,8 ± 8,5
KAR-03	18,51 ± 1,85	0,6 ± 0,0	1,7 ± 0,1	0,2 ± 0,0	0,175 ± 0,017	0,589 ± 0,051	90-125	3/24	58,7 ± 7,1	43,0 ± 10,9	MAM	99,6 ± 14,8

Kantauriar kostaldeko ekialdearen bilakaera itsas mailaren ikuspegitik

6.2. taula. U/Th adin emaitzak. PPB= *Parts per billion*, parte-kopurua bilioiko. BP= *Before Present*, oraina baino lehen, non oraina 1950 AD urtea lez definitzen den. OST, OBL, EGO, EBO= Ostende kobak. ATX= Atxulo koba. GAZ= Gaztelugatxe koba. LAI= Laida koba. OC= Kantauriko Begia koba. LA= Lapatza koba. ZPA= Zumaiaiko parroki azpiko koba.

Lagina	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppb)	²³⁰ Th/ ²³² Th (atomikoa x10 ⁻⁶)	δ ²³⁴ U* (neurturea)	²³⁰ Th/ ²³⁸ U (aktibitatea)	²³⁰ Th Adina (yr) (zuzendugabea)	²³⁰ Th Adina (yr) (zuzenduta)	δ ²³⁴ U* (zuzenduta)	²³⁰ Th Adina (yr BP) (zuzenduta)
OST-1-ESP	205,5 ± 0,7	760.368 ± 15.348	5 ± 0	128,8 ± 5,5	1,1979 ± 0,0110	8.438.104 ± 111461233735320000000000000000	8.466.699 ± 111411769268406000000000000000	3068368403705	8466630 ± 111411769268406000000000000000
OST-3	623,5 ± 2,0	315.706 ± 6.382	4 ± 0	144,1 ± 4,9	0,1228 ± 0,0014	12.356 ± 155	-1.321 ± 9.759	144 ± 6	-1.390 ± 9.759
OST-4	109,2 ± 0,3	146.209 ± 2.932	5 ± 0	170,1 ± 7,6	0,3773 ± 0,0050	42.016 ± 758	2.695 ± 29.732	171 ± 16	2.626 ± 29.732
OST-5	24,1 ± 0,0	14.939 ± 299	22 ± 0,0	218,7 ± 2,8	0,8370 ± 0,0068	120.315 ± 1.804	105.454 ± 10.764	295 ± 10	105.383 ± 10.764
OBL	48,4 ± 0,1	84.070 ± 1.687	6 ± 0	180,0 ± 3,1	0,5827 ± 0,0051	72.688 ± 937	19.726 ± 42.450	190 ± 23	19.655 ± 42.450
EGO	129,9 ± 1,0	475.526 ± 10.137	4 ± 0	814,1 ± 12,3	0,8377 ± 0,0093				
EBO	47,9 ± 0,1	374.989 ± 7.523	4 ± 0	381,1 ± 3,4	2,1303 ± 0,0131				
ATX-ESP-1	28,6 ± 0,1	19.205 ± 389	8 ± 0	750,9 ± 5,9	0,3359 ± 0,0034	22.879 ± 265	11.345 ± 8.262	775 ± 19	11.276 ± 8.262
ATX-ESP-3	57,7 ± 0,2	325.063 ± 6.568	5 ± 0	426,2 ± 5,3	1,6458 ± 0,0162				
GAZ4.2	179,1 ± 0,4	392.058 ± 7.893	11 ± 0	635,0 ± 4,4	1,4298 ± 0,0065	179.177 ± 2.150	141.406 ± 29.250	946 ± 78	141.337 ± 29.250
LAI-1-ESP-1	92,6 ± 0,2	77.046 ± 1.546	18 ± 0	295,7 ± 3,7	0,8920 ± 0,0044	119.290 ± 1.210	100.498 ± 13.607	393 ± 16	100.429 ± 13.607
LAI-2-ESP-1	137,4 ± 0,4	133.369 ± 2.688	9 ± 0	432,2 ± 6,4	0,5433 ± 0,0047	50.660 ± 617	29.741 ± 15.196	470 ± 21	29.672 ± 15.196
LAI-2-ESP-2	88,8 ± 0,3	64.961 ± 1.310	5 ± 0	404,7 ± 6,8	0,2366 ± 0,0037	19.941 ± 355	3.799 ± 11.610	409 ± 15	3.730 ± 11.610
OC-E1	22,8 ± 0,1	594 ± 12	749 ± 16	197,8 ± 13,4	1,1823 ± 0,0093	303.522 ± 23.071	303.003 ± 22.966	465 ± 44	302.934 ± 22.966
OC-E2	36,5 ± 0,0	6.618 ± 133	85 ± 2	162,3 ± 2,9	0,9339 ± 0,0038	165.742 ± 1.860	161.459 ± 3.520	256 ± 5	161.390 ± 3.520
LA-K	10,9 ± 0,0	15.365 ± 308	18 ± 0	3.707,6 ± 10,7	1,4969 ± 0,0112	39.657 ± 356	31.320 ± 5.979	4.050 ± 69	31.251 ± 5.979
ZPA	28,6 ± 0,1	17.601 ± 353	7 ± 0	707,6 ± 5,2	0,2683 ± 0,0031	18.428 ± 237	7.564 ± 7.772	723 ± 17	7.495 ± 7.772

6.4 Geochronological frameworks of the deposits

Certain ARSP have been well constrained in terms of their age by combining the Optically Stimulated Luminescence (OSL) ages of detrital sediments with the Uranium/Thorium (U/Th) ages of speleothemes.

6.4.1 Karraspio and Ostende deposits

The ages of Karraspio and Ostende provide two different scenarios. Considering the greatest possible age, the deposition of the sand would have taken place just after the MIS 5e highstand, at ca. 110 Ka, and the speleothem would have precipitated at around 115 Ka. Hence the record might correlate with a deposit from the last interglacial. However, taking into account the smallest values, that would give intervals close to the MIS 5c highstand.

On the other hand, the altitude of the deposits would correlate with the first scenario, since during MIS 5e, the sea level reached altitudes of up to 6.6 m (Kopp et al., 2009; Grant et al., 2012), or between 5 and 10 m (Gulev et al., 2021). Deposition during MIS 5c would require a later uplift of the region, which would not concur with most of the coastal deposits suggested to be indicative of the sea level at MIS 5e in the Cantabrian margin (Pedoja et al., 2018; Sainz de Murieta et al., 2021).

In detail, the altitude of the erosive surfaces and the deposits of the Karraspio and Ostende outcrops are easily correlated with the precisely measured deposit in Oyambre beach (Cantabria) (43.3937 N, 4.3354 W) (approximately 90 km west of Ostende), where the erosive surface underlying a basal unit of gravels was measured at an altitude of 6.9 m above the Bilbao Ordnance Datum (BOD) (Sainz de Murieta et al., 2021). Taking into account that the BOD is 2.063 m above the Alicante Datum (Sainz de Murieta, 2016), the altitude of the Oyambre basal unconformity would be set at 4.84 m, very similar to that of the Karraspio area basal unconformity, at around 4.43 m in the western part. The altitude of the gravels at Ostende, ca. 6.15 m a.s.l., would also match the other deposits. Furthermore, the maximum altitude of the marine deposits suggested as being indicative of the sea level at MIS 5e on the Cantabrian margin, varies between 4 ± 1 m and 7.5 ± 2.5 m and in most cases is 6 ± 1 m (Pedoja et al., 2018). Related to our Ostende record, Guilcher (1972) found some gravels at other caves on Ostende beach at 6 m altitude, and proposed an age of MIS 5e age to the deposit. Thus, all these deposits are probably coetaneous.

As regards age, the Oyambre deposit consists of basal gravels, overlaid with beach sands, with aeolian sands on top (Sainz de Murieta et al., 2021). Garzón et al. (1996) dated these sediments at between 20 Ka and 70 Ka using amino-acid racemisation, but the latter date was considered more fitting. Sainz de Murieta et al. (2021) dated the sedimentary deposits using OSL and obtained two different

depositional phases in the unit representing aeolian sands interbedded with thin palustrine organic muds. The first occurred at ~130 Ka, during the onset of the MIS 5e interstadial highstand, and the second at ~100 Ka deposited during the MIS 5c interstadial highstand. Hence, the beach sediment correlates with a MIS 5e record.

The ages for Karraspio do not exactly match with those for Oyambre. The age means they could have been deposited very close to the MIS 5e highstand, at least in part in the regressive stage, during the progradation of the beach facies towards the sea.

Overall, considering the ages and the altitude of the deposits found at Karraspio and Ostende, the most probable scenario is that both records are coetaneous. Hence, the most probable age of these littoral beach and sea cave deposits correlate with the MIS 5e highstand.

The evolution of the Karraspio deposit might be as follows. The basal erosive unconformity and coarse gravel beach deposits formed during the transgression at the beginning of a highstand interval (e.g., Normand et al., 2019b); later, aggradation and progradation of the sandy facies took place during sea level still-stand and sea level fall (after the highstand peak) (e.g., Normand et al., 2019b). At that point, blocks from nearby cliffs also fell and were incorporated within the sand. Finally, the angular blocks eroded from the cliff were deposited (Figure 6.43).

The Ostende outcrop might have evolved in in the following stages (Fig. 9). Acting on a more or less developed network of epigenic conduits, marine erosion influenced the formation of caves and promoted cliff recession, probably taking advantage of mechanical weaknesses such as joints. During the marine transgression and highstand stages, coarse beach sediments were deposited, piling up vertically, inside the coastal cavities to a height of at least ca. 6.2 m a.s.l. Finally, during the subsequent sea level fall, the area emerged again, and the speleothems that cover the marine sediments precipitated, postdating the overall highstand stage and sediments (Figure 6.44).

6.4.2 Atxulo deposit

The age of the OSL confirms that the analyzed sedimentary deposit is of the Holocene. Therefore, it would not be a deposit that corresponds neither to a higher sea level position in the past, as it could be MIS 5e or MIS 11. With this information, the deposit is probably a consequence of very strong storm conditions, with very big waves, that would be able to carry the sediment from the sea and introduce it into the cave and inside the gallery. The data obtained in the submerged area in front of Urdaibai could also support this idea. Martinez (2021) analysed the sediment of the sea bottom at different depths, carrying among other techniques, morphometric measurements. Comparing that data with the current

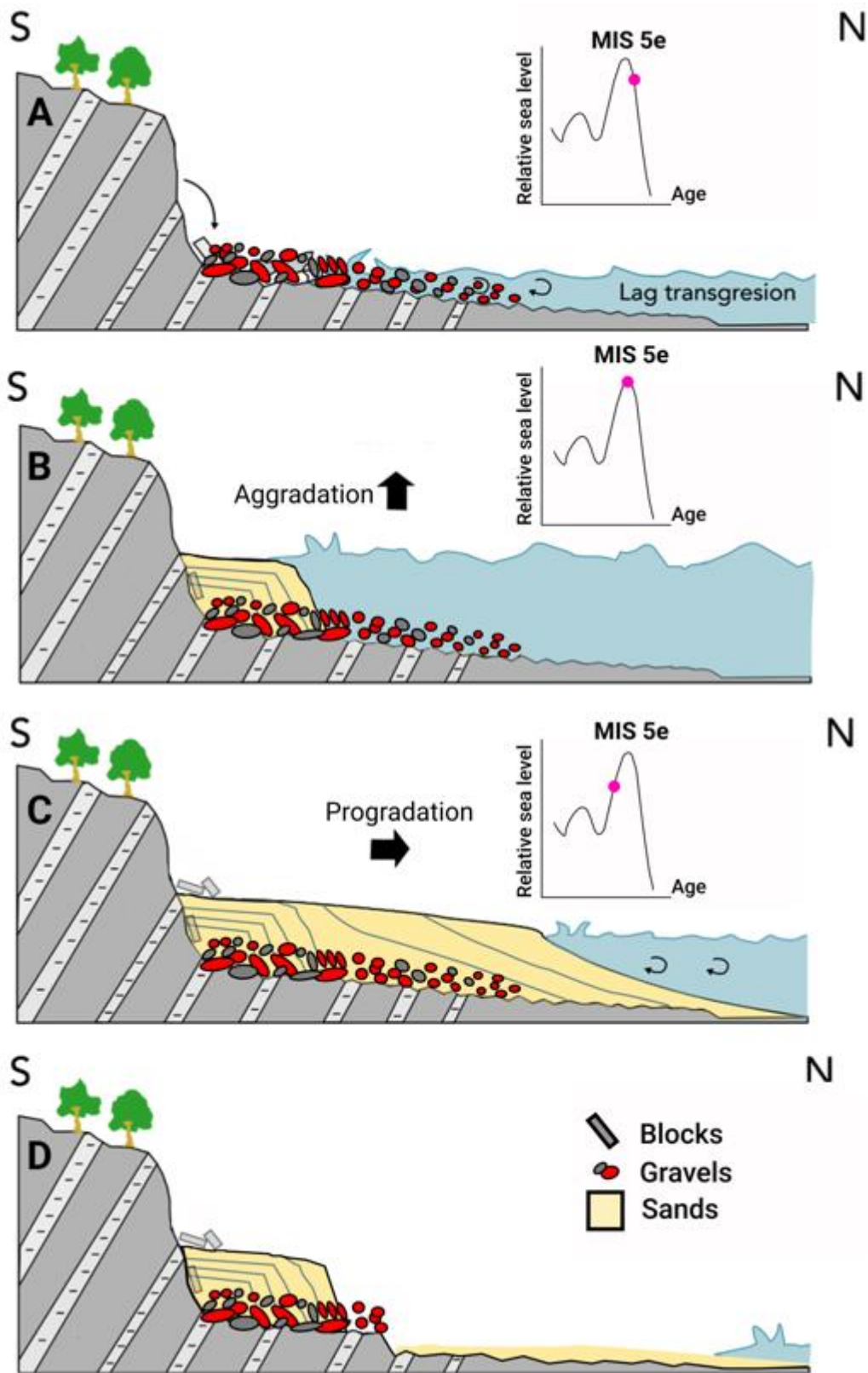


Figure 6.43. Evolutionary stages inferred for the Karraspio outcrop deposit. **A)** Sea level highstand onset, transgression, shore platform and gravel deposit formation. **B)** Highstand peak, sand facies aggradation. **C)** Start of sea level fall and sand facies progradation and later erosion. **D)** Current outcrop situation. Modified from Normand *et al.* (2019b).

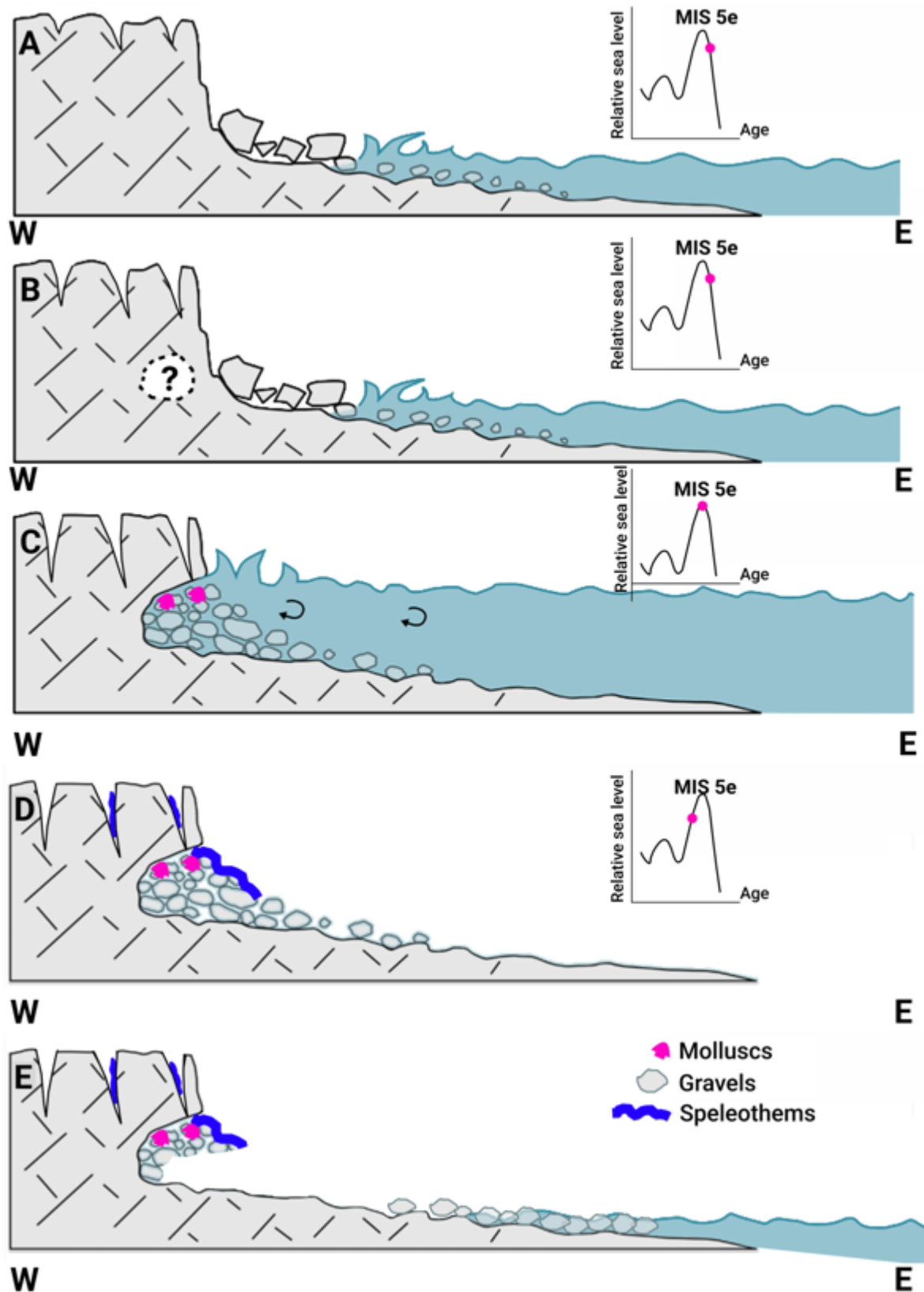


Figure 6.44. Evolutionary stages inferred for the Ostende outcrop. **A)** Sea level highstand onset, transgression, shore platform and gravel deposit formation. **B)** On a more or less developed epigenic conduit, marine erosion influences caves formation. **C)** Gravel and bioclastic sand sedimentation infills the caves. **D)** Onset of regression, sea level fall, coast emersion and speleothem precipitation inside caves. **E)** Current outcrop situation.

emerged samples, in the majority of the parameters, the emerged and submerged samples appear divided very clearly in two groups. However, in the convexity parameter, the sample of Atxulo, is grouped among the submerged samples, which could support the idea that this sediment could have entered in the cave not long time ago during storm episodes.

6.4.3 Sonabia deposit

The results reveal that the sediment deposition took place at various times. In the western trench the most recent age is of ca. 310 ka \pm 40 ka (minimum age) (sand facies 1). Meanwhile in the case of the eastern trench the ages range between ca. 144 and ca. 180 ka (sand facies 2). However, one of the samples gave an out-of-range age, which may be related to a mixing with the substrate particles, which as a consequence could have given those ages.

The acquired ages are significant establishing a new timeline for the formation of the ancient rocky shore platforms and landmass uplift. The sand facies 1, which could have been deposited directly above the ~15/20 m platform, provided minimum ages of ca. 310 ka, which would correspond to MIS 9.

Taking into account certain factors, the surface at ca. 15/20 m could correspond to MIS 11: 1) Considering the height of the MIS 5e platform, the platform at ca 15/20 m could correspond to the previous and highest highstand, MIS 11 (sea level at 6 – 13 m (Gulev *et al.*, 2021)); 2) Additionally, the minimum age of the sample is of 310 ka, with a margin of error of \pm 41.8 could set its age to a moment after MIS 11 highstand; 3) Some of the laboratory analysis support the notion that “sand facies 1” was deposited via aeolian processes. Based on these data, the age of the sands could be set between MIS 9 highstand and MIS 11 highstand, and the sand particles could have been deposited during a period of low sea level by aeolian processes, above the MIS 11 platform. As a consequence, the platforms at higher altitudes must have formed and emerged prior to this event.

6.4.4 Zabaletxe deposit

The age of Zabaletxe deposits was estimated by Mtz. de Lahidalga *et al.* (2012) to range between 300 Ka and 1 Ma, based on the correlation with the rasas in Asturias that had a minimum age of 1-2 Ma (Álvarez-Marrón *et al.*, 2008). On the other hand, Cearreta *et al.* (1990) and Muñoz *et al.* (1990) placed the sediment deposition age of nearby deposits around Muriola in the Upper Pleistocene or earlier. Finally, Rios-Garaizar *et al.* (2018, 2022) conducted a study where they determined the age of the deposits at Aranbaltza. The oldest ages reported in the sequence of Aranbaltza II were of 78.1 \pm 5.8 ka (Rios-Garaizar *et al.*, 2022), while in Aranbaltza III the sequence was dated ca. 137–50 ka.

According to the granulometric data, the horizontal sample that has been dated corresponds to the facies of the initial 1.5 metres that was described by Mtz. de Lahidalga *et al.* (2012). This indicates that there could be about 4 additional meters of sediment beneath the sample that has been dated at 65.1 ± 6.2 ka. The newest age data received from the vertical cores showed that the oldest age acquired went beyond the range of the dating method. This could be due to the sediment being buried at that location during very ancient times. Nevertheless, considering that the sample above was dated approximately 164,000 years ago, we suggest that there may have been some mixing with the substrate, resulting in such an old date. Based on all relevant data, the deposit is at least from the Upper Pleistocene era. However, considering the correlation with Asturian rasas, the formation of the ancient shore platform located approximately 100 metres away may date back possibly at least 1-2 million years ago, so deposit could be much older.

6.4.5 Jaizkibel deposit

The deposition of Jaizkibel occurred prior to MIS 5. Hence, taking into account the altitude of the surface, this would suggest the idea that it is a colluviums deposit, rather than a marine origin record.

6.5 Methodological considerations

Methodologically, the granulometry, X-ray diffraction, stereomicroscope and optical microscope analysis have been usual techniques in order to characterize sedimentary facies (e.g. Arriolabengoa *et al.*, 2015, 2018; Aranburu *et al.*, 2018). Nevertheless, the morphometry analyses have not been used previously many times for this purpose (Sochan *et al.*, 2015; Polo-Díaz *et al.*, 2016; Campana *et al.*, 2016; Martinez, 2021). As exposed by Martinez (2021), in this case this method permitted to go one step further in order to differentiate sedimentary facies that shared very similar characteristics. This has been the case for example of the samples from Zabaletxe, Sonabia and Jaizkibel, where the majority of the particles consisted in quartz grains. This technique permitted to divide broadly these samples, between the ones from Sonabia and Zabaletxe, and the others from Jaizkibel. Nevertheless, it is true that for sediment maturity analysis, the samples should have been analyzed preferably only with detritic particles, without the presence of bioclasts which alter the final signal of the measurements. However, the utility of this technique to differentiate sediments has been positive, obtaining useful information.

6.6 Kapituluaren laburpena

Guztira 14 azalaramendu aztertu dira. Horietatik 6 aire zabaleko guneetan daude, eta 8 kobazuloetan. Aire zabaleko guneei dagokienez, horietako hiruren altitudea 10 m baino txikiagoa da (Karraspio, Errotaberri eta La Arena), eta gainerakoak gorago daude (Jaizkibel, Sonabia eta Zabaletxe), gehienez ~70 m-ko altuerara. Haitzuloei lotuta, horietako hirutan sedimentu endokarstikoak eta espeleotemak deskribatu eta datatu dira (Ostende, Atxulo eta Laida-II), eta 5etan, berriz, espeleotemak baino ez dira datatu (Zumaia Parrokia Azpian, Laida-I, Lapatza, Kantauriko Begia eta Gaztelugatxe).

Horietako 4 gunetan (Sonabia, Zabaletxe, Atxulo eta Karraspio), guztira, 16 OEL adin lortu dira. Horietako batzuek seinale eta zuritze eskasa aurkeztu badute ere, lortutako emaitzak baliagarriak izan dira. Bestalde, guztira 17 adin emaitza lortu dira U/Th-ren bitartez, 7 gunetan banatuta: Ostende, Atxulo, Gaztelugatxe, Laida, Kantauriko Begia, Lapatza eta Zumaia. Emaitza gehienak ez dira erabilgarriak izan. Hala ere, Kantauriko Begia, Laida, Lapatza eta Ostende kobazuloetako lagin batzuek emaitza fidagarriak eman dituzte.

Karraspio eta Ostendeko azalaramenduak hondartzako metakina gisa interpretatu dira, eta, oro har, metakinen adina eta altuera kontuan hartuta, agertokirik probableena bi erregistro horiek denboran zehar koetaneok izatea da. Horregatik, kostaldeko hondartza eta haitzuloko itsas metakin hauen adin probableena IEI 5e itsas maila altuarekin erlazionatzen da.

Atxulo kobazuloaren metakina itsas jatorrikoa da, eta bere adinaren arabera Holozenoan metatu zen. Hori dela eta, sedimentua ekaitz baldintza oso gogorren ondorioa dela iradokitzen da, olatu oso handiekin, itsasoko sedimentua garraiatu eta 19 m-ko kobazuloan eta galerian sartu ahal izango luketenak.

Sonabiako metakineko "1 harea faziesa" eolikoki metatu zela interpretatzen da. Bere adina kontuan hartuta, iradokitzen dugu harea partikulak itsas maila baxuko une batean metatu zitezkeela eolikoki, IEI 11n sortutako iraganeko kostadeko plataforma arroksuaren gainean. "1 harea faziesa" aldameneko kalkareniten dekalzifikazioaren eta "1 harea faziesa"-ren arteko konbinaketaz eratutako sedimentua dela interpretatzen da, ca. 182 ka and 141 ka artean metatu zena.

Zabaletxeko metakina, beste egile batzuek esan bezala, erregistro eolikoa dela iradokitzen da, gutxienez 164 katik aurrera berlandu zena.

Jaizkibelgo metakina kolubiala dela ondorioztatzen da, Arrizabalagak emandako informazioari esker, IEI 5-en ondoren depositatu zena.

Azkenik, Errotaberriko eta La Arenako metakinek ez dute adin daturik. Lehenengoa, batez ere, higadura gainazal oso argi baten gainean dagoen kolubio bat dela interpretatzen da, antzinako garai batean sortu zitekeena itsasoaren maila gaur egun baino altuagoa zenean (dagoen kotagatik (~ 4 m) ziurrenik IEI 5e). La Arenakoa aldiz, itsas jatorrikoa dela iradokitzen da, eta bere altueraren ondorioz (~ 4 m) iraganeko itsas maila altuagoko posizio bati atxikita ere egon liteke, edo azken urteetako ekaitz handi eta olatu handiei.

6.7 Summary of the chapter

In total 14 spots were analyzed. 6 of them have been in open air areas, while 8 have been in caves. Regarding the open air sites, the altitude of 3 of them is less than 10 m (Karraspio, Errotaberri and La Arena), while the rest are deposited higher (Jaizkibel, Sonabia and Zabaletxe) at a maximum height of ~70 m. Related to the caves, in 3 of them endokarstic sediments and speleothems were described and dated (Ostende, Atxulo and Laida-II), while in 5 only speleothems were dated (Zumaia Parrokia Azpian, Laida-I, Lapatza, Kantauriko Begia and Gaztelugatxe).

In 4 of those sites (Sonabia, Zabaletxe, Atxulo and Karraspio), in total, 16 OSL ages were obtained. Even if some of them presented a poor luminescence signal and bleaching, the obtained results have been useful. On the other hand, in total 17 age results were obtained through U/Th, divided in 7 sites: Ostende, Atxulo, Gaztelugatxe, Laida, Kantauriko Begia, Lapatza and Zumaia. Most of the results were not useful. Nevertheless, some samples of Kantauriko Begia, Laida, Lapatza and a single sample in Ostende caves gave reliable result.

The deposits from Karraspio and Ostende have been interpreted as beach deposits, and overall, considering the ages and the altitude of the deposits, the most probable scenario is that both records are coetaneous in time. Hence, the most probable age of these littoral beach and sea cave deposits correlate with the MIS 5e highstand.

The deposit of Atxulo cave is of marine origin, and according to its age it was deposited in the Holocene. Therefore, the deposit is suggested to be a consequence of very strong storm conditions, with very big waves, that would be able to carry the sediment from the sea and introduce it into the cave and inside the gallery at 19 m.

The “sand facies 1” of the deposit of Sonabia is interpreted to be deposited eolically. Taking into its age, we suggest that the sand particles could have been deposited in a low sea level moment eolically, above the ancient rocky shore platform generated at MIS 11. The “sand facies 2” is interpreted to be a product of the mixing between the sediment generated due to the decalcification of the adjacent calcarenites, and the “sand facies 1”, which was deposited between ca. 182 ka and 141 ka..

The deposit of Zabaletxe as stated by other authors, is suggested to be an eolic record, which was reworked since at least 164 ka.

The deposit of Jaizkibel is inferred to be a colluvium deposit, which thank you to the information provided by Arrizabalaga, was deposited after the MIS 5.

Finally, the deposits of Errotaberri and La Arena do not have any age data. The former is interpreted to be mainly a colluvium over a very clear erosive surface, which could have formed in an ancient time when sea level was higher than nowadays (it could correspond to MIS 5e due its altitude (~ 4 m)). The latter is suggested to be of marine origin, and due to its altitude (~ 4 m) it could correspond to a higher sea level position of the past as well, or to a great storminess and big waves during more recent times.



Record of the last interglacial sea level highstand based on new coastal deposits in the Cantabrian margin (Northern Iberian Peninsula)

Peru Bilbao-Lasa^{a,*}, Arantza Aranburu^a, Irantzu Álvarez^b, Miren del Val^c, Hai Cheng^{d,e}, Martin Arriolabengoa^a, Eneko Iriarte^f

^a Department of Geology, Faculty of Science and Technology, University of the Basque Country (UPV/EHU), Sarriena S/n, 48940, Leioa, Spain

^b Department of Graphic Design and Engineering Projects, Faculty of Engineering of Bilbao, University of the Basque Country (UPV/EHU), Rafael Moreno Pitxitxi 2, 48013, Bilbao, Spain

^c National Research Centre for Human Evolution (CENIEH), Paseo Sierra de Atapuerca 3, 09002, Burgos, Spain

^d Department of Earth Sciences, University of Minnesota, Twin Cities, Minneapolis, MN, 55455, USA

^e Institute of Global Environmental Change, Xi'an Jiaotong University, Xi'an, 710049, Shaanxi, China

^f Laboratorio de Evolución Humana-IsoTOPIK, Department of History, Geography and Communication, University of Burgos, Pl. Misael Bañuelos s/n, Edificio I+D+i, 09001, Burgos, Spain

ARTICLE INFO

Keywords:

Sea level highstand
MIS 5 interglacial
Geochronology
Quaternary
Northern Iberia

ABSTRACT

Quaternary sea level fluctuations have been responsible for significant remodelling of coastal landscapes, generating distinctive sea level indicators at different positions and altitudes that are still visible today. Raised coastal deposits are among the characteristic features of significant value in reconstructing the tectonic and sea-level history of the areas in which they are preserved. To date, few remnants of Quaternary coastal deposits have been described and directly dated along the coast of the Cantabrian margin (on the north of the Iberian Peninsula). In this work, two new deposits located in the towns of Castro-Urdiales and Mendexa were analysed and dated using U/Th geochronology and Optically Stimulated Luminescence. Considering the ages and altitudes of these deposits, it seems most likely that they correlate to the Marine Isotope Stage (MIS) 5e. Furthermore, the data acquired suggest that most of the Cantabrian margin underwent a similar tectonic evolution, with no significant tectonic uplift, since at least MIS 5e.

1. Introduction

The Quaternary represents an icehouse interval in geological history, characterized by climate fluctuations between warm and cold periods and significant variations in icecap volumes, resulting in major oscillations in sea levels (e.g., Emiliani, 1955; Shackleton and Opdyke, 1973; Grant et al., 2012; Gulev et al., 2021). This variability in the sea level, combined with tectonic effects, has modelled the coastal landscape, generating a number of characteristic sea level indicators distributed across different locations and elevations over time. Some of these features, such as marine terraces or rasas, are erosive; others are depositional, such as beach ridges; and others, such as coral reef terraces, can be constructive (Pedoja et al., 2011, 2014). In several parts of the world, the coastal sector also presents a staircase morphology, due to a combination of sea level variations and sustained tectonic uplift (Pedoja et al., 2014) both local or regional (e.g., Cerrone et al., 2021a).

Most of the studies of such morphologies along the Cantabrian margin performed to date have focused on the Asturias region. In contrast, relatively little research has been conducted in the eastern region, particularly on the Basque coast. Moreover, there is a scarcity of published studies of coastal deposits, particularly accompanied by accurate height measurements and numerical age chronologies. The examination of novel coastal deposits therefore presents a significant opportunity to acquire valuable insights into the sea level dynamics and tectonic evolution of the region.

The Cantabrian margin (situated in the northern region of the Iberian Peninsula and the south of the Bay of Biscay) is characterized by having a narrow coastal fringe flanked by mountainous relief. In the central region, specifically along the Asturias coast, mountains of over 2500 m in height are found at a distance of 50–70 km from the shoreline (Álvarez-Marrón et al., 2008). Along the eastern Basque coast, the maximum elevation is 1500 m, situated within a maximum distance of

* Corresponding author.

E-mail address: peru.bilbao@ehu.eus (P. Bilbao-Lasa).

<https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.105096>

Received 15 February 2023; Received in revised form 14 July 2023; Accepted 8 August 2023

Available online 9 August 2023

0278-4343/© 2023 Published by Elsevier Ltd.

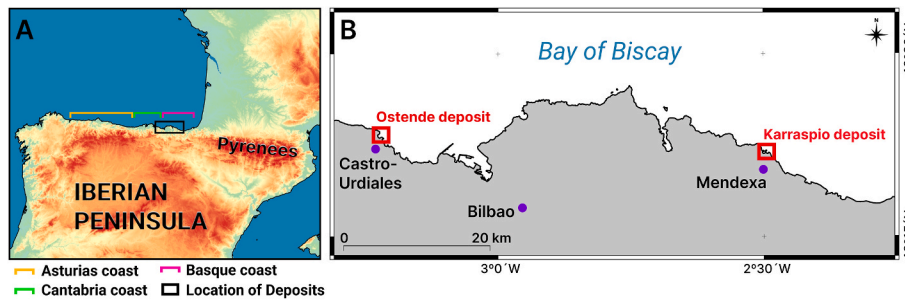


Fig. 1. A) Location of the deposits on the north coast of the Iberian Peninsula, along the Cantabrian margin. B) Location of the studied deposits, Ostende and Karraspio outcrops, with indication of nearby urban settlements. Rectangles indicate areas enlarged in Fig. 2.

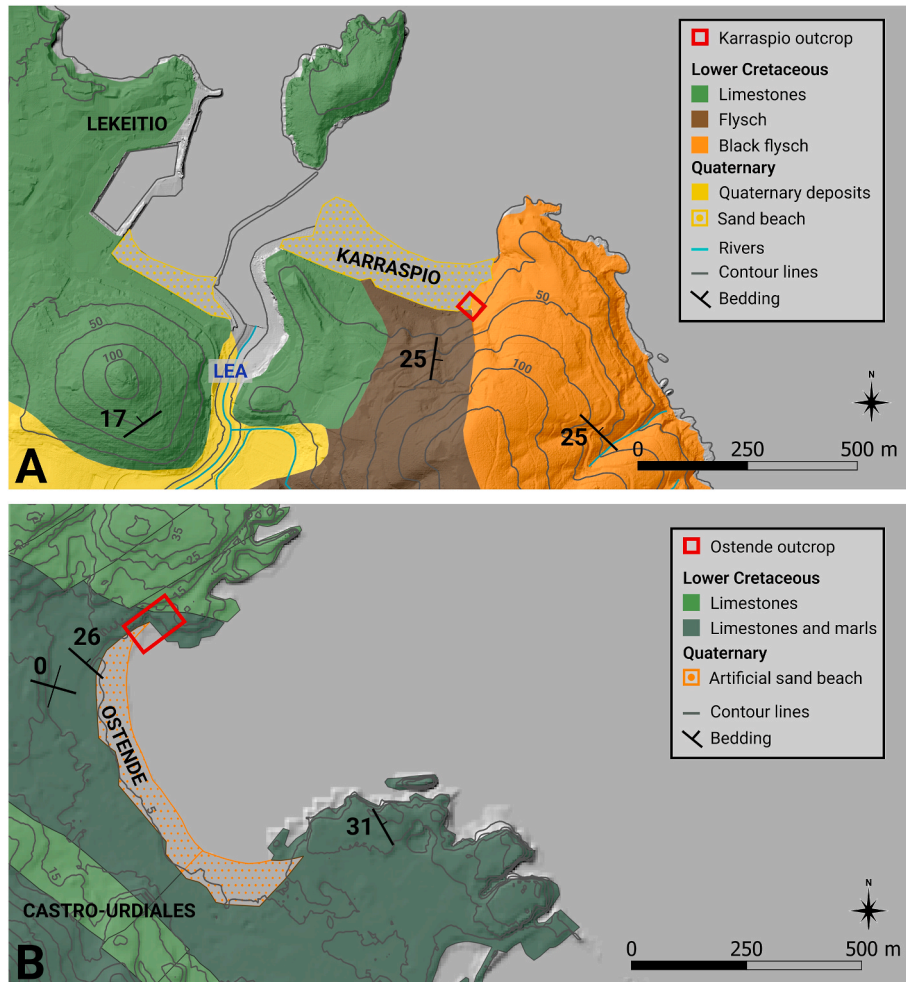


Fig. 2. A) & B) Schematic lithostratigraphic maps of the Karraspio (Source: Geoeuskadi at www.geo.euskadi.eus/hasiera/) and Ostende (Source:© Gobierno de Cantabria at www.cantabria.es) areas.

70 km from the coastline (Aranburu et al., 2015). These reliefs represent the western continuation of the Pyrenees and were uplifted during the Alpine orogeny (from Late Santonian to Middle Miocene times) (Alonso et al., 1996; Pulgar et al., 1996; Rosenbaum et al., 2002; Ábalos, 2016). In general terms, the Cantabrian coastal zone is characterized by the prevalence of erosional features, with several marine terraces and rasas located at varying elevations (up to 350 m a.s.l.). The degree of degradation of these features varies depending on factors such as the nature of the substrate, the exposure time and the erosional agents that have acted on them (e.g., Flor and Flor-Blanco, 2009; Moreno et al., 2009; Aranburu et al., 2015). Among the authors who previously studied some of these

erosional features, Mary (1983) inferred a Miocene-Pliocene age for several “planation” surfaces in Asturias, situated between 60 and 260 m above sea level; Edeso et al. (2014) suggested that the erosive surface at 220–250 m a.s.l. could be Early Pleistocene or Pliocene in age, whereas the surface at 30–40 m a.s.l. might correspond to Middle or Early Pleistocene; Alvarez-Marrón et al. (2008), using multiple cosmogenic nuclides, determined a minimum age of 1–2 Ma for the rasa, whose shoreline angle is located at between 100 m and 220 m, on the western coast of Asturias.

Along the coastline of Asturias, cliffs frequently present heights of 5–50 m, exceeding 120 m at certain locations (Domínguez-Cuesta et al.,

2019), while on the Cantabrian and Basque coasts the cliffs are typically more than 20 m in height (Bruschi and Remondo, 2019). Interspersed between the cliffs are numerous estuaries and beaches, which along the Basque coast cover up to 10% of the littoral zone (Galparsoro et al., 2009).

The most significant past sea-level positions inferred along the current coastline area are those correlated with Marine Isotope Stage (MIS) 11 (ca. 424–395 ka ago, when sea level reached 6–13 m a.s.l.) (Gulev et al., 2021) and MIS 5e (ca. 129–116 ka ago, when sea level reached 5–10 m a.s.l.) (Gulev et al., 2021). Very few ancient coastal deposits have been described and directly dated along the entire Cantabrian margin coastal area (Pedoja et al., 2018; Sainz de Murieta et al., 2021).

In this work, we provide a detailed description of facies and geochronological data for two new deposits of ancient coastal sediments. By introducing novel information, this research contributes to the comprehensive understanding of Quaternary relative sea level fluctuations, tectonic history, and coastal landscape evolution along the Cantabrian margin.

2. Geographical and geological context

The two sedimentary deposits analysed in this work are located in the municipal areas of Castro-Urdiales and Mendexa, respectively, in the vicinity of the city of Bilbao (Basque Country) (Fig. 1).

The Karraspio outcrop is located in the coastal village of Mendexa (Bizkaia), 40 km to the east of Bilbao, to the southeast of Karraspio beach (43.3622 N, 2.4917 W). Karraspio (Fig. 2A) is a beach bounded by cliffs to the south, by a headland to the east, and by the Lea River estuary to the west. Two different bedrock units are present in this coastal area: a) Lower Cretaceous micritic limestones with rudists and corals mainly to the west of the Lea River estuary (Agirrezabala and García-Mondejar, 1992); and b) Lower Cretaceous (Albian) siliciclastic “Black Flysch”, sandy turbidites and black lutites to the east of the Lea River (EVE, 1986; Agirrezabala, 1996). The black lutite intervals enclose red coloured iron oxide-rich strata with abundant diagenetic iron oxide nodules (Hilario, 2012).

Geomorphologically, the town of Lekeitio, located to the west of the Lea River, sits on an ancient rocky shore platform (Fig. 2A). There are also some pinnacle karsts at a higher altitude, which might be remnants of older rasas and marine terraces (Aranburu et al., 2015).

The second outcrop studied, Ostende, is located to the west of the artificial Ostende sand beach (created in 1991) (Elorza et al., 2019) (43.3892 N, 3.2259 W) in Castro-Urdiales (Cantabria), in the caves located next to the stairs leading to a small pebble beach (Fig. 2B). The bay is surrounded by cliffs formed on micritic limestones, more or less bioclastic (packstone/rudstone), and marls of Lower Cretaceous age (Olivé Davó and Ramírez del Pozo, 1982; Rosales, 1995). The limestone unit has a planar erosive surface at its top, at around 9.8 m a.s.l., interpreted as an ancient rocky shore platform (Elorza et al., 2019). Within these limestones there are several caves with entrances at the present sea level. According to Elorza et al. (2019) they may have developed through the effect of a combination of sea and meteoric water, although no diagnostic indicators (Lace and Mylroie, 2013) have been described that would enable them to be classified as flank margin caves. The caves present several detrital and speleothem deposits above present sea level. The base of the littoral caves and the adjacent small beach is currently covered in well-rounded pebbles of centimetric and decimetric size, which have the same lithology as the surrounding limestones.

3. Materials and methods

As an initial step, field work was conducted, consisting of description and sampling of several stratigraphic logs. This process enabled the stratigraphic features and facies in the records studied to be identified and characterized. Additionally, a Leica GS18 T GNSS receiver was used

to determine accurate elevation of the deposits studied, relative to the mean sea level at the Spanish altitude datum in Alicante.

The sediment and rock samples were analysed sedimentologically and petrologically, using grain size analyses and examination of thin sections, to effectively characterize their (micro) facies and mineralogical composition.

The thin sections were made in the laboratory of the Geology Department at the University of the Basque Country (UPV/EHU). They were analysed using a petrographic microscope, model Olympus BX50. The samples were described visually using a stereomicroscope, model Nikon SMZ 745T. Photographs were obtained using a Nikon Digital Sight DS-U3 camera and the NIS-Elements D software.

Grain-size analyses of the fine sediment fraction (<1 mm) were performed using a Beckman Coulter LS 13320 MW laser particle-size analyser. Additional granulometric data was obtained for the samples dated via Optically Stimulated Luminescence (OSL), since they were also wet sieved.

Dating techniques were also employed to determine the age of the deposits. Two different dating methods were applied, according to the type of deposit. In the case of the unconsolidated siliciclastic terrigenous sediments (sands and silts), OSL dating was completed in the Luminescence Laboratory of the National Centre of Human Evolution (CENIEH) in Burgos, Spain. Three samples were collected using opaque PVC tubes (diameter 70 mm) for OSL dating from the Karraspio deposit, KAR-01, KAR-02 and KAR-03. Sample preparation was performed under red-light conditions. The outer 2 cm of sediment from the tube ends were removed to get rid of any possible grains exposed to sunlight. Sample preparation included wet sieving to the target grain size (90–125 µm), chemical treatment with HCl (32%) and H₂O₂ (10%) to remove carbonates and organic matter respectively, heavy liquid density separation (2.70 g/cm³, 2.62 g/cm³), HF treatment (40% during 40 min) and a subsequent HCl treatment, and a final dry sieving.

Luminescence measurements were carried out using a Risø TL/OSL DA20 reader equipped with bialkali EMI 9235QB15 photomultiplier tubes and 90Sr/90Y beta source (dose rate of ~0.10 Gy/s). Stimulation used blue light (470 nm). Quartz grains were mounted on stainless steel discs and fixed using a 2 mm patch of silicone oil. Single Aliquot Regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000) was performed on Samples KAR-01, KAR-02 and KAR-03 on 24–48 multi-grain (MG) aliquots (2 mm) for OSL dose evaluation. A preheat plateau test with increasing temperatures between 180 °C and 280 °C (held for 10 s) was applied. Dose recovery tests with the selected temperature were performed on 4 aliquots of each sample. UV-bleaching for dose recovery tests was performed in a Hönle SOL solar simulator for 24 h. Infrared (IR) depletion assessments were also conducted. Acceptance criteria for Equivalent Dose (D_e) determination of OSL measurements included IR depletion ratio (<10%), recycling ratio (<10%), recuperation (<10%), sensitivity change (<10%) and natural normalized signal (Lx/Tx) above saturation of the DRC (D_e < 2*D₀) (Murray and Wintle, 2000). Accepted/rejected D_e values were discriminated using Analyst 4.57 (Duller, 2015). An interpolation of the natural sensitivity-corrected signal (Lx/Tx) onto the DRC fitted using a sum of two exponential functions was used. Final D_e values were estimated following the Central Age Model (CAM) (Duller, 2008; Galbraith and Roberts, 2012).

Dose rate and age calculations were performed with DRAC v1.2 (Dose Rate and Age Calculator, Durcan et al., 2015), using U, Th and K concentrations of the raw sediment determined by ICP-MS/OES analyses, and the following parameters: dose rate conversion factors from Guérin et al. (2011), alpha and beta grain size attenuation factors from Brennan et al. (1991) and Guérin et al. (2012), water content attenuation from Aitken and Xie (1990) and etching attenuation factors from Brennan (2003). Cosmic dose rate was calculated following Prescott and Hutton (1994) considering depth, altitude and longitude and latitude. Long-term water content was based on the present-day content measured for each sample, with an associated absolute error of ±5%. Luminescence age estimates are given at 1σ.

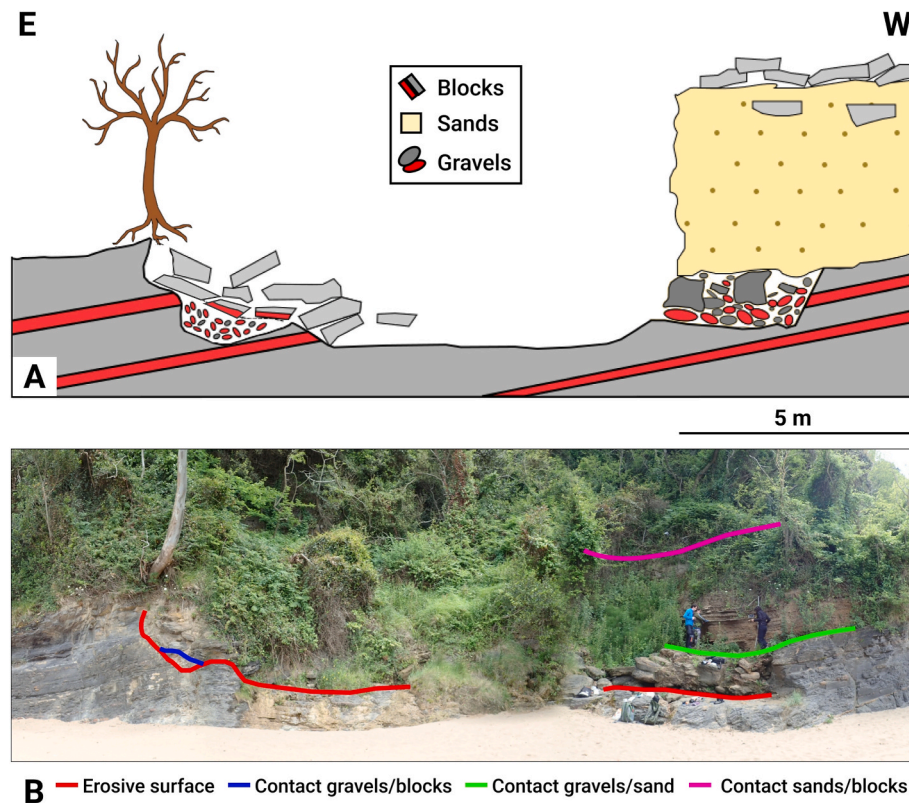


Fig. 3. A) Stratigraphic sketch of the Karraspio outcrop, and its main sedimentary facies. B) General view of the outcrops sketched in A).

The radiometric U/Th dating method was used to date the speleothems. The ^{230}Th dating work was performed at the Isotope Laboratory, Xi'an Jiaotong University using multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometers (MC-ICP-MS) (Thermo-Finnigan Neptune-plus). Standard chemistry procedures were used to separate U and Th for dating (Edwards et al., 1987). A triple-spike (^{229}Th – ^{233}U – ^{236}U) isotope dilution method was employed to correct for instrumental fractionation and to determine U–Th isotopic ratios and concentrations. The instrumentation, standardization and half-lives are reported in Cheng et al. (2000) and Cheng et al. (2013). All U–Th isotopes were measured on a MasCom multiplier behind the retarding potential quadrupole in the peak-jumping mode. Similar procedures were followed for characterizing the multiplier as those described in Cheng et al. (2000). Uncertainties in U–Th isotopic data were calculated offline at 2σ level, including corrections for blanks, multiplier dark noise, abundance sensitivity, and contents of the same nuclides in spike solution. Corrected ^{230}Th ages assume the initial $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ atomic ratio of $4.4 \pm 2.2 \times 10^{-6}$, the values for a material at secular equilibrium with the bulk earth $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ value of 3.8.

4. Results

4.1. Karraspio outcrop

4.1.1. Stratigraphy and facies description

In the Karraspio area, the sedimentary succession studied lies discordantly above the Upper Cretaceous “Black Flysch” unit. Overlying the basal erosional surface is a fining-upward succession of gravelly and sandy facies, which allows subdivision into a basal part mainly composed of clast-supported gravels, and an upper part in which the sandy facies predominate (Fig. 3).

The erosive contact is an irregular and smooth angular unconformity, carved into the “Black Flysch” sandstones and lutites, which creates an incision in the rock. The angular unconformity has an elevation

of 4.43 m in the western part.

The basal gravel and blocks level has a thickness of ca. 1 m. It is made up of well-rounded clast-supported gravels with variable amounts of sandy matrix and some blocks. At the base of the gravel layer, decimetric (~15–30 cm) cobbles are common, while further up, the size decreases to centimetric granules and pebbles (usually <5 cm). Most of the granules and pebbles are reddish coloured iron-oxide rich nodules (a not very consolidated grey lutite covered with an iron rich layer) but there are also rounded sandstone fragments (Fig. 4). In the eastern area of the outcrop, well rounded centimetric pebbles, red nodules, with variable sandy matrix, lie over the smooth erosional basal surface (Fig. 4), but there are no decimetric pebbles. This coarse sediment layer pinches-out laterally to the west, from a maximum thickness of around 40 cm (Fig. 4).

Above the basal gravel unit, at approximately 5.7 m a.s.l., a ca. 4 m-thick sand unit is preserved in the western area of the outcrop. The sand layers show subhorizontal bedding, with some cemented areas and some unconsolidated parts where the sand disaggregates easily (Fig. 4). Three samples from the basal area of the sandy unit were taken for analysis and numerical dating of the sediments: KAR-01 (at 25 cm from the base of the sandy unit); KAR-02 and KAR-03 (at 85 cm from the base).

All the samples showed unimodal granulometric distributions, most of the particles being defined as medium sand. Overall, Samples KAR-02 and KAR-03 had a slightly coarser mean grain size than KAR-01 (Supplementary Tables 1 and 2).

The mineralogical composition of the sandy facies is mixed, with carbonate grains and variable siliciclastic content. Overall, the main particles observed under the stereomicroscope were detrital. Within the carbonate grains there are both skeletal grains (fossil and fossil fragments) and non-skeletal grains (peloids). Among the skeletal grains, 3 types of bioclasts were detected: echinoderm spicules; benthic marine foraminifera (*Elphidium* sp. (Montfort, 1808), specifically *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)) and bivalve and/or brachiopod shell fragments. Bioclasts of algae (presumably red) and micritic peloids were also

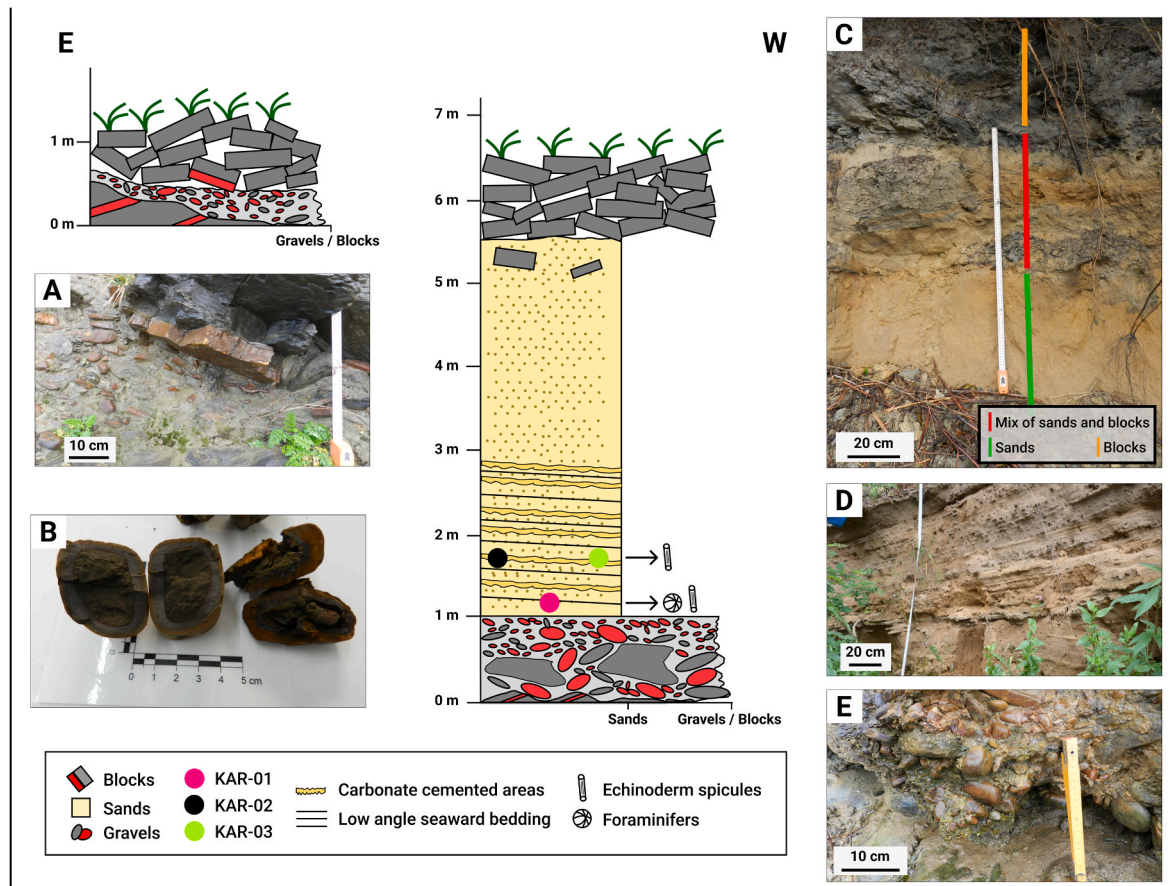


Fig. 4. Stratigraphic columns and sediment photographs of the Karraspio outcrop. A) Eastern area gravels and blocks. B) Red iron oxide-rich nodular gravels from the eastern area. C) Block-containing sand unit in the western area. D) Sandy unit in the western area. E) Gravel unit in the western area.

observed in thin section. The peloids appear to correspond to micritized algal fragments and/or lithoclasts from the outcropping marls. Foraminifera are only detected in the basal sample (KAR-01). In KAR-02 and KAR-03, the quantity of bioclasts is even smaller; no foraminifera were observed, and only bivalve or brachiopod shell bioclasts and echinoderm spicule fragments were observed (Fig. 5).

The most abundant siliciclastic particles are detrital quartz grains (monocrystalline and polycrystalline) sometimes including the original silica cement (quartz overgrowths from the parent sandstone rock) (Fig. 5), zircon grains, and lithoclasts (black siltstone, sandstone and marls) from the Cretaceous bedrock units.

The sedimentary matrix is very scarce or absent, resulting in a grain supported texture, locally cemented by thin and discontinuous calcite cements. Throughout the entire sandy sequence, the main petrological differences are marked by variable calcite cementation. In the weakly cemented sandy facies, meniscus calcite cement is precipitated at grain contacts. However, where the entire porosity is filled with calcium carbonate, isopachous cements of bladed crystals coating grains, syntaxial overgrowth cement on echinoids fragments, an equidimensional sparite mosaic and large poikilotopic calcite crystals are observed (Fig. 5).

The sandy unit is overlain by a ca. 50 cm-thick sand-dominated interval that contains some angular and subangular blocks eroded from nearby rock formations. Finally, the uppermost unit is composed of blocks from the adjacent rock formations, i.e., black lutites from the “Black Flysch” unit. This facies was also observed in the eastern part of the Karraspio outcrop, with metre-scale angular blocks directly overlying the basal gravels (Fig. 4).

4.1.2. Interpretation of the record

The deposits from the Karraspio outcrop are preserved in a beach indentation that was eroded into the cliffs. This area probably represented a small pocket bay that has fostered accumulation and conservation of the marine deposits to the present day (marine embayments).

From the sedimentological data, a deposit of marine origin can be inferred. The presence of marine benthic assemblages with foraminifera *Elphidium* sp. (Montfort, 1808) (which are usually related to shallow water depths (e.g., Murray, 1991a,b; Levy et al., 1995; Mendes et al., 2004)) and specifically *Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758) (which has been one of the identified foraminifera in beach environments in the Cantabrian margin and other areas (e.g. Pascual, 1984; Pascual and Martin-Rubio, 2004; Martínez-García et al., 2013; Pascual and Martínez-García, 2022; Lapietra et al., 2022)), echinoderm spicules and bivalve and/or brachiopod shell fragments in the sandy facies corroborate its coastal character. Moreover, the transition from basal gravels to sandy facies overlapping a metre-scale erosive surface, is found frequently in other coastal records from the literature, as a beach sequence or as prograding marine terrace deposits (e.g., Catuneanu et al., 2011; Roussé et al., 2012; Tamura, 2012; Normand et al., 2019a; Schulz et al., 2018; Cerrone et al., 2021b). Clast-supported gravels are transported and deposited by high energy waves in cliff-bottom beach deposits. They commonly form lenses and layers of oligomictic gravels, mainly composed of nearby outcropping stable, resistant, coarse clasts, which in the Karraspio area correspond to sandstone clasts and iron oxide-rich nodules. The cemented sandy facies with parallel and sub-horizontal seaward dipping lamination is typical of swash zone foreshore deposits (e.g., Roussé et al., 2012; Normand et al., 2019a). In a deeper shoreface, one would expect to observe cross-bedded sands due to ripple activity or hummocky stratifications (Dashtgard et al., 2021).

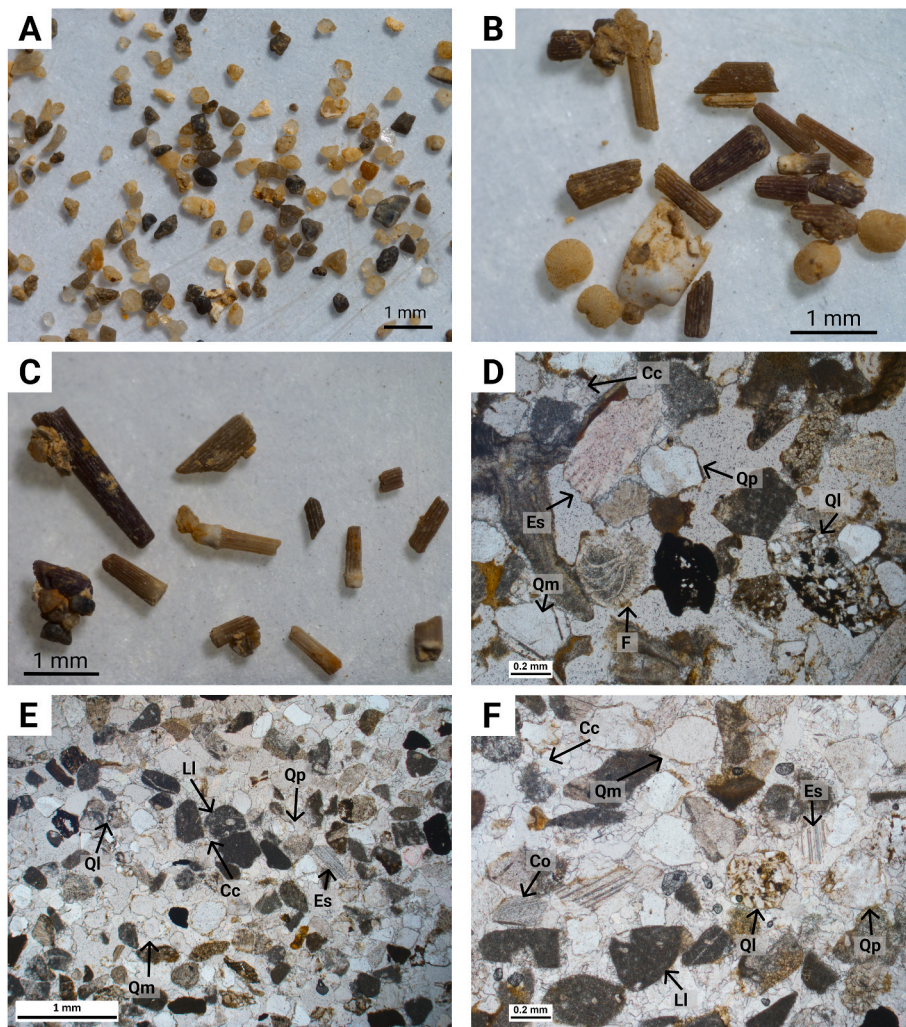


Fig. 5. Sandy sediment facies at Karraspio outcrop. A), B), C) Stereomicroscope views of sands. A) General view of Sample KAR-01. B) Bioclasts from Sample KAR-01. C) Bioclasts from Sample KAR-03, echinoderm spicule fragments. D), E), F) PPL thin section photographs of Samples KAR-01, KAR-02 and KAR-03 respectively. Cc = Carbonate cement. Q_p = Polycrystalline quartz. Q_m = Monocrystalline quartz. Q_l = Lithoclast with quartz. Ll = Limestone lithoclast. Co = Calcite overgrowth. F = Foraminifer. E_s = Echinoderm spicule.

Table 1

Summary of OSL results on quartz grains for Sample KAR-01, including dosimetry calculations, D_e value and final age. n/N = number of aliquots that passed SAR acceptance criteria/total measured aliquots; De = Equivalent dose; OD = Overdispersion; CAM = Central Age Model.

Sample	KAR-01	
Dosimetry	Water content (%)	23 ± 5
	²³⁸ U concentration (ppm)	0.70 ± 0.02
	²³² Th concentration (ppm)	1.99 ± 0.08
	⁴⁰ K concentration (%)	0.28 ± 0.01
	Cosmic dose rate (Gy/ka)	0.16 ± 0.02
	Total dose rate (Gy/ka)	0.70 ± 0.05
	D_e	Grain size fraction (μm)
n/N		24/48
D _e (Gy)		71.0 ± 3.4
OD (%)		19.5 ± 0.8
Age Model		CAM
Age	CAM age (ka)	101.0 ± 8.9

Backshore sands, on the other hand, are dry under normal conditions, and are only exposed to waves in exceptional high tide and storms events (Bird, 2008). The backshore usually presents near-horizontal or gently landward dipping lamination (e.g. Bird, 2003, 2008; Murray-Wallace and Woodroffe, 2014). Hence, the sandy facies observed in the Karraspio area is interpreted as a shallow swash zone foreshore deposit with typical seaward-dipping, low angle planar-lamination.

Furthermore, meniscus calcite cement suggests a vadose diagenetic

formation environment. Nevertheless, where calcium carbonate cement fills porosities, the features suggest a complete saturation of the pores with calcium carbonate-rich meteoric water in a phreatic or waterlogged zone.

4.1.3. OSL dating

Samples KAR-02 and KAR-03 present a very poor luminescence signal and only a few aliquots passed acceptance criteria (15/24 and 3/24 respectively). For this reason, both samples have been discarded in this work and will not be further discussed.

Regarding Sample KAR-01, a preheat temperature of 240 °C was selected. Feldspar contamination was tested using IR stimulation and no detectable IRSL signal was observed. The OSL signal of Sample KAR-01 is dominated by the fast component. The decay curve and dose response curve are shown in SI Fig. 1. More details are given in Table 1. OSL measurements of KAR-01 provide reliable data: dose recovery (98.1%), recycling ratio (1.07) and recuperation (0.10%) are satisfactory. Sample KAR-01 yields a D_e of 71.0 ± 3.4 Gy and an age of 101.0 ± 8.9 Ka. The sample was obtained at 25 cm from the base of the sand facies, indicating the onset of sandy sedimentation during MIS 5.

4.2. Ostende outcrop

4.2.1. Stratigraphy and facies description

The Ostende deposits mainly consist of partially cemented gravels, which are exposed below an emerged ancient shore platform (Elorza

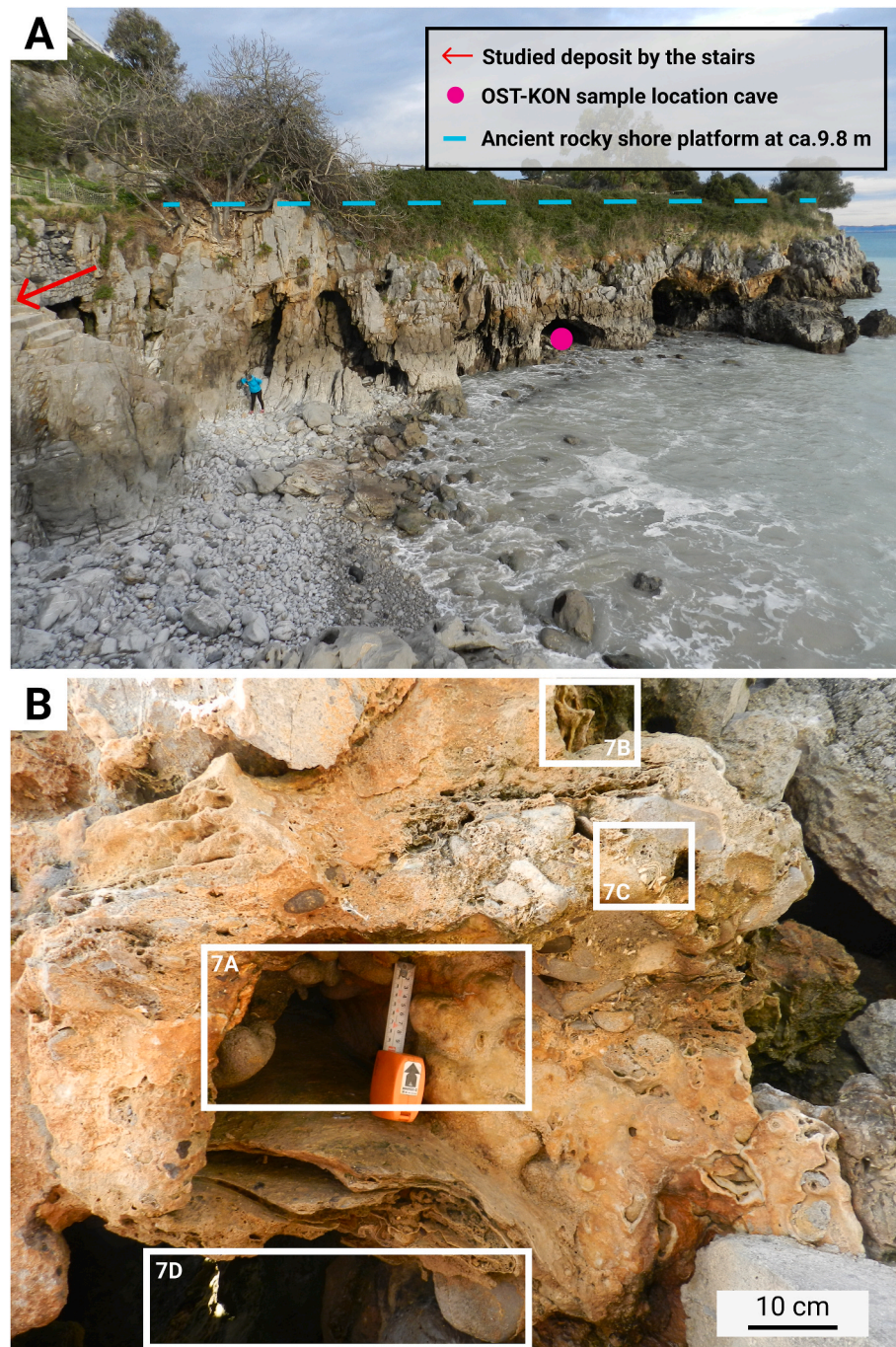


Fig. 6. Ostende outcrop. **A)** Ostende caves, the modern pebble beach and location of analysed deposits. **B)** Cave next to the stairs, with hanging speleothems (sampled for dating) and limestone gravels partially cemented to the ceiling.

et al., 2019), located at approximately 9.8 m a.s.l. Below the ancient shore platform there are several metric and decametric-scale caves, some with phreatic conduit features and a sub-horizontal notch, whose floor is flooded at high tide (Fig. 6).

A few metres above high sea level, relict sediment patches are observed cemented to the walls and ceilings of some of these caves. The sediments consist of bioclastic sands and gravels sometimes with associated marine bioclasts, cemented by flowstone-type speleothems.

One of the sedimentary deposits studied is exposed near the access stairs to the beach (Figs. 6 and 7). Very well-rounded centimetre-scale Urganian limestone clasts (<10 cm), form a clast-supported gravel unit of approximately 40 cm. Between the gravels, centimetric-size bioclasts such as shell fragments of brachiopods, bivalves and/or gastropods

(molluscs) with a robust structure are observed in the matrix (Figs. 6 and 7). Although they have been identified as marine fauna, it was not possible to determine the exact family or species of these specimens. The top of the gravel unit is at ca. 6.15 m. a.s.l. and is covered by speleothem flowstones that were sampled and dated using U/Th (Figs. 6 and 7).

The cemented sand from a hanging sedimentary patch (OEH sample, a sandy layer underlying the gravels) and another cemented gravel deposit from an adjacent cave (OST-KON sample) were sampled and analysed (Figs. 6 and 7). The sandy samples are composed of lithoclasts of Cretaceous limestone, subangular quartz grains (monocrystalline and polycrystalline), sometimes with quartz cement overgrowths inherited from the source rock, zircon grains and carbonate bioclasts. The skeletal fraction corresponds to fossil shell fragments, echinoderm spicules,

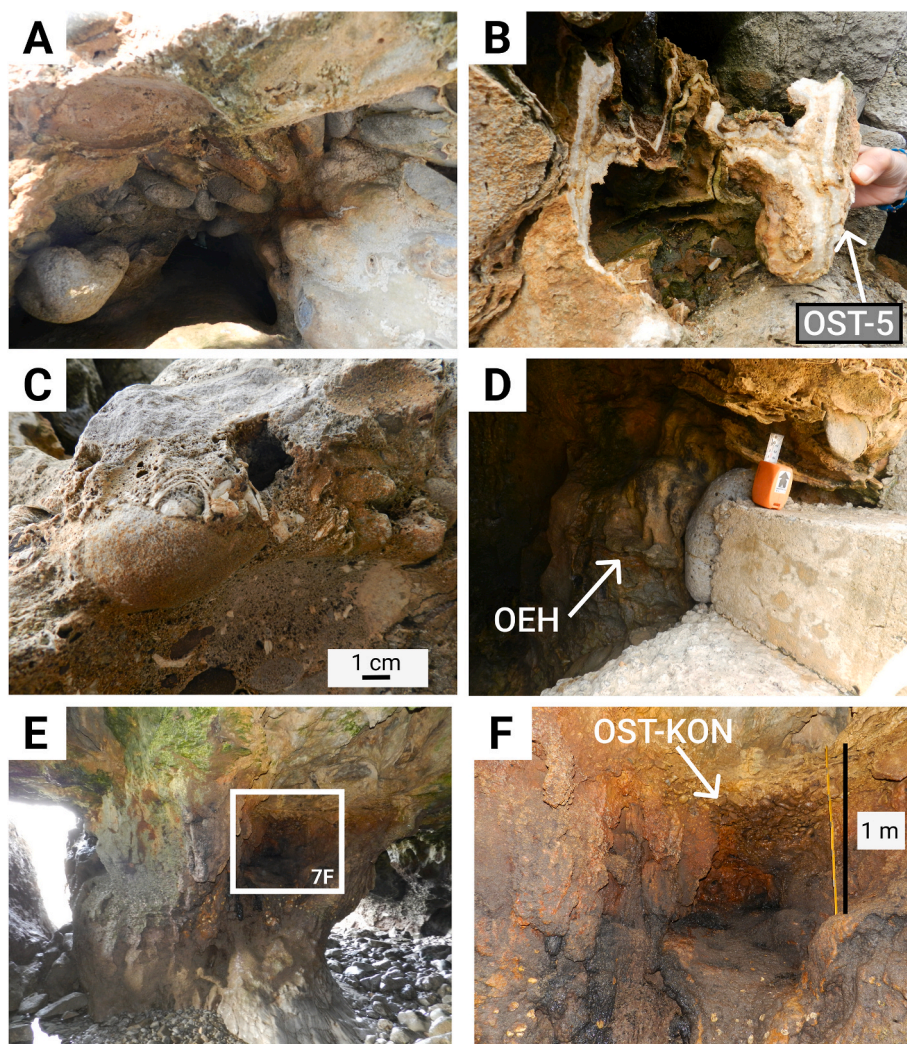


Fig. 7. Ostende outcrop. **A)** Gravels hanging at the ceiling of a cave. **B)** Speleothems covering previous gravels attached to the cave-wall. Speleothem sampled for U/Th dating. **C)** Sand and gravels encompassing centimetre-scale mollusc shell fragments cemented by flowstone carbonates. **D)** Location of the cemented sand OEH sample below the gravel unit. **E, F)** Location of the OST-KON sample cemented to the cave wall.

benthic marine foraminifera, thick mollusc fragments (bivalves and gastropods), and fragments of red algae. The grains are coated with equant to bladed calcite spar crystal laminae together with a blocky calcite cement.

4.2.2. Interpretation of the record

For the Ostende outcrop, without diagnostic speleogenetic morphologies the mechanism of cave formation is unclear. However, the location of the caves below an ancient rocky shore platform and their current entrance at sea level suggest that wave action and mixing of fresh waters with seawater might have had an influence. However, limestones with deep-burial diagenesis seldom display a three-dimensional series of phreatic chambers (Mylroie and Mylroie, 2013), and these caves may therefore have been under the influence of epigenic recharge. Hence, the caves at Ostende are probably hybrid, formed by overprinted speleogenetic events, as suggested for other caves on the

Cantabrian littoral (Ballesteros et al., 2017).

Throughout the marine bioclasts of the cemented sands, the autochthonous nature of the cobbles, corresponding to nearby outcropping limestone rock units, also suggests a marine origin for the gravel units. Unlike in Ostende, other gravel sediments studied in coastal karstic cave sedimentary deposits in the Basque Country are mostly allochthonous, sandstones and lutites of fluvio-karstic origin (Aranburu et al., 2015; Arriolabengoa et al., 2018, 2020), albeit there are exceptions such as the quartzarenite pebbles and cobbles defined as marine deposits in Asturias (Ballesteros et al., 2017). Other than this, the base of the current sea level caves and the adjacent beach is composed of wave-generated rock pebbles and cobbles, generated by waves.

The presence of some cm-size mollusc shells has previously been described in ancient interglacial marine deposits and some have even been used as geochronological markers. This is the case of the warm Senegalese fauna, which has been linked to several past interglacials, of

Table 2

U/Th age results. ppb = Parts per billion. BP= Before Present, where present is defined as 1950 AD.

Sample	²³⁸ U (ppb)	²³² Th (ppb)	²³⁰ Th/ ²³² Th (atomic x10 ⁻⁶)	δ ²³⁴ U* (measured)	²³⁰ Th/ ²³⁸ U (activity)	²³⁰ Th Age (yr) (uncorrected)	²³⁰ Th Age (yr) (corrected)	δ ²³⁴ U* _{initial} (corrected)	²³⁰ Th Age (yr BP) (corrected)
OST-5	24.1 ± 0.0	14939 ± 299	22 ± 0.0	218.7 ± 2.8	0.8370 ± 0.0068	120315 ± 1804	105454 ± 10764	295 ± 10	105383 ± 10764

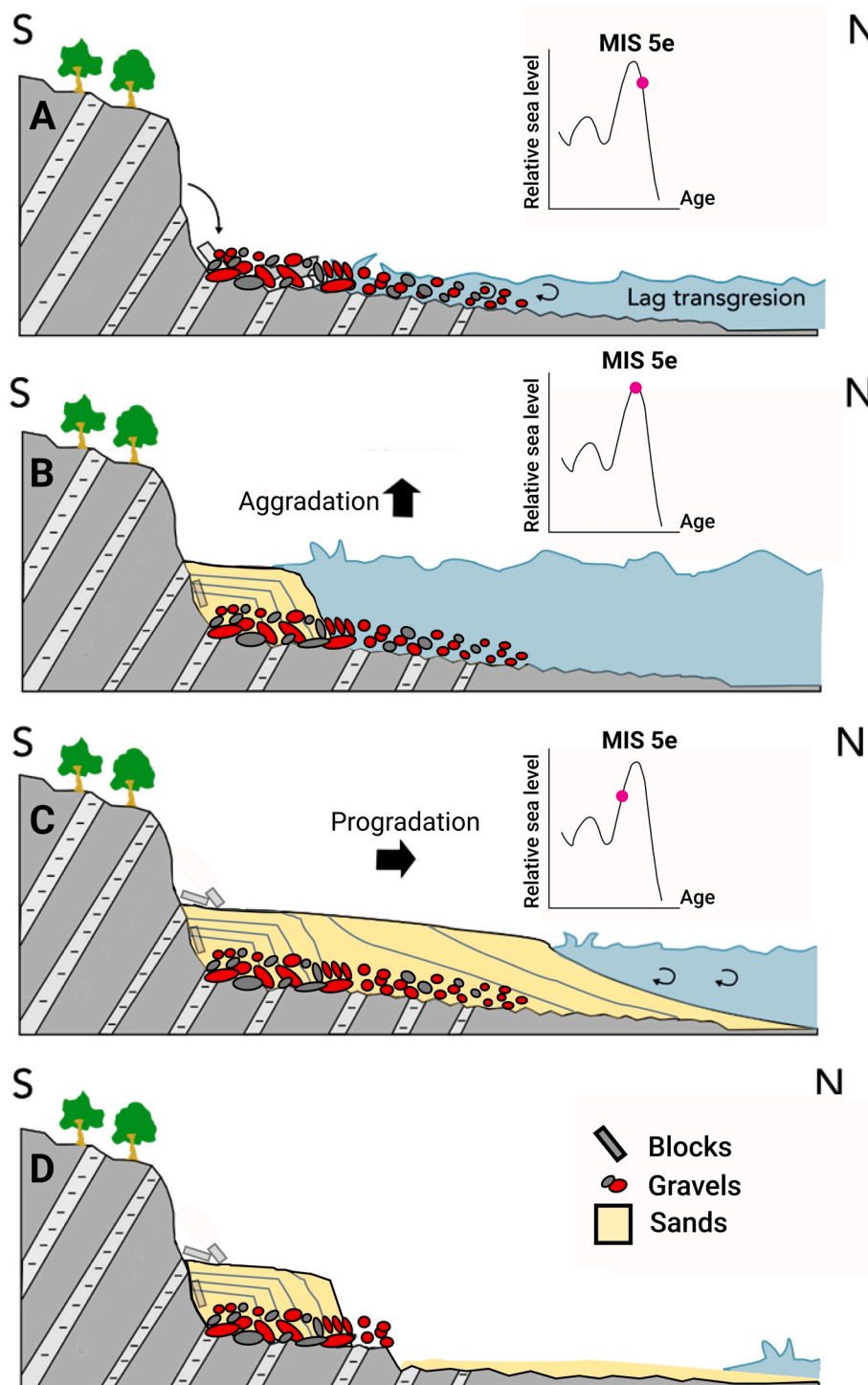


Fig. 8. Evolutionary stages inferred for the Karraspio outcrop deposit. A) Sea level highstand onset, transgression, shore platform and gravel deposit formation. B) Highstand peak, sand facies aggradation. C) Start of sea level fall and sand facies progradation and later erosion. D) Current outcrop situation. Modified from Normand et al. (2019b).

which the *Strombus bubonius* as the most significant species (Zazo et al., 2003; Zazo et al., 2010; Nalin et al., 2012; Silva et al., 2017; Martín-González et al., 2019). In the Ostende deposit, unfortunately, taxonomical attribution of molluscs was not possible and specific geochronological information could not be obtained.

4.2.3. U/Th dating

The dated speleothem sample is a flowstone-type speleothem with a laminated internal structure which, as well as cementing the cobbles,

postdates the detrital infill of the cave. It was taken at around 6.21 m altitude, ca. 6 cm from the top of the gravel layer. The age obtained for the sample was of 105383 ± 10764 Ka, in OST-5 (Table 2).

5. Discussion

5.1. Deposit age and sedimentary scenario

The ages of Karraspio and Ostende offer two different scenarios.

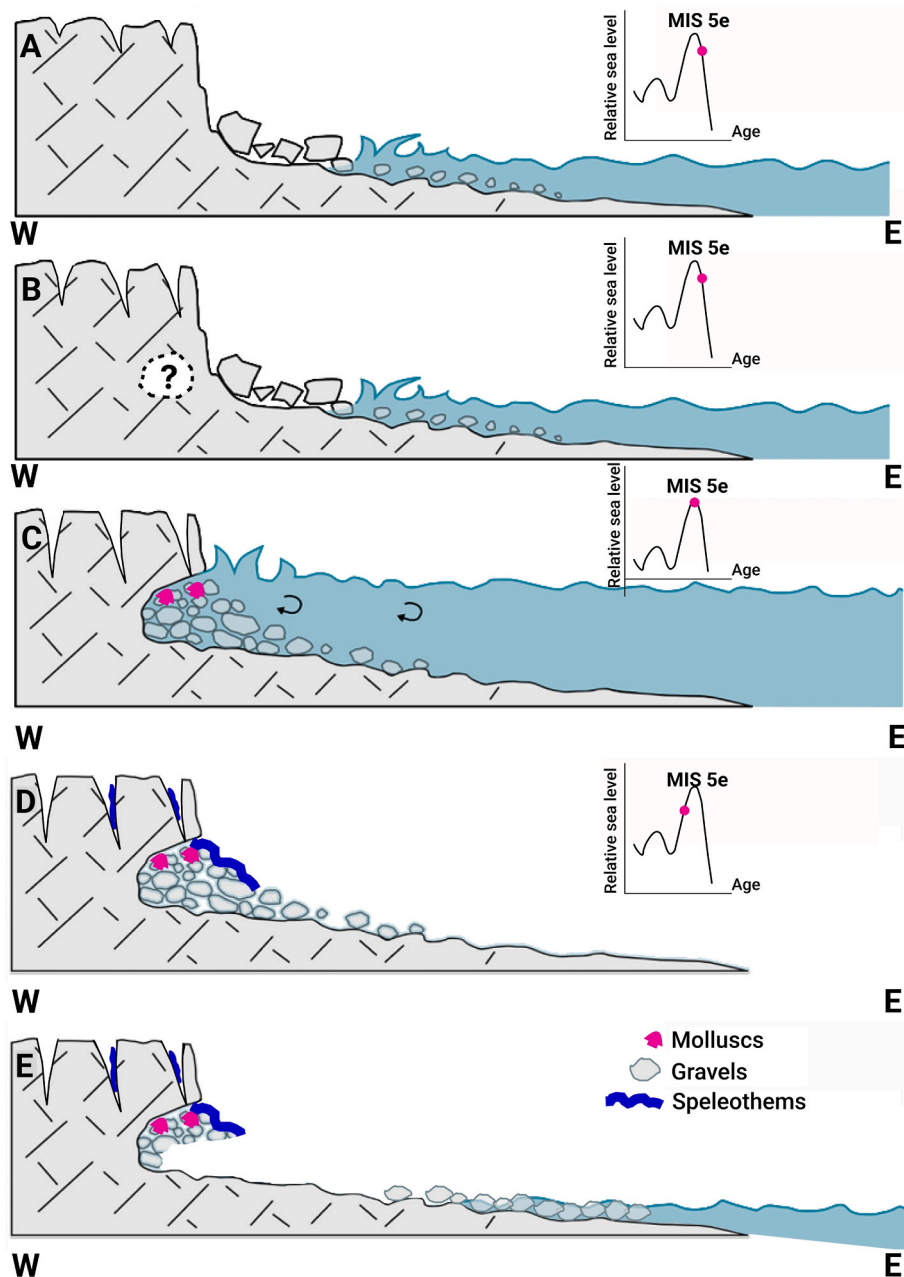


Fig. 9. Evolutionary stages inferred for the Ostende outcrop. **A)** Sea level highstand onset, transgression, shore platform and gravel deposit formation. **B)** On a more or less developed epigenic conduit, marine erosion influences cave formation. **C)** Gravel and bioclastic sand sedimentation infills the caves. **D)** Onset of regression, sea level fall, coastal emergence and speleothem precipitation inside caves. **E)** Current outcrop situation.

Considering the greatest possible age, the deposition of the sand would have taken place just after the MIS 5e highstand, at ca. 110 Ka, and the speleothem would have precipitated at around 115 Ka. Hence the record might correlate with a deposit from the last interglacial. However, taking into account the smallest values, that would give intervals close to the MIS 5c highstand.

On the other hand, the altitude of the deposits would correlate with the first scenario, since during MIS 5e, the sea level reached altitudes of up to 6.6 m (Kopp et al., 2009; Grant et al., 2012), or between 5 and 10 m (Gulev et al., 2021). Deposition during MIS 5c would require a later uplift of the region, which would not concur with most of the coastal deposits suggested to be indicative of the sea level at MIS 5e in the Cantabrian margin (Pedoja et al., 2018; Sainz de Murieta et al., 2021).

In detail, the altitude of the erosive surfaces and the deposits of the Karraspio and Ostende outcrops are easily correlated with the precisely

measured deposit in Oyambre beach (Cantabria) (43.3937 N, 4.3354 W) (approximately 90 km west of Ostende), where the erosive surface underlying a basal unit of gravels was measured at an altitude of 6.9 m above the Bilbao Ordnance Datum (BOD) (Sainz de Murieta et al., 2021). Taking into account that the BOD is 2.063 m above the Alicante Datum (Sainz de Murieta, 2016), the altitude of the Oyambre basal unconformity would be set at 4.84 m, very similar to that of the Karraspio area basal unconformity, at around 4.43 m in the western part. The altitude of the gravels at Ostende, ca. 6.15 m a.s.l., would also match the other deposits. Furthermore, the maximum altitude of the marine deposits suggested as being indicative of the sea level at MIS 5e on the Cantabrian margin, varies between 4 ± 1 m and 7.5 ± 2.5 m and in most cases is 6 ± 1 m (Pedoja et al., 2018). Related to our Ostende record, Guilcher (1972) found some gravels at other caves on Ostende beach at 6 m altitude, and proposed an age of MIS 5e age to the deposit. Thus, all these deposits are

probably coetaneous.

As regards age, the Oyambre deposit consists of basal gravels, overlaid with beach sands, with aeolian sands on top (Sainz de Murieta et al., 2021). Garzón et al. (1996) dated these sediments at between 20 Ka and 70 Ka using amino-acid racemisation, but the latter date was considered more fitting. Sainz de Murieta et al. (2021) dated the sedimentary deposits using OSL and obtained two different depositional phases in the unit representing aeolian sands interbedded with thin palustrine organic muds. The first occurred at ~130 Ka, during the onset of the MIS 5e interstadial highstand, and the second at ~100 Ka deposited during the MIS 5c interstadial highstand. Hence, the beach sediment correlates with a MIS 5e record.

The ages for Karraspio do not exactly match with those for Oyambre. The age means they could have been deposited very close to the MIS5e highstand, at least in part in the regressive stage, during the progradation of the beach facies towards the sea.

Overall, considering the ages and the altitude of the deposits found at Karraspio and Ostende, the most probable scenario is that both records are coetaneous. Hence, the most probable age of these littoral beach and sea cave deposits correlate with the MIS 5e highstand.

The evolution of the Karraspio deposit might be as follows. The basal erosive unconformity and coarse gravel beach deposits formed during the transgression at the beginning of a highstand interval (e.g., Normand et al., 2019b); later, aggradation and progradation of the sandy facies took place during sea level still-stand and sea level fall (after the highstand peak) (e.g., Normand et al., 2019b). At that point, blocks from nearby cliffs also fell and were incorporated within the sand. Finally, the angular blocks eroded from the cliff were deposited (Fig. 8).

The Ostende outcrop might have evolved in the following stages (Fig. 9). Acting on a more or less developed network of epigenic conduits, marine erosion influenced the formation of caves and promoted cliff recession, probably taking advantage of mechanical weaknesses such as joints. During the marine transgression and highstand stages, coarse beach sediments were deposited, piling up vertically, inside the coastal cavities to a height of at least ca. 6.2 m a.s.l. Finally, during the subsequent sea level fall, the area emerged again, and the speleothems that cover the marine sediments precipitated, postdating the overall highstand stage and sediments (Fig. 9).

5.2. MIS 5e and tectonics in the Cantabrian margin

The results obtained contribute to a better understanding of sea level changes in the Cantabrian margin during MIS 5. As mentioned above, all the available marine records and basal erosive unconformities attributed to MIS 5e maintain equivalent altitudes. Hence, it could be suggested that most of the Cantabrian margin (at least in the Basque and Cantabrian coasts) has undergone a similar tectonic evolution since at least MIS 5e. This regionally uniform tectonic evolution for the Cantabrian margin has previously been proposed, based on other geomorphologic features such as littoral karst levels (Aranburu et al., 2015) and fluvial terrace architecture (del Val et al., 2019).

In addition to this tectonic note, these data also suggest other valuable information related to the tectonic behaviour of the Cantabrian margin. Assuming that the sea level attained higher altitudes during MIS 5e, up to 6.6 m (Kopp et al., 2009; Grant et al., 2012), or between 5 and 10 m (Gulev et al., 2021), the sea level highstand measured in our study areas and the other Cantabrian margin outcrops pretty much coincide with the heights proposed by those authors. This would mean that the Cantabrian coast has remained almost stable, without any significant tectonic uplift since at least MIS 5e. Absence of or very limited neotectonism has also been previously inferred by other authors (e.g., Cearreta, 1993; Flor and Flor-Blanco, 2014; Pedoja et al., 2018) and the data provided in this paper corroborate this scenario.

6. Conclusion

Relicts of ancient coastal deposits are scarce along the Cantabrian margin. This study introduces and examines two new outcrops and deposits, presenting their sedimentological characteristics, altitude above sea level (a.s.l.) and chronological data. The identified features and dates correlate well with previously documented examples along the Cantabrian margin (e.g. Pedoja et al., 2018; Sainz de Murieta et al., 2021), which were attributed to the interglacial period MIS 5e. In the Ostende outcrop, a speleothem postdating the marine sediments yielded an age younger than MIS 5e. In the Karraspio outcrop, the marine sands overlying basal transgressive marine gravels were dated to a period after MIS 5e. Hence, the Karraspio sequence is likely to be indicative of the regressive phase of the MIS 5e highstand.

The similar altitudes observed in the MIS 5e records documented in the Cantabrian margin, together with their corresponding alignment with the proposed peak sea level during MIS 5e, suggest that most of the Cantabrian margin has undergone a similar tectonic evolution, without any significant tectonic uplift, dating back to at least MIS 5e.

Funding

Peru Bilbao-Lasa was beneficiary of a predoctoral grant from the Basque Government (PRE_2019_2_0256). We thank the research project IT1678-22 from the Basque Government.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgments

The authors wish to thank to Arturo Apraiz and Javier Elorza, for informing us about the existence and location of the deposits of Karraspio and Ostende respectively, and to Ane García-Artola for identifying the species of foraminifera. We also sincerely appreciate the valuable comments and suggestions provided during the review of our article. The feedback has been extremely helpful and has greatly contributed to substantially improving the content of the article and improving the clarity of the explanations. We are truly grateful for the time and effort put into this review.

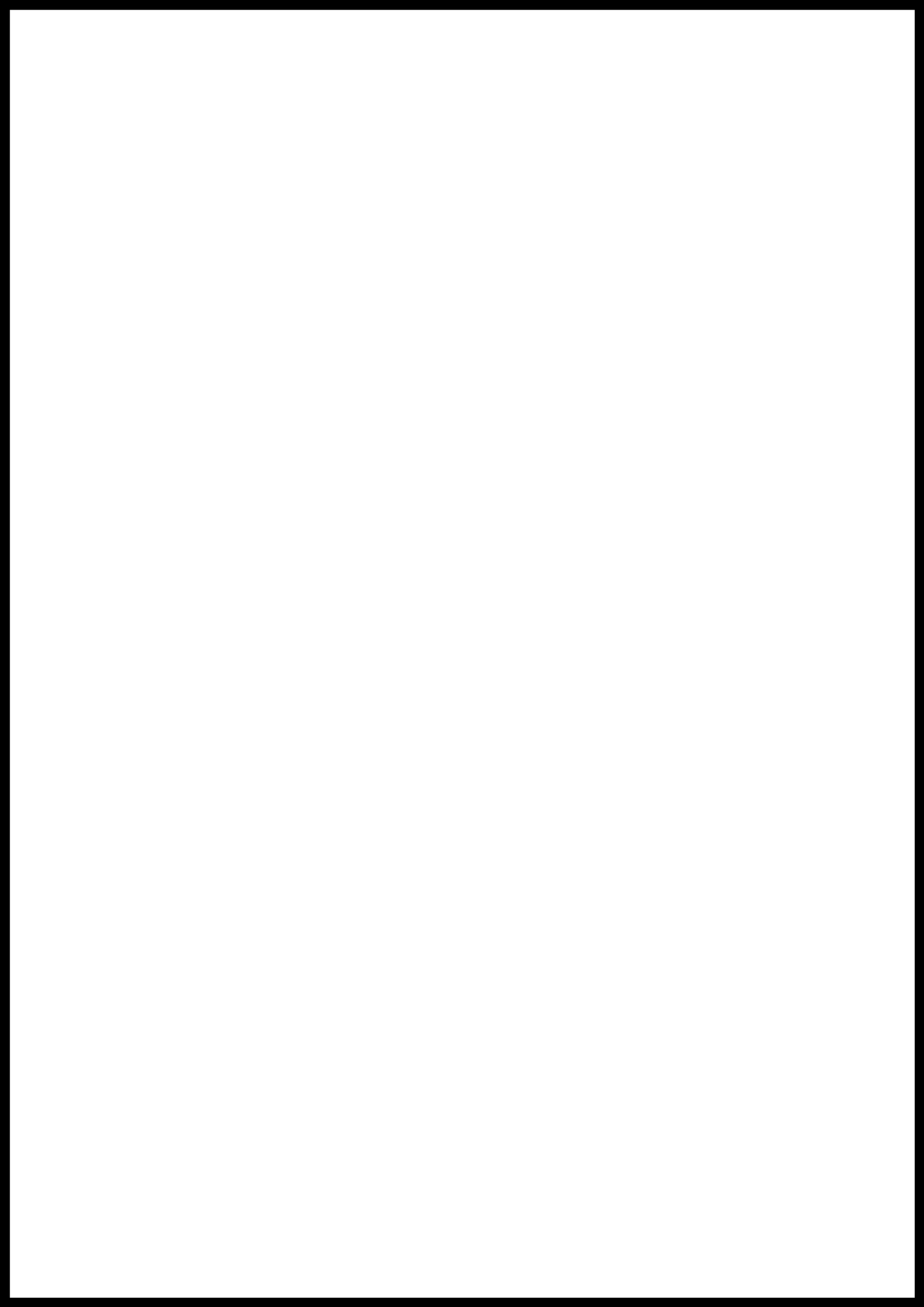
Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.csr.2023.105096>.

References

- Ábalos, B., 2016. Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *Int. J. Earth Sci.* 105, 2327–2354. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1291-6>.
- Agirrezabala, L.M., 1996. El Aptiense-Albiense del anticlinorio nor-vizcaino entre Gernika y Azpeitia. *Unpublished PhD Thesis*, University of the Basque Country (UPV/EHU).
- Agirrezabala, L.M., García-Mondejar, J., 1992. La serie de fan-delta albiense de Otoio (Lekeitio, Bizkaia), 21. In: *Facies Sedimentarias Y Consideraciones Paleogeográficas*. Kobie. *Ciencias Naturales*, N°, pp. 100–112. ISSN 0214-6967.
- Aitken, M.J., Xie, J., 1990. Moisture correction for annual gamma dose. *Ancient TL* 8, 6–9.
- Alonso, J.L., Pulgar, J.A., García-Ramos, J.C., Barba, P., 1996. Tertiary basins and alpine tectonics in the cantabrian mountains (NW Spain). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain. The Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 214–227. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511524851.031>.
- Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., Marquín, J., 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age

- Myroie, J.E., Myroie, J.R., 2013. Telogenetic limestones and island karst. In: Lace, M.J., Myroie, J.E. (Eds.), *Coastal Karst Landforms*. Springer, pp. 377–393. https://doi.org/10.1007/978-94-007-5016-6_17.
- Nalin, R., Bracchi, V.A., Basso, D., Massari, F., 2012. *Persististrombus latus* (Gmelin) in the upper Pleistocene deposits of the marine terraces of the Crotona peninsula (southern Italy). *Italian Journal of Geosciences* 131 (1), 95–101. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.25>.
- Normand, R., Simpson, G., Herman, F., Biswas, R.H., Bahroudi, A., 2019a. Holocene sedimentary record and coastal evolution in the Makran subduction zone (Iran). *Quaternary* 2, 21. <https://doi.org/10.3390/quat2020021>.
- Normand, R., Simpson, G., Bahroudi, A., 2019b. Pleistocene coastal evolution in the Makran subduction zone. *Front. Earth Sci.* 7, 186. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00186>.
- Olivé Davó, A., Ramírez del Pozo, J., 1982. Mapa Geológico de España 1:50.000. IGME, Madrid. *hoja n° 36 (Castro-Urdiales)*.
- Pascual, A., 1984. Los foraminíferos actuales del litoral vizcaíno. *Kobie. Paleontología y ciencias naturales*, N° 14, 341–350. ISSN 0214-7963.
- Pascual, A., Martín-Rubio, M., 2004. Foraminíferos bentónicos de Lanzarote, Islas Canarias: playas, salinas y jable. *Geogaceta* 35, 147–150.
- Pascual, A., Martínez-García, B., 2022. Colonización de los foraminíferos bentónicos de la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria). *Geogaceta* 71, 3–6.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, R.P., Ostanciaux, E., Johnson, M., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., Delcaillau, B., 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide? *Earth Sci. Rev.* 108, 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.05.002>.
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S.L., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinégina, T.K., Poprawski, Y., Authemayou, C., Elliot, M., Regard, V., Garestier, F., 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth Sci. Rev.* 132, 13–38. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.007>.
- Pedoja, K., Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., Bessin, P., Benabdelouahed, M., Authemayou, C., Husson, L., Regard, V., Menier, D., Pinel, B., 2018. Neogene-quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology* 303, 338–356. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.021>.
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiat. Meas.* 23, 497–500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8).
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaun, A., Álvarez-Marrón, J., Escin Group, 1996. Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenees from integrated ESCIN reflection and refraction data. *Tectonophysics* 264, 1–19. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00114-X](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00114-X).
- Rosales, I., 1995. La Plataforma carbonatada de Castro Urdiales (Aptiene-Albiense, Cantabria). Tesis Doctoral, *Universidad del País Vasco*, p. 496.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., Duboz, C., 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during alpine orogeny. *Tectonophysics* 359, 117–129.
- Roussé, S., Düringer, P., Stapf, K.R.G., 2012. An exceptional rocky shore preserved during oligocene (late rupelian) transgression in the upper rhine graben (mainz basin, Germany). *Geol. J.* 47 (4), 388–408. <https://doi.org/10.1002/gj.1349>.
- Sainz de Murieta, E., 2016. Environmental and Economic Impact of Sealevel Rise on the Basque Coast. PhD Dissertation, *University of the Basque Country UPV/EHU*.
- Sainz de Murieta, E., Cunha, P.P., Cearreta, A., Murray, A.S., Buylaert, J.P., 2021. The Oyambre coastal terrace: a detailed sedimentary record of the Last Interglacial Stage in northern Iberia (Cantabrian coast, Spain). *J. Quat. Sci.* 36 (4), 570–585. <https://doi.org/10.1002/jqs.3317>.
- Schulz, M., Lawrence, C., Muhs, D., Prentice, C., Flanagan, S., 2018. Landscapes from the waves—marine terraces of California. U.S. Geological Survey Fact Sheet 2018–3002, 4. <https://doi.org/10.3133/fs20183002>.
- Shackleton, N.J., Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quat. Res.* 3, 39–55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5).
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., RodríguezPascua, M. A., Rosas, A., Zazo, C., Goy, J.L., 2017. El periodo Cuaternario: La historia geológica de la Prehistoria. *Cuaternario Geomorfol.* 31 (3–4), 113–154. <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588>.
- Tamura, T., 2012. Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth Sci. Rev.* 114 (3–4), 279–297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.-Á., Soler, V., 2003. Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift sea-level highstands and climate changes. *Mar. Geol.* 194, 103–133. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(02\)00701-6](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00701-6).
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Cabero, A., Bardají, T., Ghaleb, B., Soler, V., 2010. Sea-level changes during the Last and Present Interglacials in Sal Island (Cape Verde Archipelago). *Glob. Planet Change* 72, 302–317.



KOSTA-LERROAREN EBOLUZIOA AZKEN TRANSGRESIOAN ZEHAR



7. KAPITULUA: KOSTA-LERROAREN EBOLUZIOA AZKEN TRANSGRESIOAN ZEHAR

Itsasertzak denboran zehar izan duen bilakaera interesgarria da ikuspuntu ezberdinetatik. Iraganera begira, itsas hondoko LEDren eta itsas mailaren bilakaerari buruzko informazioaren analisi bateratuak, kosta-lerroaren iraganeko posizioa denbora tarte ezberdinetan zehar ezartzea ahalbidetzen du. Teknika honen bidez, iragan garaietako kostaldearen ezaugarri geomorfologikoak eta paisaiak deszifratu daitezke, ikerketa arkeologiko eta paleontologikoetarako ekarpen interesgarriak eskainiz. Etorkizunera begira, fokua datozen urteetako itsasertzaren posizioak jakitetik haratago jarrita, garrantzitsuak izan daitezkeen kosta-lerroaren atzerakada eta eraldaketak ere kontuan hartu dira. Azken urteetako mugimenduak detektatzeak, kosta eremuko zonalde zaurgarrienak aurkitzen lagundu lezake, etorkizunerako mugimenduak aurreikusteko baliagarria izan daitekeena. Atal honetan, beraz, ikerketa eremuko kosta-lerroaren aldaketen inguruan mintzatzen da.

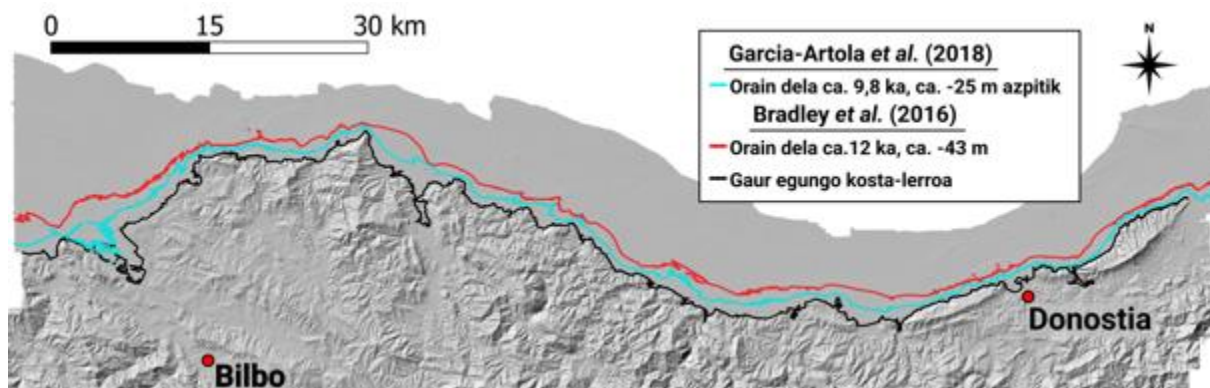
7.1 Iraganeko kosta-lerroaren posizioak: ezaugarri geomorfologikoak eta aipamen arkeologikoak

7.1.1 Iraganeko kosta-lerroaren posizioak: ezaugarri geomorfologikoak

Hirugarren kapituluan aipatu bezala, eskala global eta lokalean egindako ikerketa ezberdinek frogatu dute, une ezberdinetan itsas maila metro batzuk beherago egon dela azken transgresioan zehar. Hortaz, kosta-lerroa gaur egun ikus daitekeena baino metro eta kilometro batzuk urrunago ere egon da, denboran zehar kosta-lerroaren disposizio eta paisaia guztiz desberdinak aurkeztuz (lurmutur, penintsula eta itsasertz sigi-sagatsuagoak dituzten eremuekin). Honako hau interesgarria da ikuspegi arkeologikotik, gune desberdinak okupatuta zeudenean paisaiaren ezaugarriak nolakoak ziren agerian uzteko.

Ikerketa eremuko itsas mailaren datu berrienak García-Artola *et al.* (2018) (zundaketa sedimentarioetan oinarrituta) eta Bradley *et al.*-enak (2016) (Doikuntza Isostatiko Glaziarreko eredu bateko iragarpenetan oinarrituta) dira. Bradley *et al.*-en (2016) datu zaharrenetan oinarrituta, itsasoaren maila -43 m ingurukoa izango litzateke orain dela 12 ka inguru, eta García-Artola *et al.*-en (2018) arabera orain dela ca. 9,8 ka itsasoaren maila ca. 25 m azpitik egongo litzateke. Hortaz, ezaugarri nagusi lez, 12 ka-tik aurrera, gutxi gorabehera, antzinako itsasertza egungo itsasertzarekiko paraleloa izango litzateke (7.1. irudia). Ekialdeko tartean, itsasertza gaur egungotik hurbilago egongo litzateke; erdialde eta mendebaldean aldiz, kosta-lerroa urrunago kokatuko litzateke. Ekialdean, orain dela 12 ka inguru, itsasertza, gutxi gorabehera, gaur egungo kosta-lerrotik 1 km iparraldera egongo

litzateke. Bestalde, erdialde eta mendebaldeko eremuetan berriz, itsasertza 3 km-ra arte kokatuko litzateke.

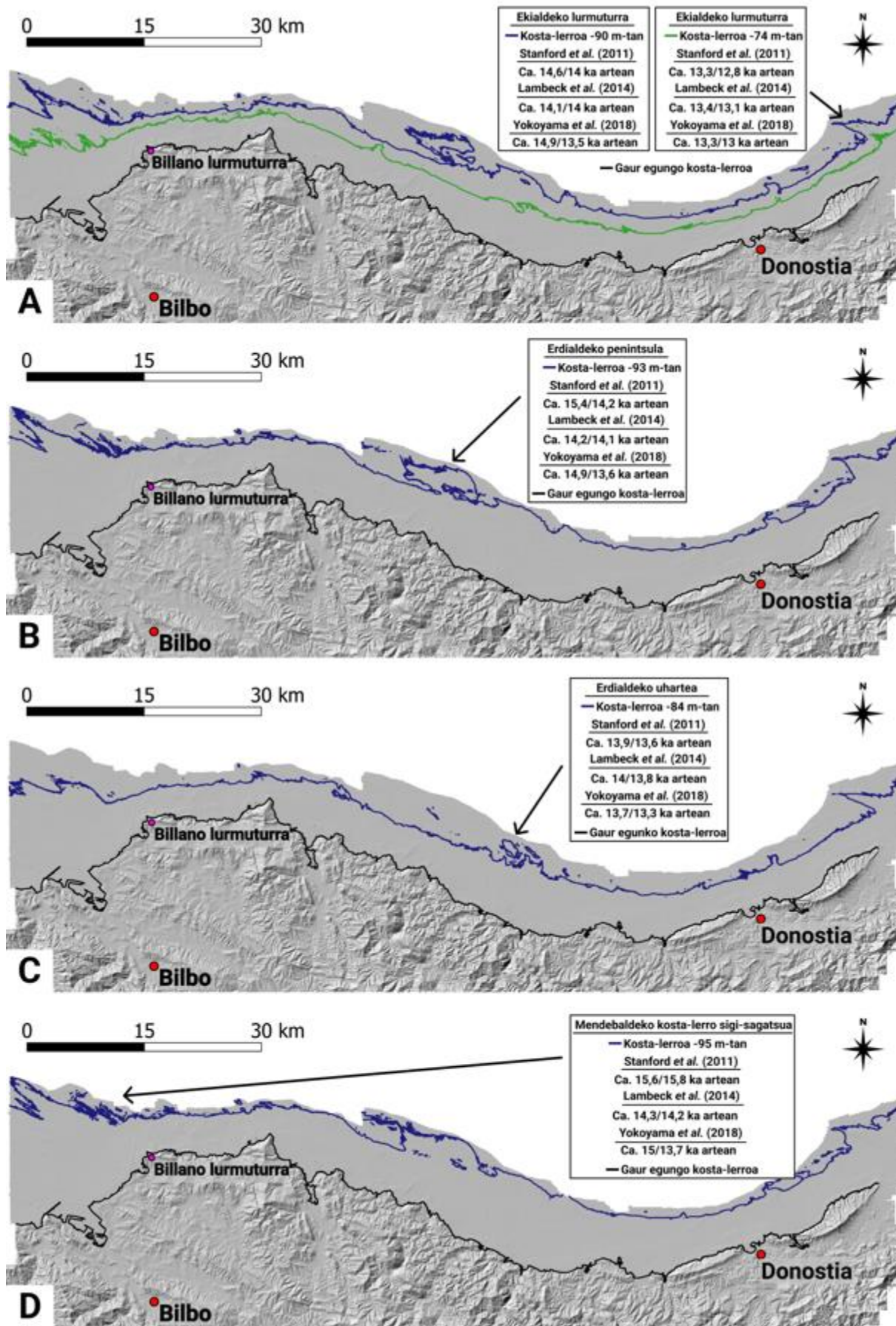


7.1. irudia. Kosta-lerroen kokapena Garcia-Artola *et al.* (2018) eta Bradley *et al.*-en (2016) arabera.

Bestalde, kurba eustatikoei dagokienez, Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) eta Yokoyama *et al.*-en (2018) itsas mailaren kurbek zehazki azken transgresioko denbora tartea hartzen dute. Beraien itsas mailaren datuak erabiliz irahaneko kosta-lerroen posizioa simulatu eta behatu da. Detektatu diren ezaugarri morfologikoen (lurmuturrak, kosta-lerro sigi-sagatsuak...) adina, desberdina erabilitako kurbaren arabera.

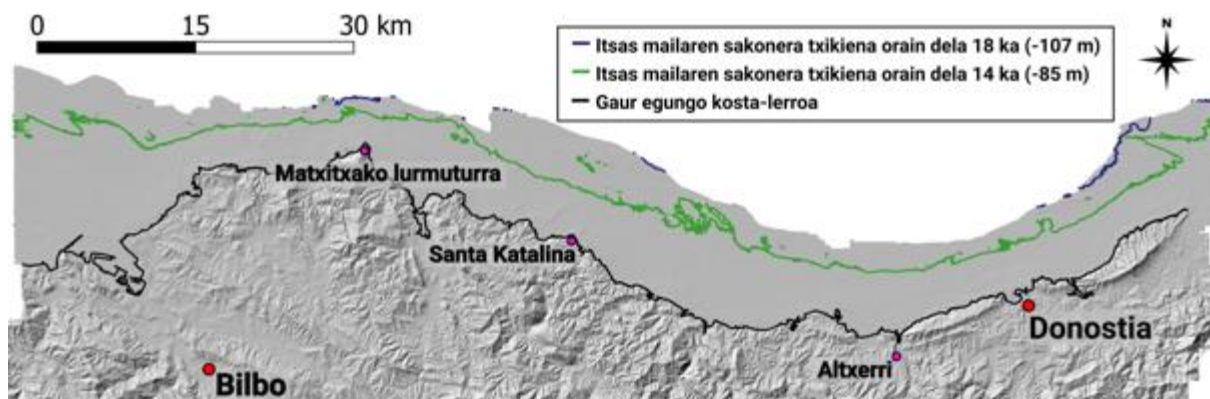
Ezaugarri geomorfologiko nagusiak honela laburbildu litezke. Ekialdeko eremuan, lurmutur handi bat bereizten da, lehen aldiz ca. -90 m-ra ikusten dena. Hiru kurbetako adin muga zaharrenak eta gazteenak kontuan hartuta, sakonera hori (ca. -90 m) orain dela ca. 14,9 ka eta 13,5 ka-en artean izango litzateke. Ondoren, erabat urpean geratuko litzateke ca. -74 m-ra, orain dela ca. 13,4 ka eta 12,8 ka-en artean gertatuko zena. Erdialdean, orain dela ca. 15,4 ka eta 13,6 ka tartetean penintsula bat eratzen da, ca. 14,9 ka eta 13,5 ka-en artean 5 km baino gehiagoko uharte bilakatzen dena. Uharte hori itsasoaren maila igotzean erabat urpean gelditzen den bitartean, beste penintsula bat eta magnitude txikiagoko irla bat (3 km baino gutxiagokoa) sortzen dira ekialdean, gutxi gorabehera orain dela 13,9 ka eta 13,3 ka artean. Une horretatik aurrera, itsasertza egungoarekiko paraleloa da Billano lurmuturretik ekialdera. Mendebaldean, gutxi gorabehera orain dela 15,6 ka eta 13,7 ka-tatik, kostaldeak sigi-saga handiak eta lerro irregularra erakusten ditu, egungo itsasertzarekiko guztiz paralelo izan gabe (7.2. irudia).

Egungo kosta-lerroarekin alderatuta iraganeko itsasertzak kokatuko liratekeen distantziak, kilometrikoak izango lirateke. Adibide gisa, orain dela 18 ka inguru, hiru kurbetako itsas mailaren sakonerarik txikiena hartuta, itsasertza Matxitxako lurmuturretik 4 kilometro ingurura eta Santa Katalinatik 10 kilometro ingurura kokatuta egungo litzateke gutxienez. Kokapen berdinetatik, orain dela 14 ka inguru distantziak 2,7 km eta 4,3 km ingurukoak izango lirateke (7.3. irudia).



7.2. irudia. Irudiaren oina ondorengo orrialdean dago.

7.2. irudia. A) Ikerketa eremuko ekialdeko tartean ikusten den lurmuturra, bere eratze momentuarekin eta guztiz urperatuta gelditzen den unearekin, kurba ezberdinetako adinak kontuan hartuta. B) Erdialdeko eremuko penintsula, kurba ezberdinetako adinekin. C) Erdialdeko eremuko uhartea, kurba ezberdinetako adinekin. D) Mendebaldeko eremuko kosta-lerro sigi-sagatsua, kurba ezberdinetako adinekin.



7.3. irudia. A) Itsas mailen sakonerarik txikienak orain dela 18 ka eta 14 ka kurba eustatikoetan oinarrituta.

7.1.2 Iraganeko kosta-lerroaren posizioak: ekarpen arkeologikoak

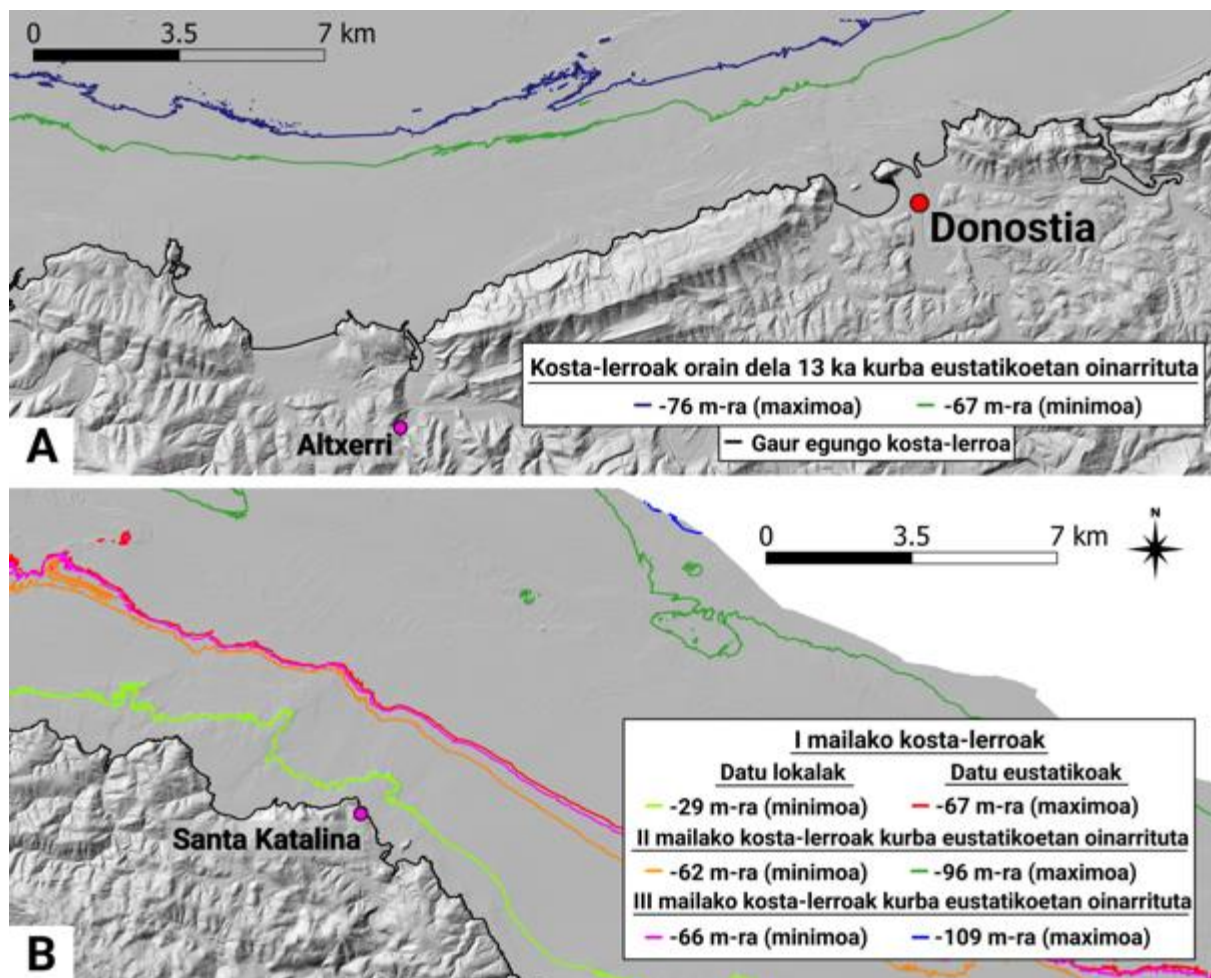
Iraganeko itsasertzaren posizioaren ezagutzak, paisaiaren bilakaera deszifratzeaz gain, aztarnategi arkeologiko desberdinak okupatu zeudeneko paisaiak hobeto azaltzen lagundu dezake.

Adibide lez, Altxerri eta Santa Katalina (kokapenak 7.3. irudian ikus daitezke) dira okupazio guneetatik itsasora egindako bidaiak proposa daitezkeen tokietako bi. Hortaz, interesgarria izan liteke gune horiek okupatuta zeudenean itsasertzaren posizioa, paisaiaren ezaugarriak eta une horietan kostaldera iristeko egin behar zituzten distantziak zeintzuk ziren zehaztea.

Altxerriko arrainen margoen adina duela 13 ka inguru ezarri zen (Ruiz eta Gonzalez, 2012), hau da, kurba eustatikoetan oinarrituta, une horretan itsasoaren maila ca. -67 eta -76 m artean egongo litzateke egungo itsas mailatik. Egungo kobazuloaren kokapena kontuan hartuta, kobazulotik kostaldera arteko gutxieneko distantzia lineala 6,2 eta 7,1 km ingurukoa izango litzateke (7.4. irudia). Hala ere, aipatu beharra dago orain dela 12 ka inguru itsasoaren maila -43 m ingurukoa zela bertako datuetan oinarrituta, kurba eustatikoetan baino 18 m azalera.

Santa Katalina koban, erregistro sedimentarioko I, II eta III maila arkeologikoetan aurkitzen diren itsas baliabideak, sakonera ezberdinekin erlazionatuko lirateke. I mailaren oinarrian, kurba eustatikoak kontuan hartuta, itsas maila -67--61 m ingurukoa izango litzateke; lehenengo mailaren bukaeran berriz, bertako datuetan oinarrituta, itsasoaren maila -29 m-koa izango litzateke gutxi gorabehera; bigarren mailan, itsas maila eustatikoaren kurbetan oinarrituta, hasieran itsasoaren maila -96/-85 m ingurukoa izango litzateke, amaieran berriz, -71 eta -62 m artean; hirugarren mailaren hasiera eta amaieran, itsas mailak gutxi gorabehera -109--91 m eta -75--66 m bitartekoak izango lirateke hurrenez hurren. Horrek esan nahi du lehenengo mailan, kobazulotik kostaldera arteko distantzia lineala

gehienez 2,3 km ingurukoa izango litzatekeela hasieran eta ca. 400 m-koa amaieran. Bigarren mailan, kostaldea ca. 7,3 km (gehienez) eta 2 km-ra (gutxienez) egongo litzateke, eta hirugarren mailan 9,9 km (gehienez) eta 2,2 km (gutxienez) artean (7.4. irudia).



7.4. irudia. A) Kosta-lerroen kokapenak kurba eustatikoetan oinarrituta Altzerriin arrainen irudiak egin zirenean. Sakonera maximo eta minimoak kurba eustatiko guztiak aintzat hartuta. B) Kosta-lerroen kokapenak Santa Katalina kobazuloa okupatuta egon zen garai ezberdinetan. Adierazitako sakonerak balio maximo eta minimoak dira maila bakoitzerako, kurba guztiak aintzat hartuta.

7.1.3 Emaitzen eztabaida

Kontuan izan behar da Garcia-Artola *et al.* (2018) eta Bradley *et al.*-en (2016) EGI ereduko Holozenoaren kurbak, ikerketa eremuarekin lotuta dauden bitartean, beste hiru kurbak izaera eustatikoak dutela. Garrantzitsua da, García-Artola *et al.*-en (2018) datu zaharrenei dagokienez orain dela 9,4 ka inguruko itsas maila ca. -21.6 m-tik gora zegoen, eta adin bererako berriz, itsas maila eustatikoaren kurbetan itsas maila gutxi gorabehera -29--39 m artekoa izango litzateke. Hortaz, bien arteko aldea momentu horretan 7-13 m ingurukoa izango litzateke. Gainera, Bradley *et al.*-en (2016) EGI ereduko kurba kontuan hartuta, orain dela 11 ka eta 12 ka inguruan itsas maila -39 m eta -43 m-ra kokatuko litzateke gutxi gorabehera. Horrek 12 m eta 18 m-ko gutxieneko aldea suposatuko luke hurrenez hurren, kurba eustatikoetan lortutako itsas mailekin alderatuta.

Ezaugarri geomorfologikoei dagokienez, iraganeko kosta-lerroen sigi-sagatasuna, edo lurmutur eta uharteen presentzia, egungo plataforma kontinentalaren erliebearekin erlazionatuta dago. Hortaz, orain dela ca. 10 ka ekialdean kostaldea egungo itsasertzetik gertuago badago erdiko eta mendebaldeko tartetean baino, honako hau ekialdeko aldean malda nabarmenagoa eta gainerakoetan baxuagoa delako da. Malda eta erliebe desberdintasun horiek, litologia, estratuen norabidea edota olatuen klimatologia bezalako faktoreen elkarreaginaren ondorioz gertatzen dira tokian tokiko estalki sedimentarioarekin batera (Galparsoro *et al.*, 2010).

Azkenik, lehen aipatutako adibideek, mota honetako datuek ikerketa arkeologiko edo paleontologikoetan duten erabilgarritasuna eta garrantzia erakusten dute. Denboran atzera, aztarnategiak okupatu zeudenean, paisaia gaur egun ikus daitekeenarekiko guztiz bestelakoa izan zitekeen. Kasu honetan, aztarnategiekiko itsasertzak eduki zuen posizioak, Santa Katalinako itsas jatorriko aztarna kopuruaren aldeak azalduko lituzke. Gune honetan, antzinako kostaldearekiko distantzia hurbiltasuna, elikadura helburuekin hartutako moluskuen presentziarekin bat etorriko litzateke, batez ere I eta II mailetan, eta Vásquez eta Rosales-ek (2014) iradokitako itsas bilketaren jarduera handiarekin erlazionatuko litzateke. Altxerrin, kobazuloaren kokapena eta antzinako itsasertzarekiko distantzia kontuan hartuta, baliabideak lortzeko kostaldera egindako bidaiak azal litezke.

7.2 **Begirada bat azken urteetako lur mugimenduetara kostaldeko eremuan**

Lehenago deskribatu den bezala, itsasertza iraganean aldatzen joan da. Egungo egoerak, martxan doan berotze global eta itsas mailaren igoerarekin, itsasertzaren ezaugarriak aldatzen jarraituko du. Hurrengo urteetarako etorkizuneko agertokiek itsas mailaren altuera gaur egungoa baino altuagoa izango dela aurreikusten dute (Fox-Kemper *et al.*, 2021). Ikerketa eremuan, halako itsas mailak edukiko dituen inpaktuak eta urpean geldituko diren eremuak aztertzeko lan batzuk egin dira jada (e.g. Sainz de Murueta, 2016). Dena den, etorkizun hurbilerako beste arrisku klimatiko batzuk, muturreko olatu eta prezipitazioak kasu, gertatuko direla aurreikusten da (e.g. Olazabal eta Ruiz de Gopegi, 2020; Ihobe, 2021; Seneviratne *et al.*, 2021; Chust *et al.*, 2022), zeinak itsasertzaren atzerakada eta morfologiaren aldaerak ekarriko dituen. Prozesu horiek izan lezaketen eragina aztertzeko, bi metodologia konbinatu daitezke, LEDen eta ortoargazkien konparaketa, bakoitzaren bitartez informazio ezberdina eskuratuz.

7.2.1 Lurrazaleko eredu digitalen bitartez

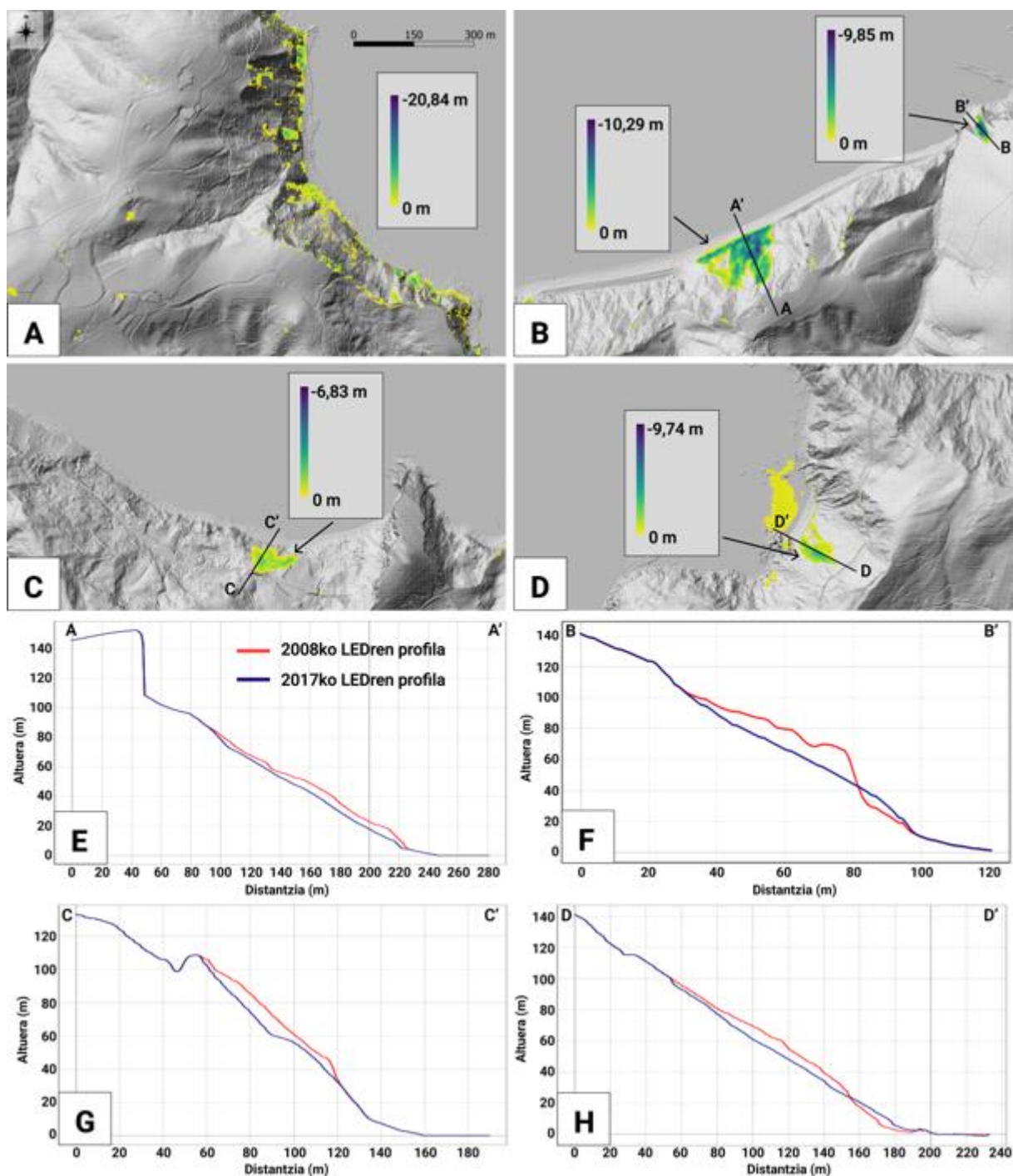
2008 eta 2017ko LEDen (1 m-ko doitasuna) arteko kenketak kostaldeko lehen 200 m-tan, hainbat lur galera aurkitu dituzte kostaldeko eremuetan (7.5. irudia). Desberdintasun nagusienak Ogoño eta Ondarroa arteko eremuan ikusten dira. Kostaldeko zati honetan, lur galera jarraitua duten segmentuak daude, altuera galera nabarmentzen duten eremu handi eta irregularrekin batera (7.6. irudia (A)). Egoera berbera ikusten da Bakioko mendebaldean. Bestalde, gainerako kostaldean, emaitza gehienek lur mugimendu indibidual eta hobekiago definituak erakusten dituzte, kostaldean zehar aldizka eta elkarren artean urrunago agertzen direnak. Lur mugimendu handienetarikoz batzuk Deba eta Zumaia artean (7.6. irudia (B), 7.6. irudia (C), 7.7. irudia), eta Gorliz ekialdean (7.6. irudia (D), 7.7. irudia) ikusten dira. Deba ekialdeko lur mugimendua 5.218 m^2 -koa da, eta Zumaia ekialdekoan berriz, handiena 17.925 m^2 -koa da eta txikiena 1.479 m^2 -koa. Gorliz inguruko mugimendua 5.145 m^2 -koa da. Lur mugimendu horien altuera 80 eta 60 m artekoa da.



7.5. irudia. Altuera galera bat gertatu diren eremuak 2008 eta 2017ko LEDak alderatuz, kosta-lerrotik barnealderanzko 200 m-ko tartea kontuan hartuta.

7.2.2 Ortoargazkien bitartez

Ortoargazkiek, eremu horietan gertatu den mugimendu mota deskribatzeko aukera ematen dute. Gehienak tamaina aldakorreko lur jausiei dagozkie. Gainera, *earthflowak*, lurzoru plastiko eta buztintsuen aldizkako malda-mugimenduak (Horacio *et al.*, 2019) urtean metro batzuk mugitu daitezkeenak (Hungar *et al.*, 2014; Keefer eta Johnson, 1983; Varnes, 1978) ere detektatu dira. Beste mota batzuk arroka erorketak dira, arrokkak grabitatearen eraginez malda aldapatsuetan behera mugitzea (Luckman, 2013), zeinak kopuru murriztuan aurkitu diren. Mota honetako prozesurik aipagarriena, 2018 eta 2019 artean gertatu da Debako ekialdean (7.8. irudia).



7.6. irudia. Detektatutako lur mugimenduen adibideak. Koloretako barrek 2008 eta 2017 artean gertatutako pixelen altuera galerak adierazten dute. **A)** Lur mugimendu irregularrak dituen kostaldeko segmentua. **B)** Zumaiaren mendebaldean oso ondo definituta dauden bi lur mugimendu, eta altitude profilaren kokapena (A-A', B-B'). **C)** Debako ekialdean ondo zehaztutako lur mugimendua, eta altuera profilaren kokapena (C-C'). **D)** Gorliz ekialderantz ondo definituta dagoen lur mugimendua, eta altuera profilaren kokapena (D-D'). **E), F), G), H)** 2008 eta 2017 urteetako A-A', B-B', C-C', D-D' altitude profilak, non lehenago aipatutako lur mugimenduak ikusten diren.



7.7. irudia. Lur mugimenduak hainbat urtetako ortoargazkien bitartez. A), B), C), D) Deba ekialderantz dagoen lur mugimendua. E), F), G), H) Gorniz ekialdera dagoen lur mugimendua.



7.8. irudia. 2018 eta 2019ko ortoargazkiak. 2019ko ortoargazkian Deba ekialderantz arroka erorketa ikusten da.

7.2.3 LEDen eta ortoargazkien metodologiaren arteko ezberdintasunak

LEDen konparaketak, datuen bereizmen handia dela eta (altuera bereizmen hamartarrean jasota baitago), lur mugimendu guztiak detektatzeko oso modu zehatza eskaintzen du, haien forma oso ondo mugatuz eta prozesu guztiak detektatuz haien magnitudea edozein delarik ere. Gainera, teknika askoz azkarragoa da, denbora askoz txikiagoa eskatzen baitu.

Bestalde, ortoargazkiek, eremuan gertatu den lur mugimendu mota zehazteko aukera ematen dute. Gainera, kostaldea urtez urte behatzeak, lur mugimendua gertatu den unea mugatzea ahalbidetzen du, bere eboluzioa ikusiz, urtetik urtera zenbat eta nola mugitzen den zehaztuz. Ortoargazkiak hilabete zehatz batzuetan eskuratzen dira (normalean argazkiak udan hartu ohi dira, laino kopurua urriagoa denean) Horregatik, 2011ko ortoargazkian ikusitako lur mugimendua, urte horretako aurreko hilabeteetan edo aurreko urteko azken hilabeteetan gertatu zen. Modu honetan, posible izango litzateke baita ere beste prozesu batzuekin korrelazionatzea, hala nola muturreko prezipitazio edota olatuekin, horrela lur mugimenduaren kausak ateratzen saiatzeko. Azkenik, ortoargazkiekin aztertutako denbora tartea handiagoa da LEDekin baino.

7.3 Kapituluaren laburpena

Itsas maila metro batzuk beherago egon da azken transgresioko une ezberdinetan. Horregatik, itsasertzak denboran zehar paisaia guztiz desberdinak aurkeztu ditu (lurmutur, penintsulekin eta itsasertz sigi-sagatsuak dituzten eremuekin). Ikuspegi arkeologikotik ere interesgarria izan daiteke, aztarnategi desberdinak okupatu zeudenean paisaia nolakoa zen agerian jarri bait dezake.

Ikerketa eremuarekin lotutako itsas mailaren datu berrienak García-Artola *et al.* (2018) (zundaketa sedimentarioetan oinarrituta) eta Bradley *et al.* (2016) (Doikuntza isostatiko eredu glaziar batean oinarrituta). Bradley *et al.*-en (2016) datu zaharrenen arabera itsasoaren maila -43 m ingurukoa izango litzateke orain dela ca. 12 ka, eta García-Artola *et al.*-en (2018) arabera orain dela ca. 9,8 ka itsasoaren maila ~25 m azpitik egongo litzateke. Hortaz, ezaugarri nagusi gisa orain dela 12 ka-tik aurrera antzinako itsasertza egungo itsasertzarekiko paraleloa izan dela aipa daiteke.

Kosta-lerroa sakonago zegoenean, hainbat elementu geomorfologiko beha daitezke. Ekialdean, lurmutur handi bat sortuko litzateke. Erdialdean, penintsula batzuk sortuko lirateke, denborarekin uharte bihurtuko liratekeenak. Mendebaldean, kostaldeak sinuositate handia eta bide irregularra erakutsiko luke. Behatzen diren ezaugarri morfologiko ezberdinen adinak (lurmuturrak, kosta-lerro sigi-sagatsuak...) desberdinak dira erabilitako kurbaren arabera, hau da, Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) edota Yokoyama *et al.* (2018).

Iraganeko kosta-lerroak egungo itsasertzarekin alderatuta kokatuko liratekeen distantziak, kilometrokoak izango lirateke. Adibide gisa, duela 18 ka inguru, hiru kurba eustatikoen itsas mailaren sakonerarik txikiena aintzat hartuta, kosta-lerroa gutxi gorabehera Matxitxako lurmuturretik 4 km-ra eta Santa Katalinatik 10 km-ra kokatuko litzateke. Duela 14 ka inguru, kokapen berberetatik distantzia gutxi gorabehera 2,7 km eta 4,3 km-koa izango litzateke.

Informazio arkeologikoari lotuta, duela 13 ka inguru ezarri zen Altxerriko arrain margoen adina. Kurba eustatikoetan oinarrituta, une horretako itsas maila, egungo itsas mailatik -67 eta -76 m artean kokatuta egongo litzateke gutxi gorabehera. Kobazuloaren egungo kokapena kontuan hartuta, kobazulotik kostaldera arteko gutxieneko distantzia lineala 6,2 eta 7,1 km inguru artekoa izango litzateke.

Santa Katalina koban, erregistro sedimentarioko I, II eta III maila arkeologikoetan aurkitutako itsas aztarnak, itsas mailaren sakonera ezberdinekin erlazionatuko lirateke. Adibide gisa, III mailaren hastapenean eta amaieran itsas mailak gutxi gorabehera -109/-91 m eta -75/-66 m bitartekoak izango lirateke hurrenez hurren. Horrek esan nahi du III mailan kobazulotik kostalderako distantzia lineala 9,9 km (gehienez) eta 2,2 km (gutxienez) artekoa izango litzatekeela gutxi gorabehera.

Kontuan izan behar da Holozenorako García-Artola *et al.*-en (2018) kurbak eta Bradley *et al.*-en (2016) GIA ereduaren iragarpenak, ikerketa eremuarekin erlazionatuta daudela, eta beste hiru kurbak izaera eustatikoa daukatela. Honako hau garrantzitsua da, García-Artola *et al.*-en (2018) datuen arabera itsas mailaren sakonera orain dela ca. 9,4 ka, ~ -21,6 m-ren gainetik kokatuta baitzegoen, eta adin bererako itsas maila eustikoaren kurbetan berriz, sakonera gutxi gorabehera -29/-35 m bitartekoa izango litzateke. Horrela, momentu horretan bien arteko aldea 7 – 13 m artekoa izango litzateke. Gainera, Bradley *et al.*-en (2016) GIA ereduko kurba kontuan hartuta, orain dela 11 ka eta 12 ka inguruan itsas maila -39 m eta -43 m-tan kokatuko litzateke gutxi gorabehera. Horrek, 12 m eta 18 m-ko gutxieneko aldea suposatuko luke hurrenez hurren, kurba eustatikoetan lortutako sakonerekin alderatuta.

Azken urteetako lur mugimenduei dagokienez, LEDaren konparaketaz ikusi zen Ogoño eta Ondarroako kostaldeko zatien artean lurzoru galera jarraia duten segmentuak daudela, altuera galera nabarmentzen duten eremu zabal eta irregularrekin. Gainerako kostaldean, emaitza gehienek lur mugimendu indibidualak eta hobeto definituak erakusten dituzte, kostaldean zehar tarteka agertzen direnak eta elkarren artean urrunago.

Ortoargazkiek eremu horietan gertatu den mugimendu mota deskribatzeko aukera ematen dute. Gehienak tamaina aldakorreko lur-jausiei dagozkie, eta “*earthflow*” edo arroka erorketa batzuk ere ikusi dira.

LED konparaketak lur mugimendu guztiak detektatzeko modu oso zehatza eskaintzen du, datuen bereizmen handia dela eta (zehaztasuna zentimetrikoa da). Bestalde, ortoargazkiek, gertatu den lur mugimendu mota bereizteko, eta lur mugimendua gertatu den unea eta haren bilakaera ezagutzeko aukera ematen dute. Modu honetan, muturreko prezipitazioak eta olatuak bezalako beste prozesu batzuekin izan dezaketen erlazioa jakin daiteke.

7.4 Summary of the chapter

The sea level has been some meters below at different moments in the last transgression. Hence, the shoreline has presented completely different dispositions and landscapes throughout time (with capes, peninsulas and areas with more sinuous shorelines). This can be interesting from an archaeological perspective as well, as it can reveal the characteristics of the landscape when the different sites were occupied.

The most recent data of the sea level related to the study area is obtained from García-Artola *et al.* (2018) (based on sedimentary cores) and Bradley *et al.* (2016) (based on a Glacial Isostatic Adjustment model). According to the oldest data from Bradley *et al.* (2016) the sea level would be at

around -43 m at ca. 12 ka, while García-Artola *et al.* (2018) remark that at ca. 9.8 ka the sea level would be below ~25 m. Hence the main characteristic is that since approximately 12 ka the ancient shoreline would be parallel to the present shoreline.

When the shoreline was deeper, several geomorphological features can be observed. In the eastern part, a great headland would have been generated. In the central part, some peninsulas would have formed, which turned into islands with time. In the western part, the coastline would have shown a great sinuosity and an irregular path. The ages of the different morphological features that are observed (capes, sinuous shorelines...) is different depending on the used curve, this is, Stanford *et al.* (2011), Lambeck *et al.* (2014) and Yokoyama *et al.* (2018).

Regarding the distances where past shorelines would have been located compared to the current shoreline, the distances would be kilometric. As an example, at about 18 ka ago, taking the shallowest sea level depth of the three eustatic curves, the shoreline would be located minimum at roughly 4 km offshore Matxitxako Cape and around 10 km offshore Santa Katalina. From the same locations at about 14 ka ago the distances would be of approximately 2.7 km and 4.3 km.

Related to the archaeological information, the age of the fish paintings at Altxerri was set about 13 ka ago. Based on the eustatic curves, sea level at that moment would be between approximately -67 and -76 m from present sea level. Taking into account the current cave location, the minimum linear distance from the cave to the coastline would range between around 6.2 and 7.1 km.

In Santa Katalina cave, the marine resources found on the archaeological levels I, II and III of the sedimentary record, would correlate with different sea level depths. As an example, in the onset and conclusion of level III the sea levels would be between roughly -109/-91 m and -75/-66 m respectively. This means that in level III the linear distance from the cave to the coastline would be of approximately between roughly 9.9 km (maximum) and 2.2 km (minimum).

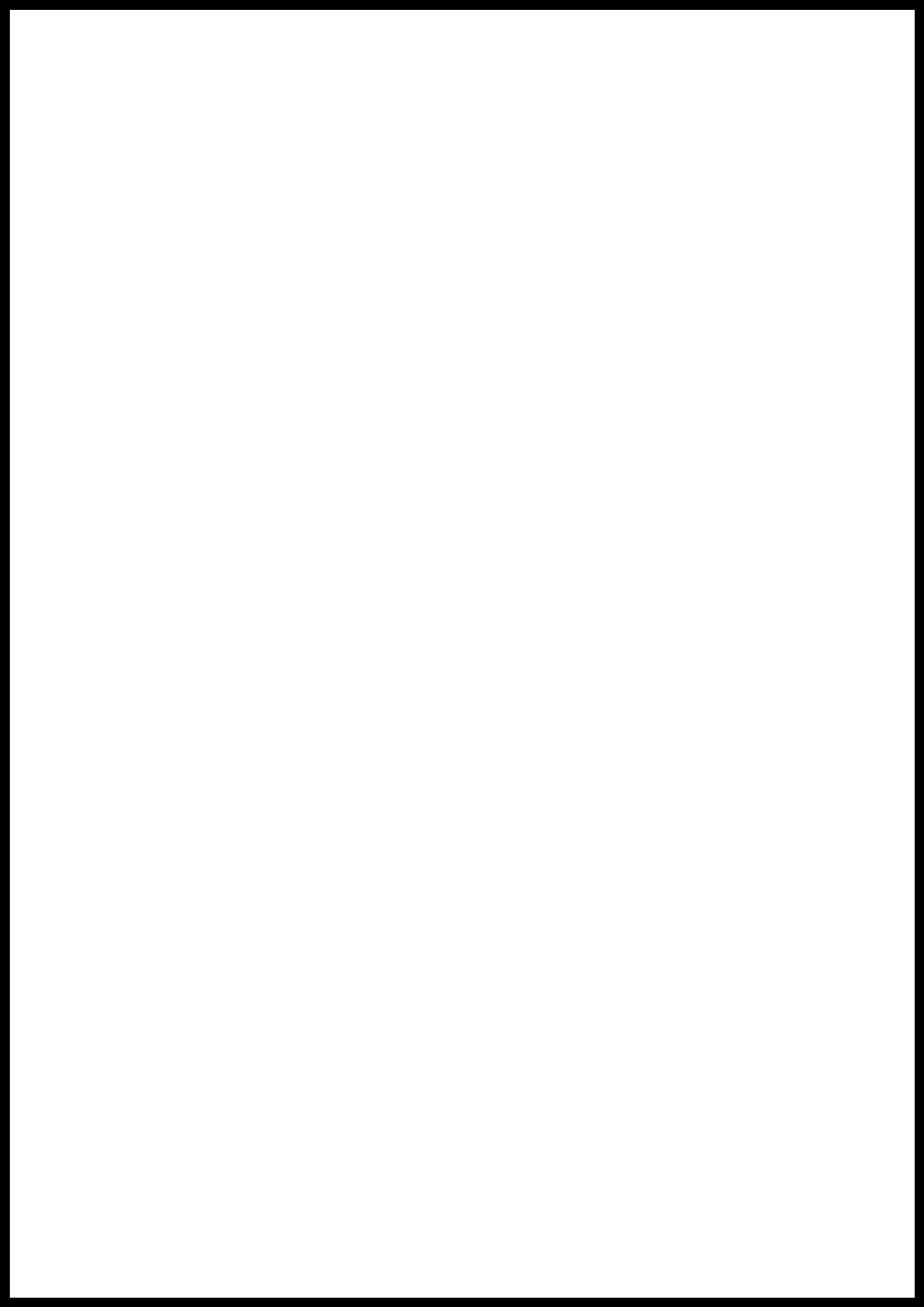
It should be taken into account that while the curves of the Holocene by García-Artola *et al.* (2018) and the GIA model predictions by Bradley *et al.* (2016) are related to the study area, the other three curves are of eustatic character. This is important, as from the data of García-Artola *et al.* (2018) the depth at ca. 9.4 ka was above ~ -21.6 m, while for the same age, in the eustatic sea level curves the depths would be between roughly -29/-35 m. Thus, the difference between them at that moment could be between 7 – 13 m. Moreover, taking into account the GIA modelled curve of Bradley *et al.* (2016), at around 11 ka and at 12 ka the sea level would be located at approximately -39 m and -43 m. That would suppose a minimum difference of 12 m and 18 m and respectively, compared with the depths obtained in the eustatic curves.

Regarding the recent years land movements, the comparison of DTM showed that between the coastal sections of Ogoño and Ondarroa, there are segments with continuous loss of land, with large and irregular areas highlighting the loss of height. In the rest of the coast, the majority of the results show individual and better defined land movements, which appear more sporadically and distanced between each other along the coast.

The ortophotos enable to describe the type of movement that has occurred at those areas. The majority correspond to landslides of variable size, while some earthflows or rockfalls as well were observed.

The DTM comparison offers a very precise way to detect all the land movements due to the high resolution of the data (the precision is centimetric). On the other hand, the ortophotos enable to set the type of land movement that has occurred, and to constrain the moment when the land movement has occurred and its evolution. In this way, the possible relation with other processes such as extreme precipitation and waves episodes could be set.

III. ATALA



EVOLUTION OVER TIME AND CONCLUSIONS



8. CHAPTER: EVOLUTION OVER TIME AND CONCLUSIONS

The data obtained from the previous analyses of the relief and morphology in the coastal area (both emerged and submerged sections), and the corresponding sedimentary records allow us to make observations regarding the climatic sea level variations and geodynamic evolution along the eastern Cantabrian margin. In this chapter, we will outline the key aspects of this evolutionary process.

8.1 Geodynamic evolution

In this work, the highest ancient rocky shore platform (ARSP) has been defined at ca. 360 m, and overall 18 levels of ARSP were identified above the current sea level. Considering the last 800 ka, the warmest interglacial periods occurred during MIS 5e and MIS 11 (Masson-Delmonte *et al.*, 2010). However, even during these periods, the sea level did not surpass approximately 13 m (during MIS 11) (Spratt and Lisiecki, 2016; Gulev *et al.*, 2021).

To determine the extent of the temporal scope, we trace back through the marine sediment records along the Cantabrian coast to the upper Eocene (Priabonia, Hines, 1985), which have been defined around Meron beach, situated south-west of Oyambre cape. The upper 500 meters of the local stratigraphic succession, which belong to the Priabonian (upper Eocene) and Oligocene, exhibit pronounced folding. Comprising predominantly carbonate turbidites, as well as gravel and blocky debrites, these formations consist mainly of shallow carbonate and well-rounded siliceous gravels (Hines, 1985). The significance of these materials is twofold: not only do they represent the sole outcrop of Oligocene marine facies in the basins of the northern Iberian Peninsula, but they also establish the upper limit for the tectonic emersion of coastal materials, dating back to approximately 34 million years ago.

Considering historical data, it appears that the sea level did not surpass the present sea level until the Pliocene (Hansen *et al.*, 2013; Bates *et al.*, 2014). During the Mid Pliocene Warm Period, estimated to be between 3.3 and 3 million years ago, the sea level ranged from approximately 5 to 25 meters above sea level, as reported by the IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) (Gulev *et al.*, 2021). Miller *et al.* (2020) proposed that the maximum sea level may have reached higher elevations between 3.9 and 3.3 Ma ago, especially around 30 m at ca. 3.8 Ma ago. Examining Pliocene data further, Dumitru *et al.* (2019) suggest a most probable mean sea level of 25.1 meters (with the 16th and 84th percentiles at 10.6 and 28.3 meters, respectively) around 4.49 ± 0.39 Ma ago, while Rovere *et al.* (2020) estimate it to be 28.4 ± 11.7 meters between 4.69 and 5.23 Ma ago.

The data presented indicates that to generate ARSP exceeding the previously mentioned heights, it should have occurred in a geological period beyond the Pliocene. Alvarez-Marrón *et al.* (2008) have previously established through their research, that the minimum age of the faulted wide rasa situated predominantly below approximately 140 meters is estimated to be 1 – 2 Ma, suggesting a Pliocene origin for its formation.

By synthesizing historical sea level data with the registered ages, it becomes evident that **attributing the highest ARSP levels solely to sea level fluctuations is unfeasible. The contemporary elevation of these levels must be ascribed to landmass uplift**, as already commented by various studies (e.g. Mary, 1983; Flor, 1983; Pedoja *et al.*, 2011, 2014; Alvarez-Marron *et al.*, 2008).

Additionally, the study area exhibits noteworthy continuity in the elevations of certain high-altitude ARSP, even when separated by kilometres. An illustrative example is the ARSP at approximately 230 m (ARSP-13), which manifests consistent heights across distinct locations. **This implies a uniform geodynamic evolution in the study area, without a clear overall trend of ascending or descending altitudes towards the east or west.** This pattern appears to have persisted since at least a part of the Pliocene, based on the findings of Álvarez-Marron *et al.* (2008). This consistent uplift evolution aligns with observations made by other researchers using other geomorphological features (Aranburu *et al.*, 2015; del Val *et al.*, 2019). Moreover, prior studies have also highlighted a similar evolution of the Cantabrian margin in various regions such as Asturias or Cantabria (Flor, 1987; Moreno *et al.*, 2009; Flor and Flor, 2014), with exceptions around specific faults (Dominguez-Cuesta *et al.*, 2015).

In the same way, and in a recent time, a similar conclusion has been reached. Especially in the dated and described site at Oyambre, the height of the erosive surface is similar to the one measured at Karraspio. Furthermore, in the other deposits suggested to be indicative of the sea level at MIS 5e in the Cantabrian coast compiled by Pedoja *et al.* (2018), the maximum altitude varies between 4 ± 1 m and 7.5 ± 2.5 m, being in most cases of 6 ± 1 m. Moreover, in spite of an absence of an erosive surface, the altitude measured at Ostende roughly coincides with the previously commented altitudes. Therefore, all of this suggest **a similar tectonic evolution since at least that moment in the Cantabrian margin.** Additionally, the deposits of La Arena and especially the one at Errotaberri with the sharp erosive surface, could also support the similar tectonic evolution along the Cantabrian coast. However, due to the absence of completely precise altitude measurements and age data, this cannot be confirmed.

Moreover, considering the data acquired in the study area and comparing the relationship between various ancient rocky shore platforms (ARSP) and the sea level curve, distinct periods with varying tectonic trends emerge. Consequently, we propose different hypotheses to determine whether the

identified ARSP have experienced tectonic elevation, the extent of such elevation, and the corresponding timeframes.

Furthermore, when sea level and $O^{18/16}$ curves beyond the Mid-Pleistocene Transition (MPT) are considered, it is observed that the amplitude of sea level variations is significantly lower during the Pliocene than at the end of the Pleistocene (e.g. Lisiecki and Raymo, 2005; Hansen *et al.*, 2013; Bates *et al.*, 2014). Under these conditions, during periods of low amplitude, when the range between high and low sea level is small, the sea would have spent more time at similar heights and therefore the width of the resulting platforms would be greater (Hearty *et al.*, 2020) and it would generate higher cliffs.

Nevertheless, this would not exactly correlate with some of the ARSP that are detected at high altitude in the study area, such as the ARSP located at ca. 230 and ca. 250 m for example. In this case, the height of the cliffs is quite small. **For the generation of these platforms, there shouldn't be a tectonic stability episode, but instead, some tectonic pulses and quite continuous should have occurred.** On the contrary, during the formation of the higher cliffs that start at around 100-120 m (ARSP-7, ARSP-8), as the case of Punta Galea or Getaria for example, **the uplift should have taken place in a slow and calm way.** Considering that Álvarez-Marrón *et al.* (2008) set in the Pliocene the age of a rasa that could be equivalent of the platforms at Punta Galea or Getaria taking into account its height, **that would mean that the others that are above them are even older, from Pliocene or Miocene epochs.**

The deposit of Sonabia has allowed to indirectly establish a minimum age for the generation and emersion of the platform at approximately 40 – 45 m (ARSP-4). Previously, a platform at 50 - 60 m of altitude had been dated through U/Th techniques, in the speleothems located in the cave of Asnarre (coast of Biscay) (Aranburu *et al.*, 2013) and in the cave of Pindal (coast of Asturias) (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2011). According to their data, the oldest speleothems in the former were dated at ca. 339 ka, while the latter gave a maximum age of 230 ka. The data from Sonabia contributed, as **the new age sets a older age than previously thought to this altitude platform, as at least before that moment (~310 ka) or before ARSP-2 generation at MIS 11, this area should have been already uplifted and emerged. As a result, the platform at ca. 40 – 45 m along with those above, would have been formed and elevated by then.**

Considering the elevation of ARSP-2, we suggest that it was potentially formed during MIS 11, which could be supported with the presence of aeolian sands with a minimum age of 310 ± 41.8 ka in Sonabia. The elevation of this erosion surface ranges at present from 20 to 25 m above sea level (a.s.l.) in various locations such as Sonabia, Mundaka, or Lekeitio. Considering that the sea level was 6 - 13

m higher during MIS 11 (Spratt and Lisiecki, 2016; Gulev *et al.*, 2021), we propose two scenarios for interpreting these ARSPs:

a) Considering that ARSP-2 are **at their appropriate altitudes**, the sea level in the study area would have been above 13 m, aligning with the findings of some previous studies (e.g., up to 20 m (Hearty *et al.*, 1999; Olson and Hearty, 2009)). In this scenario, most of the submarine terraces (T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10, and T-11) could reasonably be correlated with elevations where the sea has been for most of the time during the last 492 ka (Grant *et al.*, 2014). The marine terraces that deviate from this pattern are T4, T7, T-6, T-9, and T-12, and it could suggest that their formation age is earlier (older).

b) However, taking into account the latest IPCC data, and accepting the sea level already established for MIS 11 between 6 – 13 m, not higher, the platforms of ARSP-2 could have **experienced tectonic elevation**, around 7 - 12 m (considering the maximum sea level of 13 m at MIS 11). In this scenario, most of the submarine terraces (T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10, and T-11) would also correlate with the elevations where the sea has been for the majority of the time since MIS 9 (the last 337 ka) (using the curve from Grant *et al.* 2014). Hence, this hypothesis is consistent. Additionally, in the area where the submerged terraces present the best preservation (east of Ogeia), T4 and T7 show a higher position of around 5-6 m from the nearest below submarine terraces (T-5 and T-8), suggesting that these differences may result from the same tectonic pulse. Moreover, even T-9 would match with this scenario, as it appears some meters higher than T-10. Additionally, the difference in altitude described for T-3 (between ~34-41 m), could respond that actually it is a result of two different terraces. The altitude difference of 7 m could match with the tectonic pulse hypothesis observed in other areas. **Hence hereinafter we define T-3a and T-3b. If so, this tectonic pulse likely could have occurred between: the MIS 11 highstand and the onset of MIS 9.** The T-6 and T-12 do not match with this previously mentioned scenario, and they do not appear in the analysed temporal scope along this work, hence we suggest that they could be even older. **Consequently, T-6 and T-12 could have been formed the first ones. Then, T-3a, T-4, T-7 and T-9 would have been generated previous to the last tectonic pulse (between MIS 11 highstand and MIS 9 onset). T-1, T-2, T-3b, T-5, T-8, T-10, and T-11 could have formed after the last tectonic pulse, to the present day. Considering all the data from the study area, this last hypothesis is the most fitting model for interpreting these ARSP-2**

Therefore, this would mean that the landmass of our coast has not undergone vertical movement and has remained stable since somewhere in between the MIS 11 highstand and MIS 9 onset.

Besides, during the MIS 5e the sea level reached heights higher than current sea level (e.g. up to ~6.6 m (Grant *et al.*, 2012; Kopp *et al.*, 2009), between ~5-10 m (Gulev *et al.*, 2021). The altitudes measured in the deposits representing that period closely align with the heights reported in the

literature. This would mean that the Cantabrian coast has been almost stable since at least that moment, and without any significant tectonic movement. The absence or low activity of neotectonics, has also been previously commented by other authors (e.g. Cearreta, 1993; Flor and Flor-Blanco, 2014, Pedoja *et al.*, 2018). These appreciations would match with the idea previously commented, that the landmass of our coast has not undergone vertical movement and that it has remained stable since somewhere between the MIS 11 highstand and MIS 9 onset.

Moreover, as done in Chapter 4, the most probable moment for the generation of the submerged marine terraces since MIS 9 can be extracted, analyzing the time spent between specific MIS onsets. T-1 would have been generated mainly between the onsets of MIS 7 and MIS 9. T-2, T-8, and T-10 would have been formed mainly between the onsets of MIS 5 and MIS 7. T-3, T-5 mainly between present and the onset of MIS 5, and between the onset of MIS 7 and MIS 9, especially the latter. T-11 would have also been formed mainly between those time spans, but in this case especially more between present and MIS 5.

8.2 Summary of the landscape evolution of the study area

In short, based on the ages obtained by Álvarez-Marrón *et al.* (2008), the highest levels of the study area could have formed in Pliocene or Miocene epochs (Figure 8.1A). Then, these platforms would have been uplifted in a similar way with tectonic pulses in a fast uplift (Figure 8.1B). Overall, 8 different pulses would have occurred.

Afterwards, the platforms and the high cliffs at Punta Galea or Getaria (~100 – 120 m) would have been formed at minimum 1 – 2 Ma years ago (Upper Pleistocene, Pliocene) based on Álvarez-Marrón *et al.* (2008), in a pause moment or slow uplift (Figure 8.1C). Then, the sediments found at Zabaletxe would have been deposited probably by aeolic processes in a low sea level moment based on Mtz. de Lahidalga *et al.* (2012) (Figure 8.1D).

Afterwards between ancient rocky shore platforms between ARSP-6 and ARSP-2 would have been formed and uplifted, with 5 pulses. During that process, T-6 and T-12 could have been formed. Before the last tectonic pulse, underwater platforms T-3a, T-4, T-7 and T-9 would have been generated (Figure 8.2A), and at the highstand of MIS 11, the ARSP-2 would have formed (Figure 8.2B).

Then, in a similar geochronological framework, the last tectonic pulse would have happened and the “sand facies 1” of Sonabia would have been deposited (Figure 8.2C). Since that moment, the landmass could have remained stable until nowadays. On that tectonic stability situation, the continuous climatic sea level fluctuations would have occurred, and some of the underwater platforms would have been

generated during that time, reoccupying the surfaces at different moments and different glacial-interglacial cycles (T-1, T-2, T-3b, T-5, T-8, T-10, T-11) (Figure 8.2C).

When the continental platform remained emerged, the rivers would keep eroding, generating channels and flowing some kilometres to the north from the current shoreline, until an approximate depth of ca. 70 m. Afterwards, part of the “sand facies 1” from Sonabia would be reworked and mixed with the sand from the substrate to generate the “sand facies 2”, at ca. 182 ka and 141 ka. In the same way, at Zabaletxe the sediments would be deposited at their current place since at least ca. 164 ka, generating various Podzols since then (Figure 8.3A). At MIS 5e, the surface at Karraspio would have been generated and the gravel and sand facies would have been deposited above (Figure 8.3B). Later, the sediments found at Jaizkibel would have been accumulated and the soil horizons would start to form. More recently, in the Holocene, the sediments at Atxulo cave would settle. Nowadays the original morphologies of the mentioned morphological features appear modified, due to erosional and depositional processes that have gone through them with time (Figure 8.3C).

8.3 Further research

Looking to the future, several paths and tasks could be mentioned.

Regarding the submerged area:

- Extension of the study area to the east and west.
- Evaluation of the depths where sea level spent more time in the past in a longer timeframe than 492 ka, in order to see when T-3a, T-6, T-12, T-4, T-7 and T-9 formation could begin.

Regarding the emerged area:

- Extension of the study area to the west.
- Extension of the study area more than 2 km inland as well.

Regarding the deposits:

- Measuring the exact height of La Arena and Errotaberri deposits.
- Next to the deposit of Ostende and within the municipality of Castro-Urdiales there are some gravels described by Guilcher (1972). Analysis and dating of this deposit if possible.

Regarding the recent land movements:

- A much more in depth analysis.

The evolution of the eastern Cantabrian coast from the sea level perspective

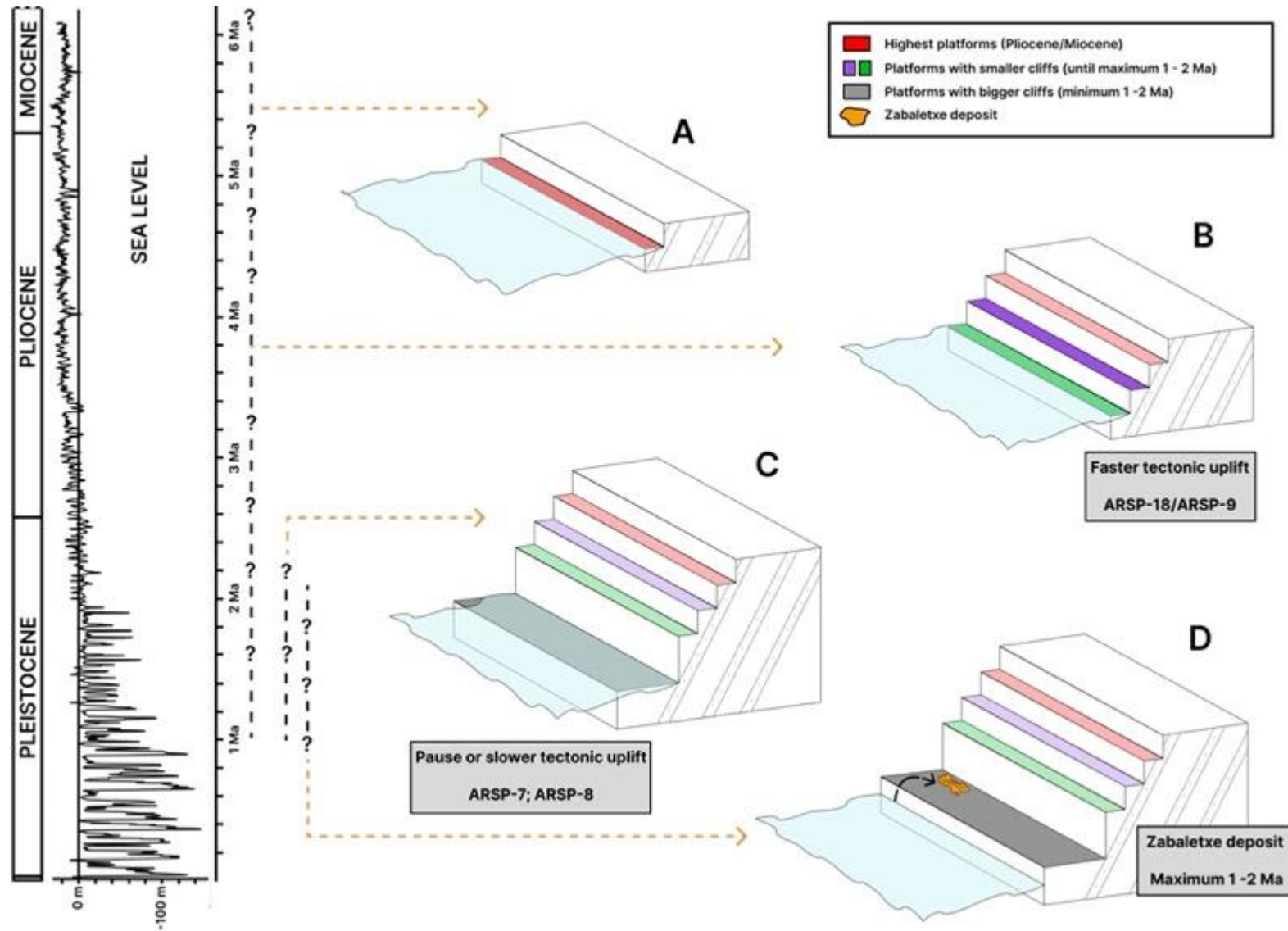


Figure 8.1. Main evolutionary steps extracted from the data. **A)** Generation of the highest surfaces 360 m. **B)** Generation of platforms with smaller cliffs (e.g. 230 m; 250 m), with tectonic pulses in fast uplift conditions. **C)** Generation of platforms with higher cliffs (ca. 100-120 m), in pause or slow uplift conditions. **D)** Deposition of the Zabaletxe deposit, in lower sea level conditions.

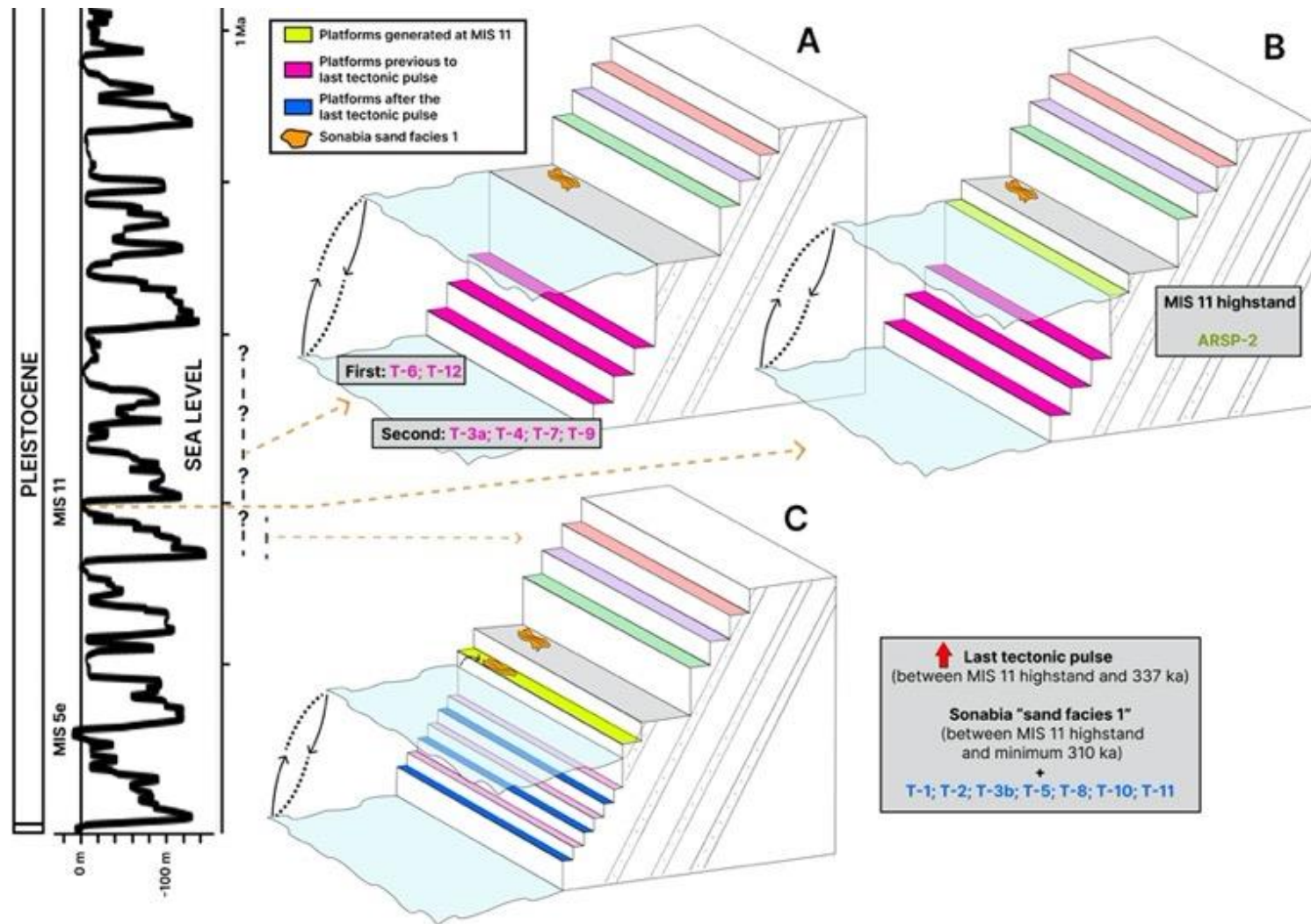


Figure 8.2. Main evolutionary steps extracted from the data. **A)** Generation of some underwater platforms previous to tectonics. First, T-6 and T-12 would have been generated. Afterwards, T-3a, T-4, T-7 and T-9. **B)** Generation of the platform at MIS 11. **C)** Uplift of the landmass, generation of "sand facies 1" in Sonabia, and beginning of underwater terraces T-1, T-2, T-3b, T-5, T-8, T-10, T-11 formation.

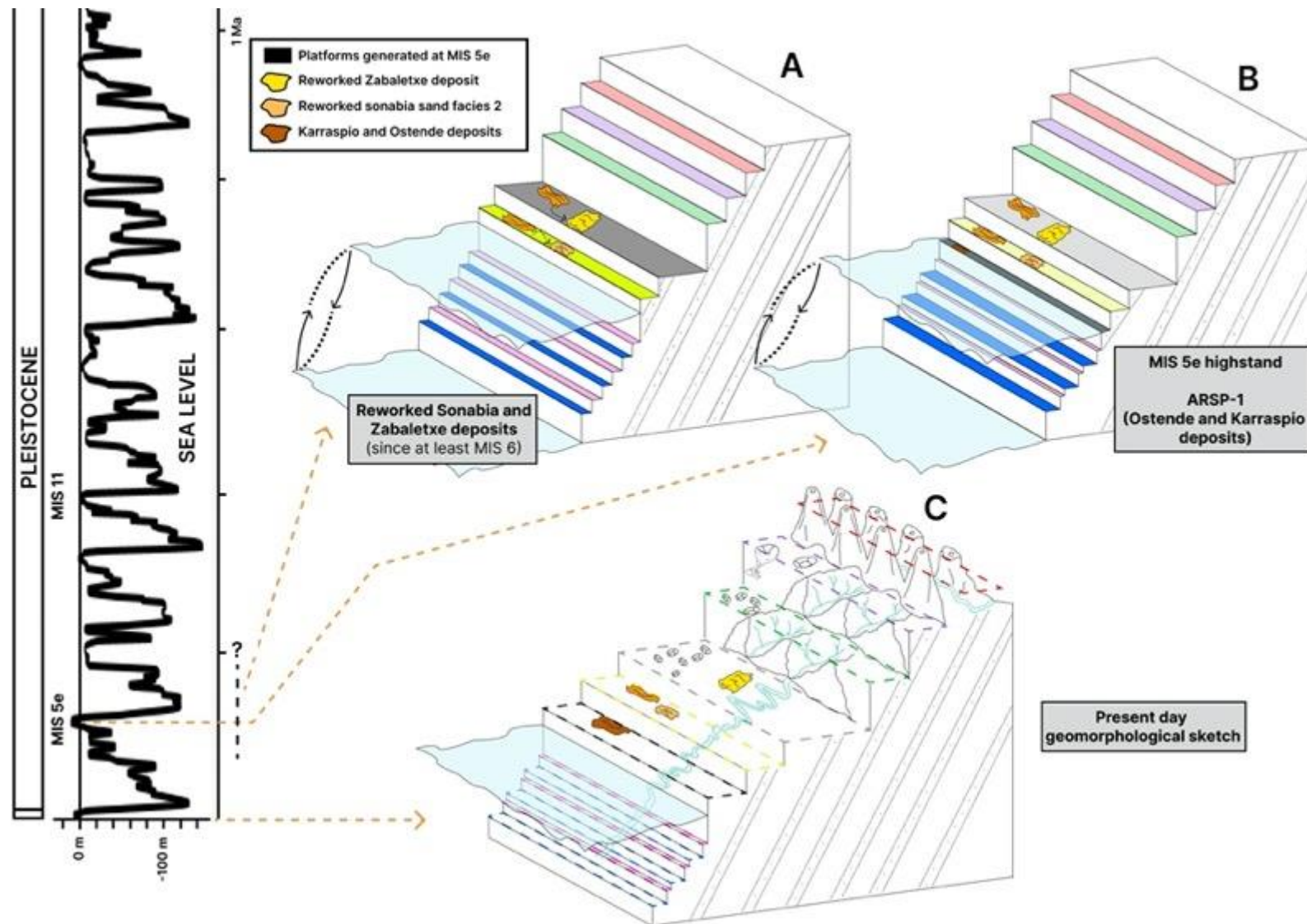


Figure 8.3. Main evolutionary steps extracted from the data. **A)** Generation of the reworked deposits of Zabaletxe and Sonabia. **B)** Generation of the platform at MIS 5e and generation of the Karraspio and Ostende deposits. **C)** Current geomorphological sketch.

8.4 Main conclusions

8.5.1 Submerged part

- In the submerged area, overall 13 marine terraces have been defined in the study area with their shoreline angles drowned between approximately: -13 m (T1), -30 and -32 m (T2), -34 (T3a), 41 (T3b) m, -44 and -47 m (T4), -49 and 53 m (T5), -55 and 58 m (T6), -59 and 62 m (T7), -65 and 67 m (T8), -68 and 70 m (T9), -74 and -77 m (T10), -83 and -86 m (T11) and -89 and 92 m (T12). Note that T-3 has been divided between a and b, as it has been a conclusion reached in the last discussions of the PhD, and so that it does not lead to confusion with the rest of the nomenclature used throughout the thesis project.
- According to the modelling, the best time span for submerged marine terrace creation is between the Last Interglacial Maximum (LIM) and the Last Glacial Maximum (LGM). Nevertheless, according to the modelling, the last transgression would have reworked the former coastal landscape and eroded older geomorphic evidences of past sea-level positions, giving as a result an smoothed relief. So even though the last sea level rise should make disappear the main ancient cliffs based on modelling, that is not the case in our study area.
- The distribution of the submerged marine terraces seems to be a combination of lithology, stratification direction and wave energy. In general, high wave energy areas seem to be less effective in their preservation. However, in limestone outcropping areas and where the stratification direction is parallel to the shoreline, their preservation is enhanced. Moreover, the effect of wave direction is also observed in terrace preservation. The ones that are in the eastern sections (which would be protected from the main waves), are better preserved, while in the western flanks, exposed to the main wave direction, some submerged terraces are eroded.
- The analysis of the depths where sea level spent more time in the past (using the curve of Grant *et al.* (2014)), supported the idea of inheritance, that they have been generated along various glacial-interglacial cycles, when sea level stayed at similar depths at different moments and reoccupied the platforms. Furthermore, it also shows that the marine terraces could be older than MIS 5e. A lot of depths where the sea has spent more time, since different MIS onsets, present a good correlation with some of the levels observed in the submerged area: T-1, T-2, T-3, T-5, T-8, T-10 and T-11. The importance of each glacial-interglacial cycle in the generation of each terrace is different. This has also some geodynamic implications, as it would suggest a tectonic stability of the area since a long time ago.

8.5.2 Emerged part

- In general, the ancient rocky shore platforms of the emerged part of the study area appear segmented and in a discontinuous setting, having a poor preservation. Many times their presence is observed as relicts and morphologically altered features, such as peaks or hills. Overall, 18 ancient rocky shore platform levels were detected. Their altitude would range approximately as follows: 5 m, 20 – 25 m, 30 – 35 m, 45 – 55 m, 70 – 75 m, 80 – 85 m, 90 – 105 m, 115 – 125 m, 145 – 155 m, 170 – 180 m, 190 – 200 m, 205 – 215 m, 225 – 235 m, 245 – 260 m, 270 – 280 m, 300 – 310 m, 330 – 340 m and 355 – 365 m. Considering the ages reported in this project and in the literature along the Cantabrian margin, it is suggested that until the platform of 45 – 55 m they could be considered “marine terraces”, while from the data of Asturias from Álvarez-Marrón *et al.* (2008), 90 – 105 m upwards they could be considered “rasas”. Nevertheless, related to their morphology, some of the “rasas” do not match the characteristic of being wide platforms.
- The presence of ASRP is not restricted by the lithological composition or the stratum orientation of the landmass, as platforms are observed in limestones and flysch type rocks, or with stratification parallel and perpendicular to the shoreline. Nevertheless, some of the best preserved sequences are observed in limestones and in the Eocene rocks. On the other hand, the shoreline that is composed with flysch from the Lower Cretaceous, presents broadly higher cliffs, and the lowest height levels are missing.
- In general, the higher the current altitude of the surfaces, the older their age, and thus, more time under subaerial processes that modify their original morphologies. That is why in limestones and flysch type rocks, the highest levels only remain as the top of karst pinacles or as mountains or hills. Lower levels still preserve part of their original planar surface, even though sometimes they are altered by dolines or rivers. Finally, the platforms that are closest from sea level, conserve better their original planar morphologies.
- When considering siliciclastic rocks, in the most recent outcropped ARSPs, numerous streams, which have not yet joined the main river system, directly flow into the sea by cascading over cliffs. On the other hand, the river differential erosion can be observed among different ARSP. In the rivers that were generated in older ARSP, the erosion has been more pronounced generating valleys, while in more recent ARSP the rivers profile is smoother. The most advanced river systems reach depths of up to -70 m.
- The width of the ARSP is variable, from some hundreds of meters to less than 100 meters depending on the level and the spot. Lithology is one of the parameters that generated different widths. In limestones or Eocene rocks the platforms width is smaller. Regarding the effect of the orientation of the stratification, it could be said that the magnitude of the rocky shore platforms is higher in the areas where the stratification is parallel to the waves direction.

- Related to the ancient cliffs, in several places a height of at least 100 m is repeated, where its base is at an altitude of around 100-120 m. On the other hand, there are also areas where ancient cliffs of smaller sizes are observed, such as in Jaizkibel, where the ancient cliffs present heights of approximately 25 m between 200 and 275 m. The fact that in some of the areas the ancient cliff is bigger could also be related to the total amount of time that the sea level spends at a certain height during various glacial-interglacial cycles. As mentioned earlier, in many areas the most prominent cliffs can be seen above an altitude of 100-120 m, while in higher and lower altitudes, the size of these cliffs is smaller. Taking into account these characteristics, it can be said that in general at levels higher than 100-120 m, although the amplitude of the sea level was lower, the uplift could have been faster generating those smaller cliffs. At this elevation, the uplift would pause or slow significantly, and the sea level would have remained in a similar position for a long time, forming these large cliffs.

8.5.3 Open air and cave deposits

- In total 14 spots were analyzed. 6 of them have been in open air areas, while 8 have been in caves. In 4 of those sites (Sonabia, Zabaletxe, Atxulo and Karraspio), in total, 16 OSL ages were obtained. Even if some of them presented a poor luminescence signal and bleaching, the obtained results have been useful. On the other hand, in total 17 age results were obtained through U/Th, divided in 7 sites: Ostende, Atxulo, Gaztelugatxe, Laida, Kantauriko Begia, Lapatza and Zumaia. Most of the results were not useful. Nevertheless, some samples of Kantauriko Begia, Laida, Lapatza and a single sample in Ostende caves gave reliable results.
- The deposits from Karraspio and Ostende have been interpreted as beach deposits formed by conglomerates and bioclastic sands that present marine fauna. Overall, considering the ages and the altitude of the deposits, the most probable scenario is that both records are coetaneous in time. Hence, the most probable age of these littoral beach and sea cave deposits correlate with the MIS 5e highstand.
- The deposit of Atxulo cave is of marine origin as well, and according to its age it was deposited in the Holocene. Therefore, the deposit is suggested to be a consequence of very strong storm and waves conditions, that would carry the sediment from the sea and introduce it into the cave at the gallery at 19 m.
- The “sand facies 1” of Sonabia, and ZAB-01 sample of Zabaletxe have been interpreted as aeolian sediments. The mineralogical composition in both cases consists of almost 100% quartz and the morphological shape parameters are very similar. Taking into account the age of the “sand facies 1” of Sonabia (minimum $310 \text{ ka} \pm 40$), we suggest that the sand particles could have been deposited by aeolian processes during an episode of relatively low sea level, perhaps related to a glacial period, above the ancient rocky shore platform generated at MIS 11. The “sand facies 2” is interpreted to be a product of the mixing between the sediment generated due to the decalcification of the adjacent calcarenites, and the “sand facies 1”. The sands resedimented on these first primitive deposits of sand. The dates placed the resedimentation in a similar time frame, between ca. 180-140 ka in Sonabia and at least since ca. 164 ka in Zabaletxe. In Zabaletxe, at least 3 pedogenesis cycles were observed.
- The deposit of Jaizkibel is inferred to be a colluvium deposit, which with the information provided by Arrizabalaga, was deposited after the MIS 5.

- Finally, the deposits of Errotaberri and La Arena do not have any age data. The former is interpreted to be mainly a colluvium over a very clear erosive surface, which could have formed in an ancient time when sea level was higher than nowadays (it could correspond to MIS 5e due its altitude (~ 4 m)). The latter is suggested to be of marine origin, and due to its altitude (~ 4 m) it could correspond to a higher sea level position of the past as well, or to a great storminess and big waves during more recent times.

8.5.4 Evolution during the last transgression

- According to the oldest data from Bradley *et al.* (2016) the sea level would be at around -43 m at ca. 12 ka, while García-Artola *et al.* (2018) remark that at ca. 9.8 ka the sea level would be below ~25 m. Hence the main characteristic is that since approximately 12 ka the ancient shoreline would be parallel to the present shoreline.
- When the shoreline was deeper, several geomorphological can be observed. In the eastern part, a great headland would have been generated. In the central part, some peninsulas would have formed, which turned into islands with time. In the western part, the coastline would have shown a great sinuosity and an irregular path.
- Regarding the distances where past shorelines would have been located compared to the current shoreline, this would be kilometric. As an example, at about 18 ka ago, taking the shallowest sea level depth of the three eustatic curves, the shoreline would be located minimum at roughly 4 km offshore Matxitxako Cape and around 10 km offshore Santa Katalina. From the same locations at about 14 ka ago the distances would be of approximately 2.7 km and 4.3 km.
- Related to the archaeological information, the age of the fish paintings at Altxerri was set about 13 ka ago. Based on the eustatic curves, sea level at that moment would be between approximately -67 and -76 m from present sea level. Considering the current cave location, the minimum linear distance from the cave to the coastline would range between around 6.2 and 7.1 km.
- In Santa Katalina cave, the marine resources found on the archaeological levels I, II and III of the sedimentary record, would correlate with different depths. As an example, in the onset and conclusion of level III the sea levels would be between roughly -109/-91 m and -75/-66 m respectively. This means that in level III the linear distance from the cave to the coastline would be of approximately between roughly 9.9 km (maximum) and 2.2 km (minimum).
- It should be taken into account the difference between the curves related to the study area, and the curves of eustatic character. For example, from the data of García-Artola *et al.* (2018) the depth at ca. 9.4 ka was above ~ -21.6 m, while for the same age, in the eustatic sea level curves the depths would be between roughly -29/-35 m. Thus, the difference between them at that moment could be between 7 – 13 m.
- Regarding the recent years land movements, the comparison of DTM showed that in the costal section between Ogoño and Ondarroa, there are segments with continuous loss of land, with large an irregular areas highlighting the loss of height. In the rest of the coast, the majority of the results show individual and better defined land movements, which appear more sporadically and distanced between each other along the coast. The majority correspond to landslides of variable size, while some earthflows or rockfalls as well were observed.
- The DTM comparison offers a very precise way to detect all the land movements due to the high resolution of the data (the precision is centimetric). On the other hand, the ortophotos enable to set

the type of land movement that has occurred, and to constrain the moment when the land movement has occurred and its evolution.

8.5.5 Geodynamic evolution

- Considering that the sea level during MIS 5e was flooding more or less the present shoreline, as evidenced by the ancient beach deposits of Karraspio and Ostende, it is suggested that the present sea level is re-occupying, at least in part, an ancient relief. Besides, the littoral remains of the maximum Eemian transgression have a direct correlation with the present-day deposits. Hence, this suggests that the Eemian coastal dynamics must not have been very different compared to the present.
- The attribution of the highest ARSP levels solely to sea level fluctuations is unfeasible. The contemporary elevation of these levels must be ascribed to landmass uplift, as already commented by various studies.
- The study area exhibits noteworthy continuity in the elevations of certain high-altitude ARSP, even when separated by kilometres. This implies a uniform geodynamic evolution in the study area, without a clear overall trend of ascending or descending altitudes towards the east or west.
- The deposits analyzed in this project and the ones suggested to be indicative of the sea level at MIS 5e in the Cantabrian coast, suggest as well a similar tectonic evolution since at least that moment in the Cantabrian margin.
- Álvarez-Marrón *et al.* (2008) set at least at 1 – 2 Ma the age of a rasa that due to their height could be equivalent of the platforms at Punta Galea or Getaria. That would mean that the highest levels of the study area are even older, from Pliocene or Miocene epochs.
- Regarding the submerged terraces, T-6 and T-12 could be the oldest ones. Then, T-3a, T-4, T-7 and T-9 would have been generated previous to MIS 11. Afterwards, the last tectonic pulse would have occurred between MIS 11 and MIS 9 onset. Since then T-1, T-2, T-3b, T-5, T-8, T-10, and T-11 would have formed, to the present day. This last tectonic pulse could have also been the responsible of the bifurcation of the rivers.
- T-1 would have been formed mainly between the onsets of MIS 7 and MIS 9. T-2, T-8, and T-10 would have been formed mainly between the onsets of MIS 5 and MIS 7. T-3b, T-5 mainly between present and the onset of MIS 5, and between the onset of MIS 7 and MIS 9, especially the latter. T-11 would have also been formed mainly between those time spans, but in this case especially more between present and MIS 5.
- Since Pliocene or Miocene epochs until minimum 1-2 Ma, a quite fast uplift would have occurred, with 10 tectonic pulses. At that moment, the uplift would have paused or took place in a slow and calm way. Then the uplift since minimum 1-2 Ma would keep, with other 5 tectonic pulses. The last tectonic pulse would have occurred between the MIS 11 highstand and the onset of MIS 9. Afterwards, the landmass of our coast would have not undergone vertical movements and would have remained stable since then. In summary, an uplift slow down process is described, until the area remains stable, when climatic morphologies are generated and preserved.

9. Erreferentziak

- Ábalos, B. (2016). Geologic map of the Basque-Cantabrian Basin and a new tectonic interpretation of the Basque Arc. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 105, 2327-2354. <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1291-6>.
- ADES. (2010). *Urdaibai: catalogo de cuevas y simas/leizeen eta koben katalogoa*. Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco.
- Agirrezabala, L.M. (1996). *El Aptiense-Albiense del Anticlinorio Nor-Vizcaino entre Gernika y Azpeitia*. Unpublished PhD Thesis, University of the Basque Country (EHU/UPV).
- Agirrezabala, L.M., & García-Mondejar, J. (1992). La serie de fan-delta albiense de Otoio (Lekeitio, Bizkaia). In: *Facies sedimentarias y consideraciones paleogeográficas* (pp. 100-112). Kobie. Ciencias Naturales, 21. ISSN 0214-6967.
- Aguirre Ruiz de Gopegui, M. (2010). Zabaletxe. I Campaña, *Arkeoikuska* 2009, 212-220.
- Aitken, M.J., & Xie, J., (1990). Moisture correction for annual gamma dose. *Ancient TL*, 8, 6-9.
- Álvarez-Marrón, J., Hetzel, R., Niedermann, S., Menéndez, R., & Marquínez, J. (2008). Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: A multiple cosmogenic nuclide approach. *Geomorphology*, 93, 316-334. [doi:10.1016/j.geomorph.2007.03.005](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.005)
- Altuna, J. (2012). Representaciones de peces en el arte rupestre de la Región Cantábrica. *Itsas Memoria. Revista de Estudios Marítimos del País Vasco*, 7, 363-371.
- Anderson, R.S., Densmore, A.L., & Ellis, M.A. (1999). The generation and degradation of marine terraces. *Basin Research*, 11, 7-19. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.1999.00085.x>
- Apraiz, A., Aranburu, A., Mendia, M., & Bodego, A. (2015). Euskokantauriar arroko eboluzio geologikoa I: estentsioaren eraginpean. *Ekaia*, 29, 7-21. <https://doi.org/10.1387/ekaia.14370>
- Aranburu, A., Damas-Molla, L., García-Garmilla, P., Yusta, I., Arriolabengoa, M., Iridoy, P., & Iriarte, E. (2013). The Environmental value of the karstic landscape of the Urdaibai Biosphere reserve: The Asnarre Promotory (Bizkaia). In: *Sustainable Development, Ecological Complexity, and Environmental Values* (pp. 49-60). Center of Basque Studies, University of Nevada, y UPV/EHU.

- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Giralt, S., Yusta, I., Martínez-Pillado, V., del Val, M., Moreno, J., & Jiménez-Sánchez, M. (2015). Karst landscape evolution in the littoral area of the Bay of Biscay (north Iberian Peninsula). *Quaternary International*, 364, 217-230. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.09.025>
- Aranburu, A., Arriolabengoa, M., Bodego, A., Álvarez, I., Bilbao, P., Yusta, I., & Liñan, C. (2018). Meteorización de mármoles dolomíticos y su relación con la arena dolomítica de la Cueva de Nerja (Málaga, España). *Geogaceta*, 64, 123-126.
- Arriolabengoa, M. (2015). *Evolución Geológica Cuaternaria del valle del río Deba (Gipuzkoa)*. Tesis Doctoral UPV/EHU.
- Arriolabengoa, M., Iriarte, E., Aranburu, A., Yusta, I., Arnold, L.J., Demuro, M., & Arrizabalaga, A. (2018). Reconstructing the sedimentary history of Lezetxiki II cave (Basque Country, northern Iberian Peninsula) using micromorphological analysis. *Sedimentary Geology*, 372, 96-111. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.05.006>
- Arriolabengoa, M., Intxaurbe, I., Medina-Alcaide, M.Á., Rivero, O., Rios-garaizar, J., Líbano, I., Bilbao, P., Aranburu, A., Cheng, H., Edwards, R.L., & Garate, D. (2020). From cave geomorphology to Palaeolithic human behaviour: speleogenesis, palaeoenvironmental changes and archaeological insight in the Atxurra-Armiña cave (northern Iberian Peninsula). *Journal of Quaternary Science*, 35, 841-853. <https://doi.org/10.1002/jqs.3225>
- Arz, H.W., Lamy, F., Ganopolski, A., Nowaczyk, N., & Pätzold, J. (2007). Dominant Northern Hemisphere climate control over millennial-scale glacial sea-level variability. *Quaternary Science Reviews*, 26, 312–321. [doi: 10.1016/j.quascirev.2006.07.016](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.07.016)
- Aubié, S., Mallet, C., Favennec, J., Avec la collaboration de Hoareau, A. (2011). Caractérisation de l'aléa Érosion (2020-2040) de la Côte Aquitaine Dans le Cadre de l'étude Stratégique de Gestion du Trait de Côte: Observatoire de la Côte Aquitaine. *Rapport BRGM/RP-59095-FR*, 59 ill. Orléans: BRGM, 97.
- Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Apellaniz, E., Martín Rubio, M., & Bernaola, B. (2012). *El flysch del litoral Deba-Zumaia. Una ventana a los secretos de nuestro pasado geológico*. Servicio Editorial de la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitateko Argitalpen Zerbitzua.
- Ballesteros, D., Rodríguez-Rodríguez, L., González-Lemos, S., Giralt, S., Álvarez-Lao, D., Adrados, L., & Jiménez-Sánchez, M. (2017). New evidence of sea-level lowstands and paleoenvironment during MIS 6 and 4 in the Cantabrian coastal karst: the Cobiheru cave (North Iberia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 1704-1716. <https://doi.org/10.1002/esp.4115>.

- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G., & Rougerie, F. (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244. <https://doi.org/10.1038/382241a0>
- Bard, E., Hamelin, B., & Delanghe-Sabatier, D. (2010). Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas sea levels revisited with boreholes at Tahiti. *Science*, 327, 1235-1237. DOI: [10.1126/science.1180557](https://doi.org/10.1126/science.1180557)
- Barnolas, A. & Pujalte, V. (2004). La Cordillera Pirenaica: definición, límites y división. En: Vera, J.A. (Eds.), *Geología de España*. Sociedad Geológica de España.
- Barrett, L.R., & Schaetzl, R.J. (1992). An examination of podzolization near Lake Michigan using chronofunctions. *Canadian Journal of Soil Science*, 72, 527-541. <https://doi.org/10.4141/cjss92-044>
- Bates, S.L., Siddall, M., & Waelbroeck, C. (2014). Hydrographic variations in deep ocean temperature over the mid-Pleistocene transition. *Quaternary Science Reviews*, 88, 147-158. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.01.020>
- Berganza, E. & Arribas, J.L. (2014). Dataciones de radiocarbono. En Berganza, Arribas (Eds.), *La Cueva de Santa Catalina (Lekeitio, Bizkaia): La intervención arqueológica. Restos vegetales, animales y humanos* (pp. 25-32). Kobie Serie BAI 4.
- Bird, E.C.F. (2003). *The World's Coasts: online. An electronic encyclopedia*. Springer.
- Bird, E.C.F. (2008). *Coastal Geomorphology: an introduction* (second ed.). John Wiley & Sons.
- Blott, S.J., & Pye, K. (2001). Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237-1248. <https://doi.org/10.1002/esp.261>
- Blanco Chao, R., Costa Casais, M., Martínez Cortizas, A., Pérez Alberti, A., & Trenhaile, A. S. (2003). Evolution and inheritance of a rock coast: western Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28, 757-775. <https://doi.org/10.1002/esp.496>
- Bockheim, J.G. (2014). Albic Horizon. In J.G. Bockheim (ed.). *Soil Geography of the USA: A Diagnostic-Horizon Approach* (pp. 79-87). Springer International.

- Bosq, M., Bertran, P., Beauval, C., Kreutzer, S., Duval, M., Bartz, M., Mercier, N., Sitzia, L., & Stéphan, P. (2019). Stratigraphy and chronology of Pleistocene coastal deposits in northern Aquitaine, France: a reinvestigation. *Quaternaire*, 30, 5-20. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.11112>
- Bowles, C. J., & Cowgill, E. (2012). Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino Sonoma coast, northern California. *Geosphere*, 8(2), 386-402. [doi:10.1130/GES00702.1](https://doi.org/10.1130/GES00702.1)
- Boya de Bilbao-Vizcaya. (2019). Ministerio de Fomento del Gobierno de España; Puertos del Estado. Banco de Datos Oceanográficos de Puertos del Estado (www.puertos.es).
- Bradley, S.L., Milne, G.A., Horton, B.P., & Zong, Y. (2016). Modelling sea level data from China and Malay-Thailand to estimate Holocene ice-volume equivalent sea level change. *Quaternary Science Reviews*, 137, 54-68. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.02.002>
- Brennan, B.J. (2003). Beta doses to spherical grains. *Radiation Measurements*, 37, 299-303. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(03\)00011-8](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(03)00011-8)
- Brennan, B.J., Lyons, R.G., & Phillips, S.W. (1991). Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18, 249-253. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(91\)90119-3](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90119-3)
- Brinkmann, R., & Lögsters, H. (1968). Diapirs in Western Pyrenees and Foreland. In: Braunstein, J., & O'Brien, G.D. (Eds.). *Diapirism and Diapirs* (pp. 275-292). *American Association Geology Memoir*. <https://doi.org/10.1306/M8361C18>
- Bronick, C. J., & Mokma, D. L. (2005). Podzolization in a sand pit in Northern Michigan. *Soil Science Society of America Journal*, 69, 1757-1760. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.0119>
- Broecker, W.S., Thurber, D.L., Goddard, J.G., Ku, T., Matthews, R.K., & Mesolella, K.J. (1968). Milankovitch Hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. *Science*, 159, 297-300. DOI: [10.1126/science.159.3812.297](https://doi.org/10.1126/science.159.3812.297)
- Bruschi, V., & Remondo, J. (2019). The Cantabrian Rocky Coast. In: Morales, J. A. (ed.), *The Spanish Coastal Systems* (pp.79-91), Springer Nature Switzerland. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_4
- Burbank, D.W., & Anderson, R.S. (2001). *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, USA.

- Burbank, D. W., & Anderson, R. S. (2011). *Tectonic Geomorphology*. Hoboken, NJ: JohnWiley & Sons. [DOI:10.1002/9781444345063](https://doi.org/10.1002/9781444345063)
- Bustillo, M.A., Elorza, J., & Díez-Canseco, D. (2017). Silicificaciones selectivas en *Thalassinoides* y otras estructuras biogénicas asociadas a calizas de plataforma marina y *hardground* (Albiense inferior, Sonabia, Cantabria). *Estudios Geológicos*, 73 (1), e064. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.42668.435>.
- Campaña, I., Benito-Calvo, A., Pérez-González, A., Castro, J.M., & Carbonell, E. (2016). Assessing automated image analysis of sand grain shape to identify sedimentary facies, Gran Dolina archaeological site (Burgos, Spain). *Sedimentary Geology*, 346, 72-83. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2016.09.010>
- Catuneanu, O., Galloway, W.E., Kendall, C.G.St.C., Miall, A.D., Posamentier, H.W., Strasser, A., & Tucker, M.E. (2011). Sequence stratigraphy: methodology and nomenclature. *Newsletters on Stratigraphy*, 44(3), 173-245. <https://doi.org/10.1127/0078-0421/2011/0011>
- Cearreta, A., 1993. Palaeoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geologische Rundschau*, 82, 234-240. <https://doi.org/10.1007/BF00191829>
- Cearreta, A., Edeso, J.M., Merino, A., Ugalde, T., & Ugarte, F.M. (1990). Las dunas litorales de Barrika (costa occidental de Bizkaia). *Kobie*, 19, 77-83.
- Cerrone, C., Ascione, A., Robustelli, G., Tuccimei, P., Soligo, M., Balassone, G., & Mormone, A. (2021a). Late Quaternary uplift and sea level fluctuations along the Tyrrhenian margin of Basilicata - northern Calabria (southern Italy): new constraints from raised paleoshorelines. *Geomorphology*, 395, 107978. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107978>
- Cerrone, C., Donato, V.D., Mazzoli, S., Robustelli, G., Soligo, M., Tuccimei, P., & Ascione, A. (2021b). Development and deformation of marine terraces: constraints to the evolution of the Campania Plain Quaternary coastal basin (Italy). *Geomorphology*, 385, 107725. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2021.107725>
- Chappell, J. (1974). Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea-level changes. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 553-570. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1974\)85<553:GOCTHP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1974)85<553:GOCTHP>2.0.CO;2)
- Chappell, J., & Polach, H. (1991). Post-glacial sea-level rise from a coral record at Huon Peninsula, Papua New Guinea. *Nature*, 349, 147-149. <https://doi.org/10.1038/349147a0>

- Chen, D., Rojas, M., Samset, B.H., Cobb, K., Diongue Niang, A., Edwards, P., Emori, S., Faria, S.H., Hawkins, E., Hope, P., Huybrechts, P., Meinshausen, M., Mustafa, S.K., Plattner, G.-K., & Tréguier, A.-M. (2021). In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., Zhou, B. (eds.). *Framing, Context, and Methods. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 147–286). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. [doi:10.1017/9781009157896.003](https://doi.org/10.1017/9781009157896.003)
- Cheng, H., Edwards, R.L., Hoff, J., Gallup, C.D., Richards, D.A., & Asmerom, Y. (2000). The half-lives of U-234 and Th-230. *Chemical Geology*, 169, 17-33. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00157-6](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00157-6)
- Cheng, H., Edwards, R.L., Shen, C.C., Polyak, V.J., Asmerom, Y., Woodhead, J., Hellstrom, J., Wang, Y., Kong, X., Spötl, C., Wang, X., & Calvin Alexander, E. (2013). Improvements in ²³⁰Th dating, ²³⁰Th and ²³⁴U half-life values, and U–Th isotopic measurements by multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry. *Earth and Planetary Science Letters*, 371, 82-91. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.04.006>
- Chust, G., González, M., Fontán, A., Revilla, M., Alvarez, P., Santos, M., Cotano, U., Chifflet, M., Borja, A., Muxika, I., & Sagarminaga, Y. (2022). Climate regime shifts and biodiversity redistribution in the Bay of Biscay. *Science of the Total Environment*, 803, p.149622. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.149622>
- Cronin, T.M. (2010). *Paleoclimates: understanding climate change past and present*. Columbia University Press.
- Cruz-Sanjulián, J.J. García-Mondejar, J., Grande, J.M., & Pujalte, V. (1984). Características y evolución de unos depósitos de "cliff-top" localizados sobre larasa costera vizcaína. *Thalassas*, 2, 31-34.
- Cutler, K.B., Edwards, R.L., Taylor, F.W., Cheng, H., Adkins, J., Gallup, C.D., Cutler, P.M., Burr, G.S., & Bloom, A.L. (2003). Rapid sea-level fall and deep-ocean temperature change since the last interglacial Period. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 253-271. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)01107-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)01107-X)

- Dansgaard, W., & Oeschger, H. (1989). Past environmental long-term records from the Arctic. In: H. Oeschger, & C. C. Langway Jr (Eds). *The environmental record in glaciers and ice sheets* (pp. 297–318). John Wiley and Sons.
- Dashtgard, S.E., Vaucher, R., Yang, B., & Dalrymple, R.W. (2021). Wave-dominated to tide dominated coastal systems: a unifying model for tidal shorefaces and refinement of the coastal-environments classification scheme. *Geoscience Canada*, 48, 5-22. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2021.48>
- de Gelder, G., Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Fernández-Blanco, D., Rouby, H., Pedoja, K., Husson, L., Armijo, R., & Lacassin, R. (2020). How do sea-level curves influence modeled marine terrace sequences?. *Quaternary Science Reviews*, 229, 106-132. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.106132>
- Deler, Y. (1932). Esquisse morphologique de la côte basque française entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidassoa. *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest Tome 3 (Fascicule 1)*, 18-63.
- del Val, M., Iriarte, E., Arriolabengoa, M., & Aranburu, A. (2015). An automated method to extract fluvial terraces from LIDAR based high resolution Digital Elevation Models: The Oiartzun valley, a case study in the Cantabrian Margin. *Quaternary International*, 364, 45-45. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.10.030>
- del Val, M., Duval, M., Medialdea, A., Bateman, M.D., Moreno, D., Arriolabengoa, M., Aranburu, A., & Iriarte, E. (2019). First chronostratigraphic framework of fluvial terrace systems in the eastern Cantabrian margin (Bay of Biscay, Spain), *Quaternary Geochronology*, 49, 108-114. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.07.001>
- Díaz de Terán, J.R., Bruschi, V., Cendrero, A., Francés, E., Flor, E., & Gonzáles Lastra, J.R. (2016). *El litoral entre Santander y Liencres*. Ed. Estudio.
- Digerfeldt, G., & Hendry, M.D. (1987). An 8000 yr Holocene sea-level records from Jamaica: implications for interruption of Caribbean reef and coastal history. *Coral Reefs*, 5, 165-169. [10.1007/BF00300959](https://doi.org/10.1007/BF00300959)
- Diputación foral de Bizkaia. (1990). *Puntos de interés geológico de Bizkaia*. Departamento de Cultura de la Diputación Foral de Bizkaia.

- Dobre, B., Kovács, I.P., & Bugya, T. (2021). Comparison of digital elevation models through the analysis of geomorphic surface remnants in the Desatoya Mountains, Nevada. *Transactions in GIS*, 25(5), 2262-2282. <https://doi.org/10.1111/tgis.12819>
- Domínguez-Cuesta, M.J., Jiménez-Sánchez, M., González-Fernández, J.A., Quintana, L., Flor, G., & Flor-Blanco G. (2015). GIS as a tool to detect flat erosional surfaces in coastal areas: a case study in North Spain. *Geologica Acta*, 13, 97-106. [10.1344/GeologicaActa2015.13.2.2](https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2015.13.2.2)
- Dreyfus, G.B., Parrenin, F., Lemieux-Dudon, B., Durand, G., Masson-Delmotte, V., Jouzel, J., Barnola, J.-M., Panno, L., Spahni, R., Tisserand, A., Siegenthaler, U., & Leuenberger, M. (2007). Anomalous flow below 2700 m in the EPICA Dome C ice core detected using $\delta^{18}\text{O}$ of atmospheric oxygen measurements. *Climate of the Past*, 3, 341–353. <https://doi.org/10.5194/cp-3-341-2007>
- Dumitru, O.A., Austermann, J., Polyak, V.J., Fornós, J.J., Asmerom, Y., Ginés, J., Ginés, A., & Onac, B.P. (2019). Constraints on global mean sea level during Pliocene warmth. *Nature*, 574 (7777), 233-236. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1543-2>
- Duller, G.A.T. (2008). *Luminescence Dating: Guidelines on Using Luminescence Dating in Archaeology* (Swindon: English Heritage).
- Duller, G.A.T. (2015). *Analyst User Manual*.
- Durcan, J.A., King, G.E., & Duller, G.A. (2015). DRAC: Dose rate and age calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, 28, 54-61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Edeso J.M., & Ugarte F.M. (1990). Algunos datos sobre la paleo-geografía litoral cuaternaria de la costa: Jaizkibel-Bahía de Txingudi (Golfo de Vizcaya). *Cuad Sec Eusko Ikaskuntza*, 16, 27–76
- Edeso, J.M., 1992. Variaciones del nivel del mar durante el Pleistoceno Medio (Extremo Oriental de Guipúzcoa. País Vasco). *Lurralde*, 15, 63-106.
- Edeso, J., Lopetegui, A., & Mujika, J. (2014). Niveles marinos en Jaizkibel: interpretación sedimentaria y dinámica geomorfológica cuaternaria. *Munibe Monographs. Nature Series*, 2, 25-46.
- Edwards, R.L., Chen, J.H., & Wasserburg, G.J. (1987). ^{238}U , ^{234}U , ^{230}Th , ^{232}Th systematics and the precise measurement of time over the past 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters*, 81, 175–192. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(87\)90154-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(87)90154-3)

- Elorza, J., & Higuera-Ruiz, R. (2015). Morfologías escalonadas de erosión eólica y disolución química sobre las calizas Urgonianas en la playa de Valdearenas (Sonabia, Cantabria). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 28(1), 25-39.
- Elorza, J., Higuera-Ruiz, R., & Pascual, A. (2019). Karstificación litoral en calizas-dolomías urgonianas (Aptiense-Albiense) de la costa oriental de Cantabria: meteorización química, actividad biológica y abrasión mecánica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 32 (1), 5-26.
- Emiliani, C. (1955). Pleistocene temperatures. *Journal of Geology*, 63, 538-578.
- Eusko Jaurlaritz. (2015). *2050erako Klima-Aldaketaren Euskadiko estrategia*. Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzu Nagusia.
- Eusko Jaurlaritz. Ingurumen, Lurralde Plangintza eta Etxebizitza Saila. (2020). *Klima aldaketaren erronkari egokitzeko EAE-ko itsasertza babestu eta antolatzeko lurralde plan sektorialaren berrikuspen eta egokitzapenerako aurretiazko azterketak eta diagnostikoa. Estudios previos y diagnóstico para la revisión y adaptación del plan territorial sectorial de protección y ordenación del litoral de la CAPV al reto del cambio climático*.
- E.V.E. (1986). Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000, Hoja Lekeitio 39-III. *Energiaren Euskal Erakundea/Ente Vasco de Energía*.
- E.V.E. (1986). Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000, Hoja Bermeo 38-I. *Energiaren Euskal Erakundea/Ente Vasco de Energía*.
- E.V.E. (1991). Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000, Hoja Zierbena 37-III. *Energiaren Euskal Erakundea/Ente Vasco de Energía*.
- E.V.E. (1991). Mapa Geológico del País Vasco a escala 1:25.000, Hoja Getxo 37-IV. *Energiaren Euskal Erakundea/Ente Vasco de Energía*.
- Everard, C.E., Lawrence, R.H., Witherick, M.E., & Wright, L.W. (1964). Raised beaches and marine geomorphology. In: K.F.G. Hosking & G.J. Shrimpton (eds.). *Present Views on Some Aspects of the Geology of Cornwall and Devon* (pp. 283-310). Truro: Royal Geological Society of Cornwall.
- Fairbanks, R.G. (1989). A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642. <https://doi.org/10.1038/342637a0>

- Ferrerres, M. (2019). *Jaizkibelgo rasen azterketa geomorfologikoa, hauen gaineko deposituen karakterizazio sedimentologikoa eta gaur eguneko ingurune sedimentarioekin alderaketa/Estudio geomorfológico de las rasas de Jaizkibel, caracterización sedimentológica de los depositos suprayacentes en la rasa y su comparación con los sistemas sedimentarios actuales*. Gradu Amaierako Lana Euskal Herriko Unibertsitatea.
- Flor, G. (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo, 13*, 65-81. <https://doi.org/10.17811/tdg.13.1983.65-83>
- Flor, G. (1987). Evolución del borde costero del NO peninsular: un modelo de costa acantilada progradante. *VII Reunión sobre el cuaternario A.E.Q.U.A.*, 215-218.
- Flor, G., & Peón, A. (2004). Rasas y superficies de erosión continental en el relieve alpídico del noroeste peninsular y los depósitos terciarios. In: M.A. Araújo, & A. Gomes (Eds). *Geomorfología NW Península Ibérica* (pp.3-13). Faculdade de Letras. University of Porto.
- Flor, G., & Flor-Blanco, G. (2009). Guía de Campo. Aspectos morfológicos, dinámicos y sedimentarios del sector costero: desembocadura del Nalón-playa de Bañugues. Problemática ambiental. *68 Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico (MIA09)*, 1–61.
- Flor, G., & Flor-Blanco, G. (2014). Raised beaches in the Cantabrian Coast. In F. Gutiérrez & M. Gutiérrez (Eds.). *Landscapes and Landforms of Spain. World geomorphological series*. Springer. https://doi.org/10.1007/978-94-017-8628-7_20
- Fox-Kemper, B., Hewitt, H.T., Xiao, C., Aðalgeirsdóttir, G., Drijfhout, S.S., Edwards, T.L., Gолledge, N.R., Hemer, M., Kopp, R.E., Krinner, G., Mix, A., Notz, D., Nowicki, S., Nurhati, I.S., Ruiz, L., Sallée, J.-B., Slangen, A.B.A., & Yu, Y. (2021). Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., & Zhou, B. (Eds.). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1211–1362). Cambridge University Press. [doi:10.1017/9781009157896.011](https://doi.org/10.1017/9781009157896.011)
- Ford, D., & Williams, P.D. (2007). *Karst hydrogeology and geomorphology*. John Wiley & Sons. DOI:10.1002/9781118684986
- Galbraith, R.F., & Roberts, R.G. (2012). Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: an overview and some recommendations. *Quaternary Geochronology, 11*, 1–27. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020>

- Galparsoro I., Liria, P., Legorburu, I., Ruiz-Minguela, P., Pérez, G., Marqués, J., Torre-Enciso, Y., & González, M. (2008). Atlas de energía del oleaje. La planificación espacial marina como herramienta en la selección de zonas adecuadas para la instalación de captadores. *Revista de Investigación Marina*, 1, 9 pp.
- Galparsoro, I., Borja, Á., Bald, J., Liria, P., & Chust, G. (2009). Predicting suitable habitat for the European lobster (*Homarus gammarus*), on the Basque continental shelf (Bay of Biscay), using Ecological-Niche Factor Analysis. *Ecological Modelling*, 220, 556-567. <https://doi.org/10.1016/j.ecolmodel.2008.11.003>
- Galparsoro, I., Borja, Á., Legorburu, I., Hernández, C., Chust, G., Liria, P., & Uriarte, A. (2010). Morphological characteristics of the Basque continental shelf (Bay of Biscay, northern Spain); their implications for Integrated Coastal Zone Management. *Geomorphology*, 118, 314-329. [doi:10.1016/j.geomorph.2010.01.012](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.01.012)
- Garate, D., 2015. Arte parietal paleolítico en el País Vasco después de José Miguel de Barandiarán: una visión actualizada. *Kobie. Serie Paleoantropología*, 34, 169-184.
- García-Artola, A., Stéphan, P., Cearreta, A., Kopp, R.E., Khan, N.S., & Horton, B.P. (2018). Holocene sea-level database from the Atlantic coast of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 196, 177-192. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.07.031>
- García-Mondéjar, J., Hines, F.M., Pujalte, V., & Reading, H.G. (1985). Sedimentation and tectonics in the western Basque Cantabrian area (Northern Spain) during Cretaceous and Tertiary times. In: Milá, M.D. & Rosell, J. (Eds.), *6th European Regional Meeting Excursion Guidebook* (pp. 309-392).
- Garzón, G., Alonso, A., Torres, T., & Llamas, J. (1996). Edad de las playas colgadas y turberas de Oyambre y Merón (Cantabria). *Geogaceta*, 20, 498-501.
- Geoparkea-CPIE Littoral Basque. (2017). Euskal Kostaldeko Geologia Sinplifikatua. <https://geoparkea.eus/es/geologia/geologia-simplificada-costa-vasca>.
- Gioia, D., Danese, M., Corrado, G., Di Leo, P., Minervino Amodio, A. & Schiattarella, M. (2021). Assessing the prediction accuracy of geomorphon-based automated landform classification: An example from the Ionian coastal belt of southern Italy. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 10(11), 725. <https://doi.org/10.3390/ijgi10110725>

- Gómez-Armesto, A., Méndez-López, M., Marques, P., Pontevedra-Pombal, X., Monteiro, F., Madeira, M., Arias-Estévez, M., & Nóvoa-Muñoz, J.C. (2021). Patterning total mercury distribution in coastal podzolic soils from an Atlantic area: Influence of pedogenetic processes and soil components. *Catena*, 206, 105540. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105540>
- Gómez de Llarena, J., & Royo Gómez, J. (1927). Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 17, 19-38.
- Gorostiza, S. (2019). *Flank margin kobazuloen azterketa Bizkaiko kostaldeko itsas rasetan (Iberiar penintsularen iparralde)*. Gradu Amaierako Lana Euskal Herriko Unibertsitatea.
- Guérin, G., Mercier, N., & Adamiec, G. (2011). Dose-rate conversion factors: update Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL*, 29, 5-8.
- Guérin, G., Mercier, N., Nathan, R., Adamiec, G., & Lefrais, Y. (2012). On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: a critical review. *Radiation Measurements*, 47, 778-785. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004>
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Medina-Elizalde, M., Bronk Ramsey, C., Satow, C., & Roberts, A.P. (2012). Rapid coupling between ice volume and polar temperature over the past 150,000 years. *Nature*, 491, 744-747. <https://doi.org/10.1038/nature11593>
- Grant, K.M., Rohling, E.J., Ramsey, C.B., Cheng, H., Edwards, R.L., Florindo, F., Heslop, D., Marra, F., Roberts, A.P., & Tamisiea, M.E. (2014). Sea-level variability over five glacial cycles. *Nature communications*, 5. <https://doi.org/10.1038/ncomms6076>
- Grant, K.M., Grimm, R., Mikolajewicz, U., Marino, G., Ziegler, M., & Rohling, E.J. (2016). The timing of Mediterranean sapropel deposition relative to insolation, sea-level and African monsoon changes. *Quaternary Science Reviews*, 140, 125-141. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.03.026>
- Gulev, S.K., Thorne, P.W., Ahn, J., Dentener, F.J., Domingues, C.M., Gerland, S., Gong, D., Kaufman, D.S., Nnamchi, H.C., Quaas, J., Rivera, J.A., Sathyendranath, S., Smith, S.L., Trewin, B., Schuckmann, K. von, & Vose, R.S. (2021). Changing State of the Climate System. In Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Pirani, A., Connors, S.L., Péan, C., Berger, S., Caud, N., Chen, Y., Goldfarb, L., Gomis, M.I., Huang, M., Leitzell, K., Lonnoy, E., Matthews, J.B.R., Maycock, T.K., Waterfield, T., Yelekçi, O., Yu, R., & Zhou, B. (Eds.). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 287–422). Cambridge University Press. [doi:10.1017/9781009157896.004](https://doi.org/10.1017/9781009157896.004)

- Guilcher, A. (1972). La plage ancienne de Castro-Urdiales (province de Santander, Espagne) et son inérêt morphologique. *Norvís*, 74, 365-367.
- Gutierrez Zugasti, I. (2013). Moluscos marinos y terrestres de los niveles paleolíticos de la cueva de Arlanpe (Lemoa, Bizkaia): consideraciones culturales y paleoambientales. In: Rios-Garaizar, J., Garate, D., Gómez-Olivencia (Eds.). *La cueva de Arlanpe (Lemoa): Ocupaciones humanas desde el Paleolítico Medio Antiguo hasta la Prehistoria Reciente* (pp. 111-122). Kobie Serie BAI, 3.
- Haasnoot, M., Winter, G., Brown, S., Dawson, R.J., Ward, P.J., & Eilander, D. (2021). Long-term sea-level rise necessitates a commitment to adaptation: a first order assessment. *Climate Risk Management*, 34, [doi:10.1016/j.crm.2021.100355](https://doi.org/10.1016/j.crm.2021.100355).
- Hanebuth, T., Stattegger, K., & Grootes P.M. (2000). Rapid flooding of the Sunda shelf: A late-glacial sea-level record. *Science*, 288, 1033-1035. DOI: [10.1126/science.288.5468.1033](https://doi.org/10.1126/science.288.5468.1033)
- Hanebuth, T., Stattegger, K., & Bojanowski, A. (2009). Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: The Sunda Shelf data revisited. *Global and Planetary Change*, 66, 76-84. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.011>
- Hansen, J., Sato, M., Russell, G., & Kharecha, P. (2013). Climate sensitivity, sea level and atmospheric carbon dioxide. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 371(2001), p.20120294. <https://doi.org/10.1098/rsta.2012.0294>
- Hearty, P. J., Kindler, P., Cheng, H., & Edwards, R. L. (1999). A 20 m middle Pleistocene sealevel highstand (Bermuda and the Bahamas) due to partial collapse of Antarctic ice. *Geology*, 27, 375–378. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0375:AMMPSL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0375:AMMPSL>2.3.CO;2)
- Hearty, P.J., Rovere, A., Sandstrom, M.R., O'Leary, M.J., Roberts, D., & Raymo, M.E. (2020). Pliocene-Pleistocene stratigraphy and sea-level estimates, Republic of South Africa with implications for a 400 ppmv CO2 world. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35, e2019PA003835. <https://doi.org/10.1029/2019PA003835>
- Hernández-Pacheco, F., Llopis-Lladó, N., Jordá-Cerdá, J., & Martínez, J.A. (1954). Guía de la excursión N2. El Cuaternario de la Región Cantábrica. V Congreso Internacional INQUA. Diputación Provincial de Asturias. Oviedo, pp 7–41
- Hernández-Pacheco, F. (1957). La rasa de la costa cantábrica en el segmento oriental de Asturias. V Congreso Internacional INQUA. Oviedo, 32 pp.

- Hernández-Pacheco, F., & Asensio-Amor, I. (1964). Recientes investigaciones sobre la génesis de la rasa litoral cantábrica (tramo final del valle del río Navia, Asturias). *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 62, 61-69.
- Hernández-Pacheco, F., & Asensio-Amor, I. (1966). Fisiografía y sedimentología en la playa y ría de San Vicente de la Barquera (Santander). *Estudios Geológicos*, 22, 1–23
- Hilario, A. (2012). *Flysch biotopoa: bidaia bat bizitzan eta denboran zehar. Biotopo oso geologiko baten sekretuak eta ibilaldiak ulertu ahal izateko gidaliburua*. Gipuzkoako Foru Aldundia, Berrikuntza, Landa Garapena eta Turismoko Departamentua . Diputación Foral de Gipuzkoa, Departamento de Innovación, Desarrollo Rural y Turismo.
- Hines, F.M. (1985). Sedimentation and Tectonics in North-West Santander. En: *6th European Regional Meeting of Sedimentology IAS. Excursión Guidebook, N° 9* (pp. 371-392).
- Hoek, E., & Brown, E.T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. *International journal of rock mechanics and mining sciences*, 34(8), 1165-1186. [https://doi.org/10.1016/S1365-1609\(97\)80069-X](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(97)80069-X)
- Horacio, J., Muñoz-Narciso, E., Trenhaile, A.S., & Pérez-Alberti, A. (2019). Remote sensing monitoring of a coastal-valley earthflow in northwestern Galicia, Spain. *Catena*, 178, 276–287. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.03.028>
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological society of America bulletin*, 56(3), 275-370. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)
- Hungr, O., S. Leroueil, L. & Picarelli. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11, 167-194. <https://doi.org/10.1007/s10346-013-0436-y>
- IGME, ENRESA. (1998). Mapa Neotectónico y Sismotectónico de España (escala 1:1000000) y Memoria (2 vol., 399 pp). <http://info.igme.es/qafi/Download.aspx>.
- IGME, (2015). QAFI v.3: Quaternary Faults Database of Iberia . Accessed "2019-01-20", from IGME web site: <http://info.igme.es/QAFI>.
- Ihobe, 2021. *Kostaegoki. Kalteberatasuna, arriskua eta EAEko kostaldearen egokitzapena klima-aldaketaren aurrean. I- Kalteberatasuna eta arriskuaren azterketa*. Eusko Jaurlaritzaren Argitalpen Zerbitzua.

- Imaz, M., 1990. Estratigrafía de los moluscos marinos en los yacimientos prehistóricos vascos. *Munibe (Antropologia-Arkeologia)*, 42, 269-274.
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Strecker, & M.R. (2016). TerraceM: a MATLAB(®) tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. *Geosphere*, 12, 176-195. doi: [10.1130/ges01208.1](https://doi.org/10.1130/ges01208.1)
- Jara-Muñoz, J., Melnick, D., Pedoja, K., & Strecker, M.R. (2019). TerraceM-2: A Matlab R Interface for Mapping and Modeling Marine and Lacustrine Terraces. *Frontiers Earth Sciences*, 7, 255. doi: [10.3389/feart.2019.00255](https://doi.org/10.3389/feart.2019.00255)
- Jasiewicz, J., & Stepinski, T.F. (2013). Geomorphons—a pattern recognition approach to classification and mapping of landforms. *Geomorphology*, 182, 147-156. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.005>
- Jiménez-Sánchez, M., Bischoff, J., Stoll, H., & Aranburu, A. (2006). A geochronological approach for cave evolution in the Cantabrian Coast (Pindal Cave, NW Spain). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 147, 129-141.
- Jiménez-Sánchez, M., Stoll, H., Giralt, S., Aranburu, A., Moreno, A., Domínguez-Cuesta, M.J., Méndez-Vicente, A., Ballesteros, D., Pirla, G., Valero-Garcés, B., Cheng, H., & Edwards, L. (2011). Marine terrace uplifting rates in the Cantabrian shore: contribution of U-Th speleothem dating. *Deformation mechanisms, Rheology and Tectonics DRT meeting*, Oviedo (Spain).
- Kawahata, H., Fujita, K., Iguchi, A., Inoue, M., Iwasaki, S., Kuroyanagi, A., Maeda, A., Manaka, T., Moriya, K., Takagi, H., Toyofuku, T., Yoshimura, T., & Suzuki, A. (2019). Perspective on the response of marine calcifiers to global warming and ocean acidification — Behavior of corals and foraminifera in a high CO₂ world “hot house”, *Progress in Earth and Planetary Science*, 6(5), 1-37. <https://doi.org/10.1186/s40645-018-0239-9>
- Keefer, D.K., & Johnson, A.M. (1983). Earth flows: Morphology, mobilization, and movement. In: US. Geological Survey Professional Paper 1264. *United States Government Printing Office*, Washington. <https://doi.org/10.3133/pp1264>
- Kelsey, H.M., & Bockheim, J.G. (1994). Coastal landscape evolution as a function of eustasy and surface uplift rate, Cascadia margin, southern Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 840-854. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0840:CLEAAF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0840:CLEAAF>2.3.CO;2)
- Klingebiel, A., & Legigan, P. (1992). Cadre géologique et structure du bassin de la Leyre. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, 51-52, 7-20.

- Kopp, R.E., Simons, F.J., Mitrovica, J.X., Maloof, A.C., & Oppenheimer, M. (2009). Probabilistic assessment of sea level during the last interglacial stage. *Nature*, 462(7275), 863-867. [doi:10.1038/nature08686](https://doi.org/10.1038/nature08686)
- Lace, M.J., & Mylroie, J.E. (2013). *Coastal Karst Landforms*. Springer. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5016-6>
- Lajoie, K.R. (1986). Coastal tectonics. In R. Wallace (Ed.). *Active Tectonics* (pp. 95-124). National Academy Press).
- Lajoie, K.R., Ponti, D.J., Powell, C.L., Mathieson, A.M., & Sarna-Wojcicki, A.M. (1991). Emergent marine strandlines and associated sediments, coastal California: a record of Quaternary sea-level fluctuations, vertical tectonic movements, climatic changes, and coastal processes. In: Morrison (Ed.). *Quaternary Nonglacial Geology: Conterminous U.S.: The Geology of North America* (pp. 190–214). Geological Society of America.
- Lambeck, K., Purcell, A., Flemming, N.C., Vita-Finzi, C., Alsharekh, A.M., & Bailey, G.N. (2011). Sea level and shoreline reconstructions for the Red Sea: isostatic and tectonic considerations and implications for hominin migration out of Africa. *Quaternary science reviews*, 30 (25-26), 3542-3574. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.08.008>
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., & Sambridge, M. (2014). Sea level and global ice volumes from the last glacial maximum to the holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences U. S. A.*, 111, 15296-15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lapietra, I., Lisco, S.N., Milli, S., Rossini, B., & Moretti, M. (2022). Sediment provenance of a bioclastic carbonate pocket beach—le dune (ionian sea, south Italy). *Journal of Palaeogeography*, 11, 238-255. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2022.03.005>
- Leorri, E., & Cearreta, A. (2004). Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51, 75-94. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.08.003>
- Leorri, E., Cearreta, A., & Milne, G. (2012). Field observations and modelling of Holocene sea-level changes in the southern Bay of Biscay: implication for understanding current rates of relative sea-level change and vertical land motion along the Atlantic coast of SW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 42, 59-73. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.014>

- Levy, A., Mathieu, R., Poignant, A., Rosset-Moulinier, M., Ubaldo, M.L., & Lebreiro, S. (1995). Foraminiferes actuels de la Marge Continentale Portugaise-Inventaire et distribution. *Memórias do Instituto Geológico e Mineiro*, 32, 3-116.
- Lighty, R.G., Macintyre, I. G., & Stuckenrath, R. (1982). Acropora palmata reef framework: a reliable indicator of sea-level in the western Atlantic for the past 10,000 years. *Coral Reefs*, 1, 125-130. <https://doi.org/10.1007/BF00301694>
- Liria, P., Garel, E., & Uriarte, A. (2009). The effects of dredging operations on the hydrodynamics of an ebb tidal delta: Oka Estuary, northern Spain. *Continental Shelf Research*, 29, 1983-1994. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.01.014>
- Lisiecki, L.E., & Raymo, M.E. (2005). A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta 18 O records. *Paleoceanography*, 20, PA1003. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>
- López-Fernández, C., Llana-Fúnez, S., Fernández-Viejo, G., Domínguez-Cuesta, M.J., & Díaz-Díaz, L.M. (2020). Comprehensive characterization of elevated coastal platforms in the north Iberian margin: a new template to quantify uplift rates and tectonic patterns. *Geomorphology*, 364, Article 107242. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107242>
- Lotze, F. (1960). Zur Gliederung der Oberkreide in der Baskischen Depression (Nordspanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abh.*, 3, 132-144.
- Lowe, D.J., Lanigan, K.M., & Palmer, D.J. (2012). Where geology meets pedology: Late Quaternary tephtras, loess, and paleosols in the Mamaku Plateau and Lake Rerewhakaaitu areas. In: Pittari, A. (compiler). *Field Trip Guides, Geosciences 2012 Conference, Hamilton, New Zealand* (pp. 2.1–2.45). Geoscience Society of New Zealand Miscellaneous Publication 134B.
- Luckman, B.H. (2013). Processes, transport, deposition and landforms: rockfall. In: Shroder, J. (Editor in Chief), Marston, R.A., Stoffel, M. (Eds.). *Treatise on Geomorphology* (pp. 174–182). Academic Press.
- Lundström, U.S., van Breemen, N., & Bain, D. (2000). The podzolization process. A review. *Geoderma*, 94(2-4), 91-107. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(99\)00036-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(99)00036-1)
- Macintyre, I.G. (1967). Submerged coral reefs, west coast of Barbados, West Indies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4, 461-474. <https://doi.org/10.1139/e67-024>

- Macintyre I.G., Multer H.G., Zankl H.L., Hubbard D.K., Weiss M.P., & Stuckenrath R. (1985). Growth and depositional facies of a windward reef complex (Nonsuch Bay, Antigua, W.I.). *Proceedings of 5th International Coral Reef Congress Tahiti*, 6, 605-610.
- Macintyre, I. G., Littler, M. M., & Littler, D. S. (1995). Holocene history of Tobacco Range, Belize, Central America. *Atoll Res Bull*, 430, 1-18. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.430.1>
- Macintyre I.G., Toscano M.A., Lighty R.G., & Bond G.B., 2004. Holocene history of the mangrove islands of Twin Cays, Belize, Central America. *Atoll Research Bulletin*, 510, 1-16. <https://doi.org/10.5479/si.00775630.510.1>
- Malatesta, L.C., Finnegan, N.J., Huppert, K.L., & Carreño, E.I. (2021). The influence of rock uplift rate on the formation and preservation of individual marine terraces during multiple sea-level stands. *Geology*, 50 (1), 101-105. <https://doi.org/10.1130/G49245.1>
- Martín-González, E., González-Rodríguez, A., Galindo, I., Mangas, J., Romero, M.C., Sánchez, N., Coello, J.J., Márquez, A., Vegas, J., De Vera, A., & Melo, C. (2019). Review of the MIS 5e coastal outcrops from Fuerteventura (Canary islands). *Vieraea*, 46, 667-688. [DOI:10.31939/vieraea.2019.46.tomo02.12](https://doi.org/10.31939/vieraea.2019.46.tomo02.12)
- Martinez, I. (2021). *Caracterización sedimentaria del estuario inferior arenoso del Oka (Bizkaia, País Vasco) y su plataforma marina adyacente*. Gradu Amaierako Lana Euskal Herriko Unibertsitatea.
- Martínez-García, B., Pascual, A., Baceta, J.I., & Murelaga, X. (2013). Estudio de los foraminíferos bentónicos del “beach-rock” de Azkorri (Getxo, Bizkaia). *Geogaceta*, 53, 29-32.
- Mary, G. (1979). *Evolution de la bordure cotiere asturienne*. Tesis de Doctorado.
- Mary, G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología*, 13, 3-35. <https://doi.org/10.17811/tdg.13.1983.3-37>
- Masson-Delmotte, V., Stenni, B., Pol, K., Braconnot, P., Cattani, O., Falourd, S., Kageyama, M., Jouzel, J., Landais, A., Minster, B., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Krinner, G., Johnsen, S., Röthlisberger, R., Hansen, J., Mikolajewicz, U., & Otto-Bliesner, B. (2010). EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews*, 29, 113-128. [doi:10.1016/j.quascirev.2009.09.030](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.09.030).
- Mazo, J.A. (2021). Geomorfología Cuaternaria y procesos activos en uribe kosta occidental (Vizcaya). *Tierra y Tecnología*, 57. <http://dx.doi.org/10.21028/jmo.2021.04.14>

- McMichael, C., Dasgupta, S., Ayeb-Karlsson, S., & Kelman, I. (2020). A review of estimating population exposure to sea-level rise and the relevance for migration. *Environmental Research Letters*, 15, 12. [doi:10.1088/1748-9326/abb398](https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb398).
- Melnick, D., Bookhagen, B., Strecker, M.R., & Echtler H.P. (2009). Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile, *Journal of Geophysical Research*, 114, B01407. [doi:10.1029/2008JB005788](https://doi.org/10.1029/2008JB005788)
- Mendes, I., Gonzalez, R., Dias, J.M.A., Lobo, F., & Martins, V. (2004). Factors influencing recent benthic foraminifera distribution on the Guadiana shelf (Southwestern Iberia). *Marine Micropaleontology*, 51 (1–2), 171-192. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2003.11.001>
- Merino, J.M. (1986). Yacimiento de Cabo Higuer en el monte Jaizkibel (Fuenterrabía). *Munibe*, 38, 61-94.
- Merino, A. (1990). Suelos del complejo dunar de Barrika (Bizkaia). *Proceedings of the International Conference on the Environment and the Human Society in the Western Pyrenees and the Basque Mountains during the Upper Pleistocene and the Holocene*.
- Miller, K.G., Browning, J.V., Schmelz, W.J., Kopp, R.E., Mountain, G.S., & Wright, J.D. (2020). Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Science Advances*, 6(20), p.eaaz1346. [DOI: 10.1126/sciadv.aaz13](https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz13)
- Mokma, D.L., Yli-Halla, M., & Lindqvist, K. (2004). Podzol formation in sandy soils of Finland. *Geoderma*, 120(3-4), 259-272. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2003.09.008>
- Monge-Ganuzas, M., Cearreta, A., Irabién, M.J., & García-Artola, A. (2019). Estuaries of the Basque Coast. In: *The Spanish Coastal Systems* (pp 437–465). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-319-93169-2_19
- Montfort, P. (1808). Conchyliologie systématique et classification méthodique des coquilles, vol. 1. Schoell, Paris. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.10571>
- Moñino, M. (1986). *Establecimiento y cartografía de los niveles de rasa litoral existentes en Cantabria*. Memoria de Licenciatura. Universidad de Cantabria.
- Moreno, F., Mediato, J.F, & Canas. V. (2009). Terrazas marinas en el litoral de Cantabria. Controles litológicos del sustrato. *Proc. 68 Simposio sobre el Margen Ibérico Atlántico MIA09*, 181–184

- Mtz. de Lahidalga, U. (2012). Depósitos arenosos de las paleo-rasas emergidas de Barrika (Bizkaia) y Oriñón (Cantabria). *CKQ Estudios de Cuaternario/Kuaternario Ikasketak/Quaternary Studies*, 2, 85-97.
- Mtz. de Lahidalga, U., Aranburu A., Yusta, I., & Aguirre, M. (2012). Caracterización sedimentológica del depósito arenoso de Zabaletxe, en la paleorasa emergida de Barrika (Bizkaia, España). *Geotemas*, 13, 115-118.
- Muhs, D. R. (2014). Overview of Paleosols and wind blown sediments.
- Muhs, D. R. (2022). MIS 5e sea-level history along the Pacific coast of North America. *Earth System Science Data*, 14, 1271–1330. <https://doi.org/10.5194/essd-14-1271-2022>
- Muñoz, M., Sánchez-Goñi, M.F., & Ugarte, F.M. (1990). El entorno geo-ambiental del yacimiento arqueológico de Kurtzia. Sopela-Barrika. Costa occidental de Bizkaia. *Munibe (Ciencias Naturales)*, 41, 107-115.
- Murray, J.W. (1991a). *Ecology and palaeoecology of benthic foraminifera*. Longman, Harlow. <https://doi.org/10.4324/9781315846101>.
- Murray, J.W. (1991b). Ecology and distribution of benthic foraminifera. In: Lee, J.J., Anderson, O.R. (Eds.). *Biology of Foraminifera* (pp. 221–254). Academic Press.
- Murray, A.S., & Wintle, A.G. (2000). Luminescence dating of quartz using an improved single-sliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements*, 32, 57-73. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Murray-Wallace, C.V., & Woodroffe, C.D. (2014). *Quaternary Sea-Level Changes: A Global Perspective*. Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139024440>
- Nalin, R., Bracchi, V.A., Basso, D., & Massari, F. (2012). Persististrombus latus (Gmelin) in the upper Pleistocene deposits of the marine terraces of the Crotona peninsula (southern Italy). *Italian journal of geosciences*, 131(1), 95-101. <https://doi.org/10.3301/IJG.2011.25>
- Nicholls, R.J., & Small, C. (2002). Improved estimates of coastal population and exposure to hazards released. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 83(28), 301-305, [doi:10.1029/2002EO000216](https://doi.org/10.1029/2002EO000216)
- Normand, R., Simpson, G., Herman, F., Biswas, R.H., & Bahroudi, A. (2019). Holocene sedimentary record and coastal evolution in the Makran subduction zone (Iran). *Quaternary*, 2, 21. [doi:10.3390/quat2020021](https://doi.org/10.3390/quat2020021)

- Normand, R., Simpson, G., & Bahroudi, A. (2019b). Pleistocene coastal evolution in the Makran subduction zone. *Frontiers in Earth Science*, 7, 186. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00186>
- Olazabal, M., & Ruiz de Gopegui, M. (2020). ¿Para qué impactos climáticos se preparan las ciudades españolas? *Ekonomiaz: Revista Vasca De Economía*, 97 (1), 213-239.
- Olivé Davó, A., & Ramírez del Pozo, J. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 36 (Castro-Urdiales)*. IGME, Madrid.
- Olivé Davó, A.; Ramírez del Pozo, J., & Riba Arderiu, O. (1978). *Mapa geológico 1:50.000 (Magna) Hoja nº 111 (Orduña)*. IGME, Madrid.
- Olivet, J.L. (1996). Cinématique de la plaque Ibérique. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 20, 131-193.
- Olson, S. L. & Hearty, P. J. (2009). A sustained 21 m sea-level highstand during MIS 11 (400 ka): direct fossil and sedimentary evidence from Bermuda. *Quaternary Science Reviews*, 28, 271–285.
- Oppenheimer, M., Glavovic, B.C., Hinkel, J., van de Wal, R., Magnan, A.K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., DeConto, R.M., Ghosh, T., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meysignac, B., & Sebesvari, Z. (2019). Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. In Pörtner, H.-O., Roberts, D.C., Masson-Delmotte, V., Zhai, P., Tignor, M., Poloczanska, E., Mintenbeck, K., Alegría, A., Nicolai, M., Okem, A., Petzold, J., Rama, B., & Weyer, N.M. (eds.). *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* (pp. 321–445). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.006>
- Ortega, L. I., Cendrero, A., & Díaz de Terán, J.R. (1988). Identificación de rasas litorales en el litoral vasco. *II Congreso Geológico de España. Comunicaciones*, 1, 411-413.
- Pascual, A. (1984). Los foraminíferos actuales del litoral vizcaíno. *Kobie. Paleoantropología y ciencias naturales*, 14, 341-350.
- Pascual, A., & Martín-Rubio, M. (2004). Foraminíferos bentónicos de Lanzarote, Islas Canarias: playas, salinas y jable. *Geogaceta*, 35, 147-150.
- Pascual, A., & Martínez-García, B. (2022). Colonización de los foraminíferos bentónicos de la playa artificial de Ostende (Castro Urdiales, Cantabria). *Geogaceta*, 71, 3-6.
- Pedoja, K., Husson, L., Regard, V., Cobbold, R. P., Ostanciaux, E., Johnson, M., Kershaw, S., Saillard, M., Martinod, J., Furgerot, L., Weill, P., & Delcaillau, B. (2011). Relative sea-level fall

- since the last interglacial stage: are coasts uplifting worldwide? *Earth Science Reviews*, 108, 1-15. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.05.002>
- Pedoja, K., Husson, L., Johnson, M.E., Melnick, D., Witt, C., Pochat, S.L., Nexer, M., Delcaillau, B., Pinegina, T.K., Poprawski, Y., Authemayou, C., Elliot, M., Regard, V., & Garestier, F. (2014). Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. *Earth-Science Reviews*, 132, 13-38. doi: [10.1016/j.earscirev.2014.01.007](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.01.007)
- Pedoja, K., Jara-Muñoz, J., De Gelder, G., Robertson, J., Meschis, M., Fernandez-Blanco, D., Nexer, M., Poprawski, Y., Dugué, O., Delcaillau, B., Bessin, P., Benabdelouahed, M., Authemayou, C., Husson, L., Regard, V., Menier, D., & Pinel, B. (2018). Neogene-quaternary slow coastal uplift of Western Europe through the perspective of sequences of strandlines from the Cotentin Peninsula (Normandy, France). *Geomorphology*, 303, 338-356. doi: [10.1016/j.geomorph.2017.11.021](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.11.021)
- Peltier, W. R., & Fairbanks, R. G. (2006). Global ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea-level record. *Quaternary Science Reviews*, 25, 3322-3337. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2006.04.010>
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M.E., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E.S., & Stievenard, M. (1999). Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436. <https://doi.org/10.1038/20859>
- Perez-Alberti, A., Pires, A., Freitas, L., & Chamine, H. (2013). Shoreline change mapping along the coast of Galicia, Spain. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers Maritime Engineering*, 166, 125–144. <http://dx.doi.org/10.1680/maen.2012.23>
- Pirazzoli, P.A., Radtke, U., Hantoro, W.S., Jouannic, C., Hoang, C.T., Causse, C., & Best, M.B. (1993). A one million-year-long sequence of marine terraces on Sumba Island, Indonesia. *Marine Geology*, 109, 221-236. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90062-Z](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90062-Z)
- Polo-Díaz, A., Benito-Calvo, A., Martínez-Moreno, J., & Torcal, R.M. (2016). Formation processes and stratigraphic integrity of the Middle-to-Upper Palaeolithic sequence at Cova Gran de Santa Linya (southeastern Prepyrenees of Lleida, Iberian peninsula). *Quaternary International*, 417, 16-38. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.113>

- Prego, R., Boi, P., & Cobelo-García, P. (2008). The contribution of total suspended solids to the Bay of Biscay by Cantabrian Rivers (northern coast of the Iberian Peninsula). *Journal of Marine Systems*, 72, 342–349. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.01.011>
- Prémaillon, M., Regard, V., Dewez, T., & Auda, Y. (2018). GlobR2C2 (Global Recession Rates of Coastal Cliffs): a global relational database to investigate coastal rocky cliff erosion rate variations. *Earth Surface Dynamics*, 6, 651–668. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-651-2018>
- Prescott, J.R., & Hutton, J.T. (1994). Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements*, 23, 497-500. [https://doi.org/10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8)
- Railsback, L.B., Gibbard, P.L., Head, M.J., Voarintsoa, N.R.G., & Toucanne, S. (2015). An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages. *Quaternary Science Reviews*, 111, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>
- REDMAR. (2005). Resumen de parámetros relacionados con el nivel del mar y la marea que afectan a las condiciones de diseño y explotación portuaria. 19 pp. Puertos del Estado. <http://www.puertos.es>.
- Regard, V., Saillard, M., Martinod, J., Audin, L., Carretier, S., Pedoja, K., Riquelme, R., Paredes, P., & Hérail, G. (2010). Renewed uplift of the Central Andes Forearc revealed by coastal evolution during the Quaternary. *Earth and Planetary Science Letters*, 297, 199-210. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.06.020>
- RESON. (2002). SeaBat 8125 Operator's manual. Version 3.01. 134 pp.
- RESON. (2006). SeaBat 7125 Operator's manual. Version 3.0. 89 pp.
- Rios-Garaizar, J., López-Bultó, O., Iriarte, E., Pérez-Garrido, C., Piqué, R., Aranburu, A., Iriarte-Chiapusso, M.J., Ortega-Cordellat, I., Bourguignon, L., Garate, D., & Libano, I. (2018). A Middle Palaeolithic wooden digging stick from Aranbaltza III, Spain. *Plos One*, 13(3), p.e0195044. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0195044>
- Rios-Garaizar, J., Iriarte, E., Arnold, L.J., Sánchez-Romero, L., Marín-Arroyo, A.B., San Emeterio, A., Gómez-Olivencia, A., Pérez-Garrido, C., Demuro, M., Campaña, I., & Bourguignon, L. (2022). The intrusive nature of the Châtelperronian in the Iberian Peninsula. *PLoS One*, 17(3), p.e0265219. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265219>

- Rivas. (2000). Clima y nivel del mar: reconstrucción de las posiciones marinas cuaternarias a través de las evidencias en el litoral cantábrico. In: García-Codrón JC (coord). *La reconstrucción del clima de época preinstrumental* (pp. 179–212). University of Cantabria.
- Robbin, D.M. (1984). A new Holocene sea-level curve for the upper Florida Keys and Florida reef tract. In: Gleason, P. J. (Ed). *Environments of South Florida, present and past* (pp.437-458). Miami Geological Society. <https://doi.org/10.1306/AD46113D-16F7-11D7-8645000102C1865D>
- Robles, S. (2014). Euskokantauriar arroko eboluzio geologikoa. In: Bodego, A., Mendia, M., Aranburu, A. eta Apraiz, A. (edk). *Euskokantauriar arroko geologia* (9-104). Euskal Herriko Unibertsitateko Argitalpen Zerbitzua. <https://doi.org/10.1387/ekaia.14370>
- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, C., & Kucera, M. (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience*, 2, 500-504. <https://doi.org/10.1038/ngeo557>
- Rosales, I. (1995). *La Plataforma carbonatada de Castro Urdiales (Aptiene-Albiense, Cantabria)*. Tesis Doctoral, Universidad del País Vasco.
- Rosello, E., & Morales, A. (2011). Evidencias de pesca en las ocupaciones de Santimamine. In. López (Ed.). *La cueva de Santimamiñe: revisión y actualización (2004-2006)* (pp. 239-246). Kobie Serie BAI, 1.
- Roussé, S., Düringer, P., & Stapf, K.R.G. (2012). An exceptional rocky shore preserved during Oligocene (Late Rupelian) transgression in the Upper Rhine Graben (Mainz Basin, Germany). *Geological Journal*, 47(4), 388-408. <https://doi.org/10.1002/gj.1349>
- Rovere, A., Pappalardo, M., Richiano, S., Aguirre, M., Sandstrom, M.R., Hearty, P.J., Austermann, J., Castellanos, I., & Raymo, M.E. (2020). Higher than present global mean sea level recorded by an Early Pliocene intertidal unit in Patagonia (Argentina). *Communications Earth & Environment*, 1(1), 1-10. <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00067-6>
- Ruiz Redondo, A., & González Sainz, C. (2012). Bisontes, renos y peces en las paredes de Altxerri. En VVAA, Altxerri. *Conmemoración 50 aniversario del Descubrimiento (52-71)*. Sociedad de Ciencias Aranzadi.
- Rutter, N. (2009). International year of planet earth 4. Utilizing paleosols in Quaternary climate change studies. *Geoscience Canada*, 36(2), 65-77.

- Sainz de Murieta, E. (2016). *Environmental and economic impact of sealevel rise on the Basque Coast*. PhD Dissertation, University of the Basque Country UPV/EHU.
- Sainz de Murieta, E., Cunha, P.P., Cearreta, A., Murray, A.S., & Buylaert, J.P. (2021). The Oyambre coastal terrace: a detailed sedimentary record of the Last Interglacial Stage in northern Iberia (Cantabrian coast, Spain). *Journal of Quaternary Science*, 36 (4) 570-585-585. DOI ([10.1002/jqs.3317](https://doi.org/10.1002/jqs.3317)).
- Sauer, D., Schellmann, G., & Stahr, K. (2007). A soil chronosequence in the semi-arid environment of Patagonia (Argentina). *Catena*, 71(3), 382-393. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.03.010>
- Schulz, M., Lawrence, C., Muhs, D., Prentice, C., & Flanagan, S. (2018). Landscapes from the 1007 waves—Marine terraces of California: *U.S. Geological Survey Fact Sheet*. pp. 2018– 1008 3002, <https://doi.org/10.3133/fs20183002>.
- Seneviratne, S.I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., Ghosh, S., Iskander, I., Kossin, J., Lewis, S., Otto, F., Pinto, I., Satoh, M., Vicente-Serrano, S.M., Wehner, M., & Zhou, B. (2021). Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (Eds.). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 1513-1766). Cambridge University Press. doi: [10.1017/9781009157896.013](https://doi.org/10.1017/9781009157896.013).
- Shackleton, N.J., & Opdyke, N.D. (1973). Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10⁵ year and 10⁶ year scale. *Quaternary Research*, 3, 39-55. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(73\)90052-5](https://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90052-5)
- Shaltami, O.R., El-Kammar, A.M., Arafa, I.H., & Fares, F.F. (2016). Mineralogy of the beach sands along the Mediterranean coast from Benghazi to Bin-Jawwad, NE Libya. *Journal of Marine Sciences and Environmental Technologies*; 2(2), 1-23. [10.59743/jmset.v2i2.110](https://doi.org/10.59743/jmset.v2i2.110)
- Shi, H., & Singh, A. (2003). Status and interconnections of selected environmental issues in the global coastal zones. *Ambio A Journal of the Human Environment*, 32(2), 145-152. [10.1579/0044-7447-32.2.145](https://doi.org/10.1579/0044-7447-32.2.145)

- Shinn, E. A., Hudson, J. H., Halley, R. B., Lidz, B., Robbin, D. M., & Macintyre, I. G. (1982). Geology and sediment accumulation rates at Carrie Bow Cay, Belize. *Smithsonian Contributions to the Marine Science*, 12, 63-75.
- Silva, P.G., Bardají, T., Roquero, E., Baena-Preysler, J., Cearreta, A., RodríguezPascua, M.A., Rosas, A., Zazo, C., & Goy, J.L. (2017). El Periodo Cuaternario: La Historia Geológica de la Prehistoria. *Cuaternario y Geomorfología*, 31 (3-4), 113-154. DOI: <https://doi.org/10.17735/cyg.v31i3-4.55588>
- Small, C., & Cohen, J.E. (2004). Continental physiography, climate, and the global distribution of human population. *Current Anthropology*, 45(2), 269-277. doi:10.1086/382255
- Soil Survey Staff. (2014). *Keys to Soil Taxonomy* (12th ed.). USDA-Natural Resources Conservation Service.
- Sochan, A., Zieliński, P., & Bieganski, A. (2015). Selection of shape parameters that differentiate sand grains, based on the automatic analysis of two-dimensional images. *Sedimentary Geology*, 327, 14-20. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.07.007>
- Spratt, R.M., & Lisiecki, L.E. (2016). A Late Pleistocene sea level stack, *Climate Past*, 12, 1079-1092. <https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016>
- Stanford, J.D., Hemingway, R., Rohling, E.J., Challenor, P.G., Medina-Elizalde, M., & Lester, A.J. (2011). Sea-level probability for the last deglaciation: A statistical analysis of far-field records. *Global and Planetary Change*, 79, 193-203. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.11.002>
- Stepinski, T.F., & Jasiewicz, J. (2011). Geomorphons-a new approach to classification of landforms. *Proceedings of geomorphometry, 2011*, 109-112.
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of rocky coasts*. John Wiley & Sons.
- Tabor, N.J., & Myers, T.S. (2015). Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 333-361. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105355>

- Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114 (3-4), 279-297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Thiffault, E. (2019). Boreal forests and soils. In Busse, M., Giardina, C.P., Morris, D.M., Page-Dumroese, D.S. (Eds.). *Developments in soil science* (Vol. 36, pp. 59-82). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-63998-1.00005-7>
- Toscano, M.A., & Lundberg, J. (2003). Early Holocene sea-level record from submerged fossil reefs on the southeast Florida margin. *Geology*, 25, 255-258. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0255:EHSLRF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0255:EHSLRF>2.3.CO;2)
- Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Gràcia, F., & Mucedda, M. (2003). Sea level change at Capo Caccia (Sardinia) and Mallorca (Balearic Islands) during oxygen isotope substage 5e, based on Th/U datings of phreatic overgrowths on speleothems. Puglia 2003 - Final Conference Project IGCP 437. *GIS Coast, Research Publication*, 4, 235-238.
- Trenhaile, A.S. (1987). *The Geomorphology of Rock Coasts*. Oxford: Oxford University Press.
- Trenhaile, A.S. (1999). The Width of Shore Platforms in Britain, Canada, and Japan. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 355-364.
- Trenhaile, A.S., Pérez-Alberti, A., Martínez Cortizas, A., Costa Casais, M., & Blanco-Chao, R. (1999). Rock coast inheritance: an example from Galicia, northwestern Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 605-621. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1096-9837\(199907\)24:7<605::AID-ESP977>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199907)24:7<605::AID-ESP977>3.0.CO;2-1)
- Trenhaile, A.S. (2001). Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1103-1128. DOI: [10.1002/esp.255](https://doi.org/10.1002/esp.255)
- Trenhaile, A.S. (2002). Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. *Geomorphology*, 48, 7-22. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(02\)00173-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00173-3)
- Trenhaile, A.S. (2014). Modelling the effect of Pliocene–Quaternary changes in sea level on stable and tectonically active land masses. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 1221-1235. <https://doi.org/10.1002/esp.3574>
- Trenhaile, A.S. (2018). Shore platform erosion and evolution: Implications for cosmogenic nuclide analysis. *Marine Geology*, 403, 80-92. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.05.005>

- Tsai, H., Chen, J.H., Huang, W.S., Huang, S.T., Hseu, Z.Y., & You, C.F. (2021). Aeolian additions of podzolic soils on the high-altitude mountains in central Taiwan-sediment origin and pedological implications. *Geoderma*, 383, p.114726. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114726>
- Tugenf, J., Manatschal, G., Kuszniir, N.J., Masini, E., Mohn, G. & Thinon, I. (2014). Formation and deformation of hyperextended Rift Systems: Insights from Rift domain zapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics*, 33, 1239-1276. [DOI:10.1002/2014TC003529](https://doi.org/10.1002/2014TC003529)
- Ugarte, F.M., & Edeso, J.M. (1987). Primeros datos sobre el paleopaisaje litoral cuaternario del Golfo de Vizcaya, Bidasoa, Urumea. In *Reunión sobre el Cuaternario*, 7 (pp. 249-252).
- URA/AVA. (2017). <http://www.uragentzia.euskadi.eus/u81-0002/es>.
- Uriarte, A. (1998). *Sediment Dynamics on the Inner Continental Shelf of the Basque Country (N. Spain)*. PhD. Thesis. University of Southampton.
- Valerio, M.W., McDaniel, P.A., & Gessler, P.E. (2016). Distribution and properties of podzolized soils in the northern rocky mountains. *Soil Science Society of America Journal*, 80(5), 1308-1316. <https://doi.org/10.2136/sssaj2016.04.0109>
- Varnes, D.J. (1978). Slope movement types and processes. In: *Landslides: Analysis and Control* (pp. 11-33). Transport Research Board, National Academy of Sciences.
- Vásquez, V., & Rosales, T. (2014). Malacofauna de la cueva de Santa Catalina. In. Berganza, Arribas (Eds.). *La Cueva de Santa Catalina (Lekeitio, Bizkaia): La intervención arqueológica. Restos vegetales, animales y humanos* (pp. 119-150). Kobie Serie BAI, 4.
- Veselský, M., Bandura, P., Burian, L., Harciníková, T., & Bella, P. (2015). Semi-automated recognition of planation surfaces and other flat landforms: a case study from the Aggtelek Karst, Hungary. *Open Geosciences*, 7, pp. 20150063. <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0063>
- Woodroffe, C.D. (2002). *Coasts: Form, Process and Evolution*. Cambridge University Press.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., Deckker, P.D., Johnston, P., & Fifield, L.K. (2000). Timing of Last Glacial Maximum from observed sea level minima. *Nature*, 406, 713-716. <https://doi.org/10.1038/35021035>
- Yokoyama, Y., Deckker, P. D., Lambeck, K., Johnston, P., & Fifield, L.K. (2001). Sea-level at the Last Glacial Maximum: evidence from northwestern Australia to constrain ice volumes for oxygen isotope stage 2. *Paleoceanography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 165, 281-297. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(00\)00164-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(00)00164-4)

- Yokoyama, Y., Esat, T.M., Thompson, W.G., Thomas, A.L., Webster, J.M., Miyairi, Y., Sawada, C., Aze, T., Matsuzaki, H., Okuno, J.I., & Fallon, S. (2018). Rapid glaciation and a two-step sea level plunge into the Last Glacial Maximum. *Nature*, 559 (7715), 603-607. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0335-4>
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González- Delgado, J.-Á., & Soler, V. (2003). Pleistocene raised marine terraces of the Spanish Mediterranean and Atlantic coasts: records of coastal uplift sea-level highstands and climate changes. *Marine Geology*, 194, 103-133. [https://doi.org/10.1016/s0025-3227\(02\)00701-6](https://doi.org/10.1016/s0025-3227(02)00701-6)
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., González-Delgado, J.A., Cabero, A., Bardají, T., Ghaleb, B., & Soler, V. (2010). Sea-level changes during the Last and Present Interglacials in Sal Island (Cape Verde Archipelago). *Global and Planetary Change*, 72, 302-317. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.01.006>

I Eranskina

Aurrekarien kapituluari lotutako datuak.

I Eranskina: Aurrekariak

I-1. taula osagarria. Aurreko lanetan definitutako kostalde atlantikoko eskualde ezberdinetako mailen altitudea metroan.

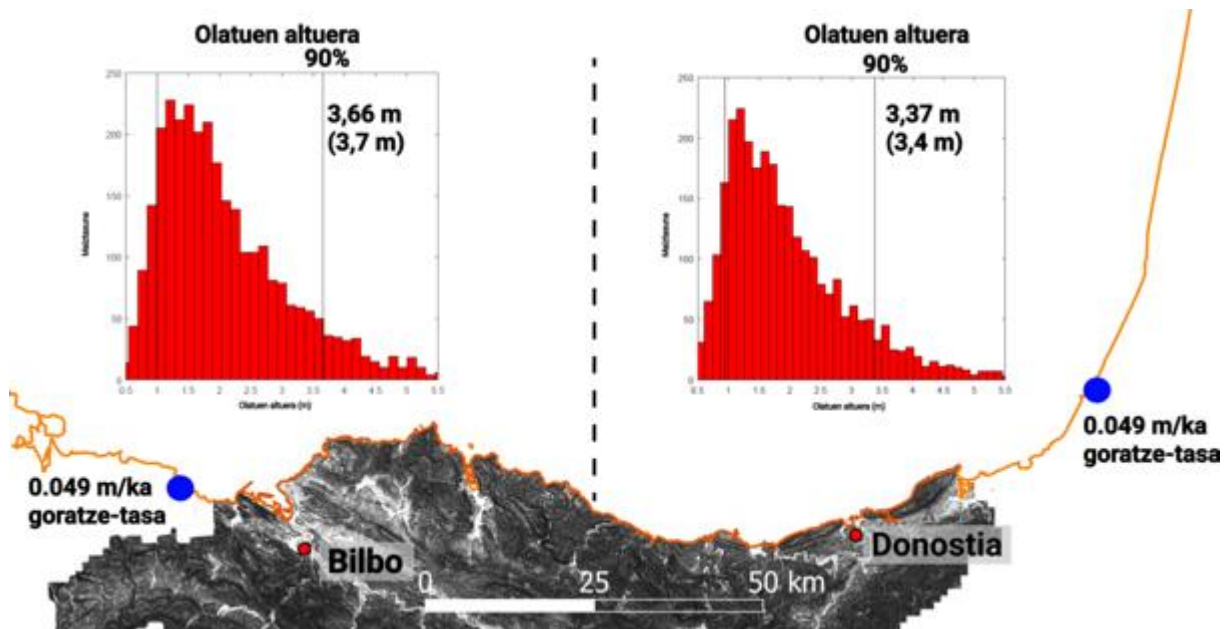
IKERKETA EREMUA		ERREFERENTZIA	KANTABRIA		ERREFERENTZIA	ASTURIAS		ERREFERENTZIA
7	20	Hernandez –Pacheco <i>et al.</i> , 1954 (erdialdea, Urdaibai)	1,5-3	5-6	Moñino, 1986	5-7	12-20	Rivas, 2000 (Gomez de Llarena eta Royo Gomez, 1927; Hernandez Pacheco, 1957; Hernandez Pacheco eta Asensio Amor, 1964, 1966; Mary, 1979; Flor, 1983-n oinarrituta)
40	60		15-18	25-35		30-40	40-50	
95	220-230	Hernandez –Pacheco <i>et al.</i> , 1954 (mendebalden, Asua bailara)	40-60	65-75	Moreno <i>et al.</i> , 2009 (Cantabria erdialdean)	60-70	110-115	
7-8	40-45	Rivas, 2000 (Ugarte eta Edeso, 1987; Ortega eta Salazar, 1987; Ortega <i>et al.</i> , 1988; eta Edeso, 1990-n oinarrituta)	80-100	140-160		140-185	210-285	
80-85	100-125		200-220	4-5	10-20	Jimenez-Sanchez <i>et al.</i> , 2006 (ekialdeko eremua)		
150-170	190-210		25-35	40-55	50-64		125-170	
35-40	220-250	Edeso <i>et al.</i> 2014 (ekialdean, Jaizkibel)	60-75	90-100	Bustillo <i>et al.</i> , 2017; Elorza <i>et al.</i> , 2019 (Sonabia)	100-220 (mendebalderantz okertuta)	Alvarez-Marrón <i>et al.</i> , 2008 (mendebaldeko eremua)	
230	285	Flor eta Flor- Blanco, 2014 (ekialdean, Jaizkibel)	4	7		4	7	
25-55	65-80	Aranburu <i>et al.</i> , 2015 (erdialdean, Urdaibai)	35	7	Elorza <i>et al.</i> , 2019 (Noja eta Castro-Urdiales)	20	35	Flor eta Peon, 2004; Flor eta Flor-Blanco, 2009 (batez ere erdialdean eta ekialdeko eremuan)
100-145	220-235		65			80		
270-330			115	145	160	185		
100-180	200-240		230	285	61-73	110-120	Dominguez-Cuesta <i>et al.</i> , 2015 (ekialdeko eremua)	
290-340		Aranburu <i>et al.</i> , 2015 (erdialdean, Deba)				150-175	200-250	López-Férnandez <i>et al.</i> , 2020 (mendebaldeko eremua)
5	30					0-155 (mendebalderantz okertuta)	180-225	
100	175	Ferreres, 2019 (ekialdean, Jaizkibel)	EKIALDEA		ERREFERENTZIA	40-60	120-170	López-Férnandez <i>et al.</i> 2020 (ekialdeko eremua)
225	250					230-265		
300			Azken interglaziarren metakinak egungo itsasertzaren altueran		Bosq <i>et al.</i> , 2019 (Burdeosetik iparraldera)	30-45	50-60	López-Férnandez <i>et al.</i> 2020 (trantsizio eremua)
40	60–80					80-100	72-135	
80-100	100-120	Mazo, 2021 (mendebaldean, Punta Galea - Barrika)			85-165	190-210		
					240-260			

II Eranskina

Datu eta metodologien kapituluari lotutako datuak.

II Eranskina: Datu eta metodologiak

II.A Olatuen altuera datuak eta goratze-tasak ikerketa eremuaren inguruan (*Frontiers* artikulua)



II-1. irudi osagarria. Olatu altueraren datuak ikerketa eremuan Frantziako Espazio Agentziaren (CNES) AVISO webgunetik (www.aviso.com helbidean) eratorrita, Ssalto/Duacs lur-prozesatzeko segmentuaren barruan. Pedoja *et al.*-en (2018) datu basean ikerketa eremutik hurbil bildutako igoera tasak.

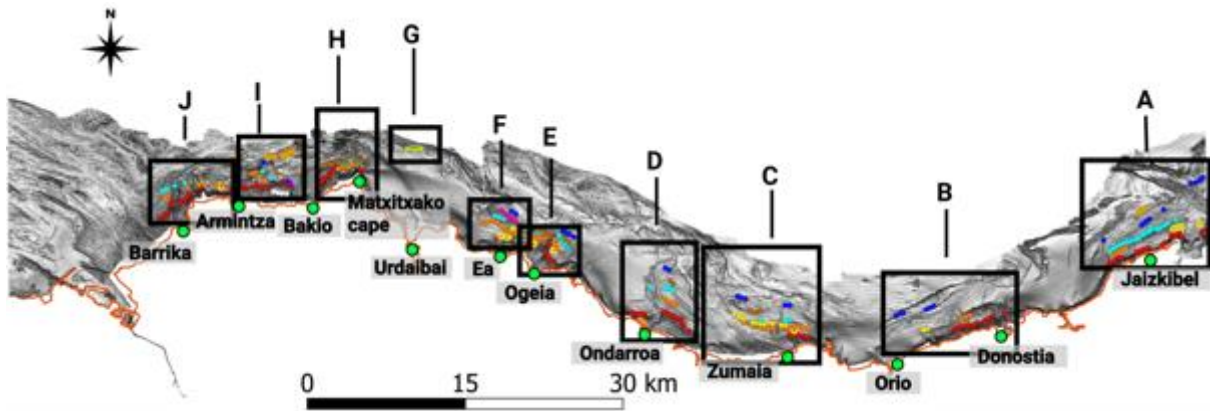
Appendix III

Data related to the submerged area chapter.

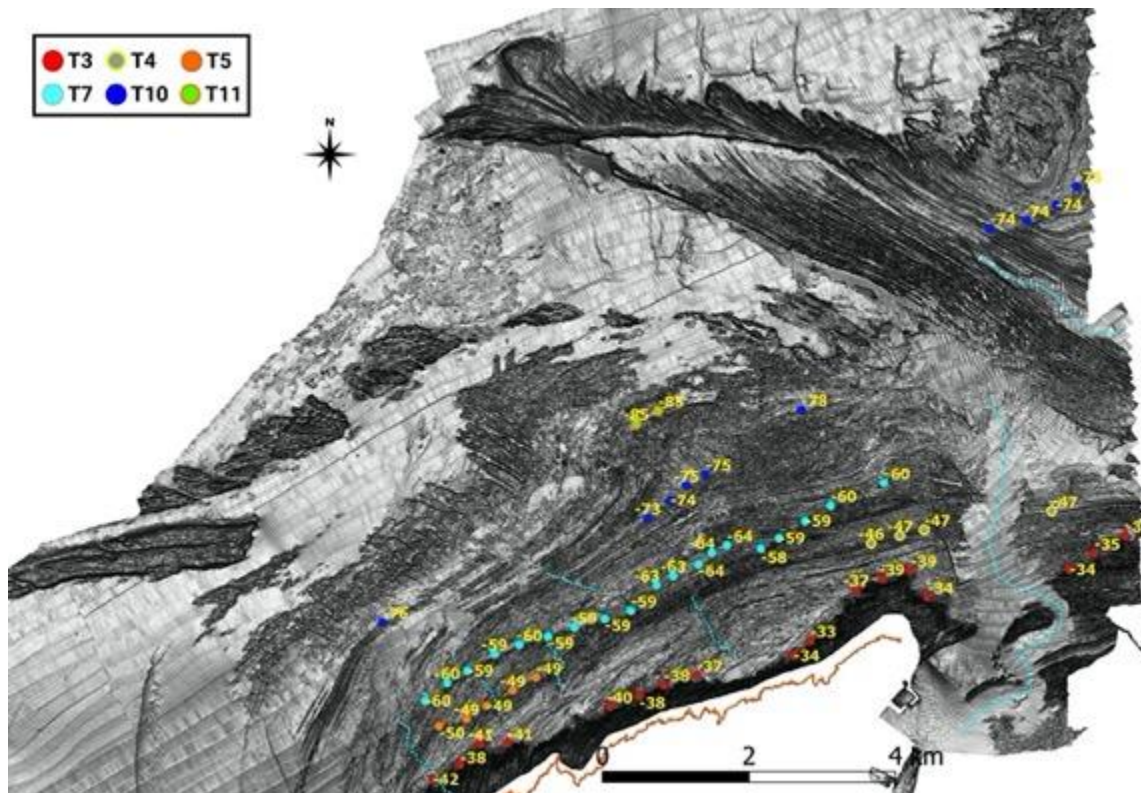
III Appendix: Submerged area

III.A Shoreline angles distribution in the continental shelf

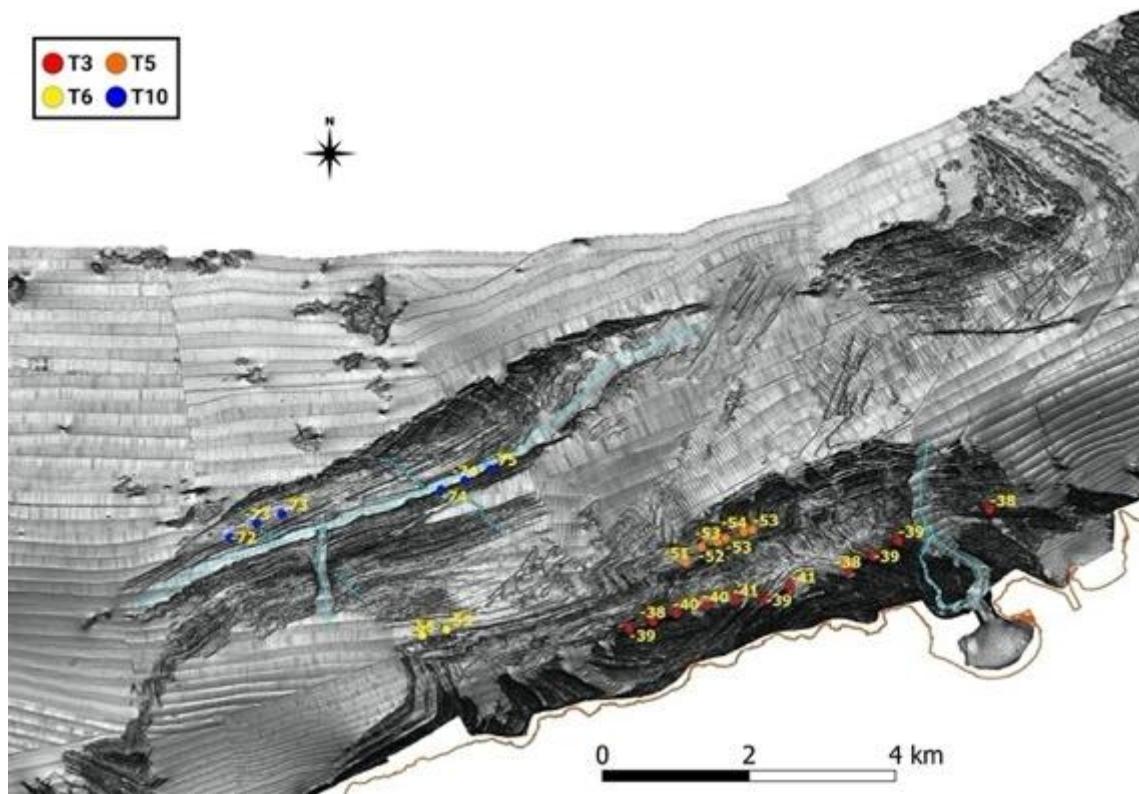
(*Frontiers* article)



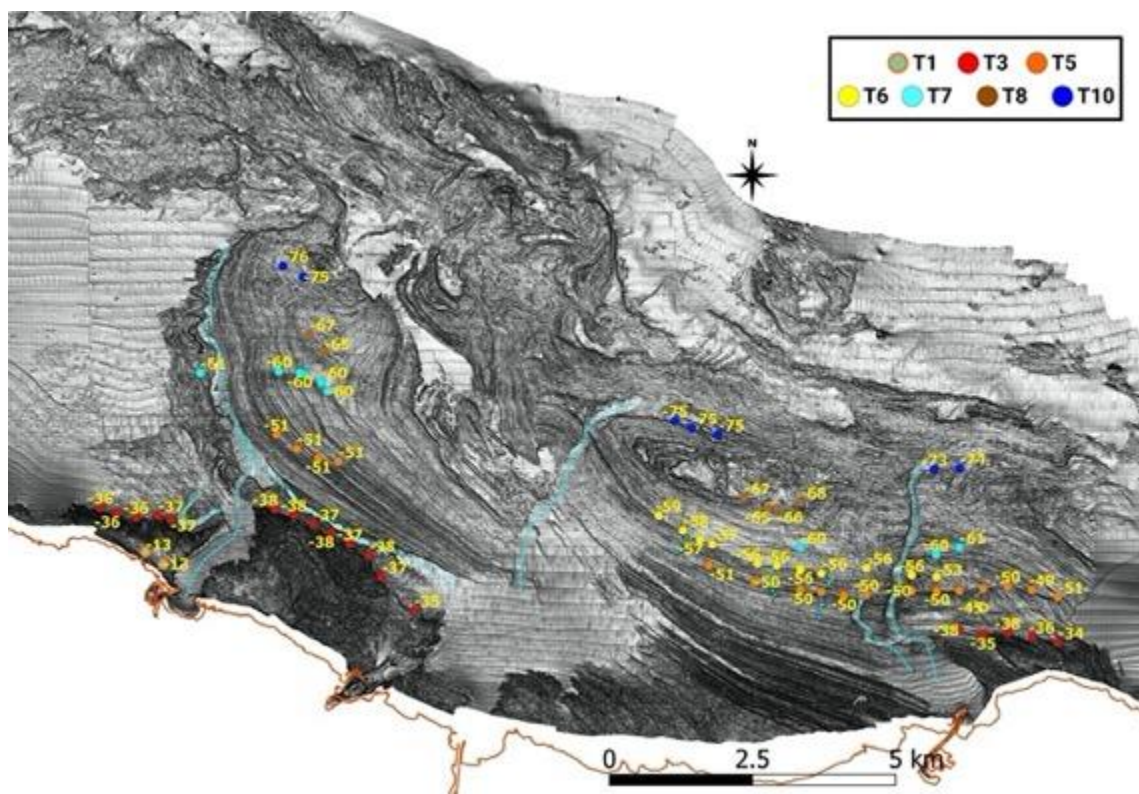
Supplementary figure III-1. General distribution of submerged shoreline angles in circles.



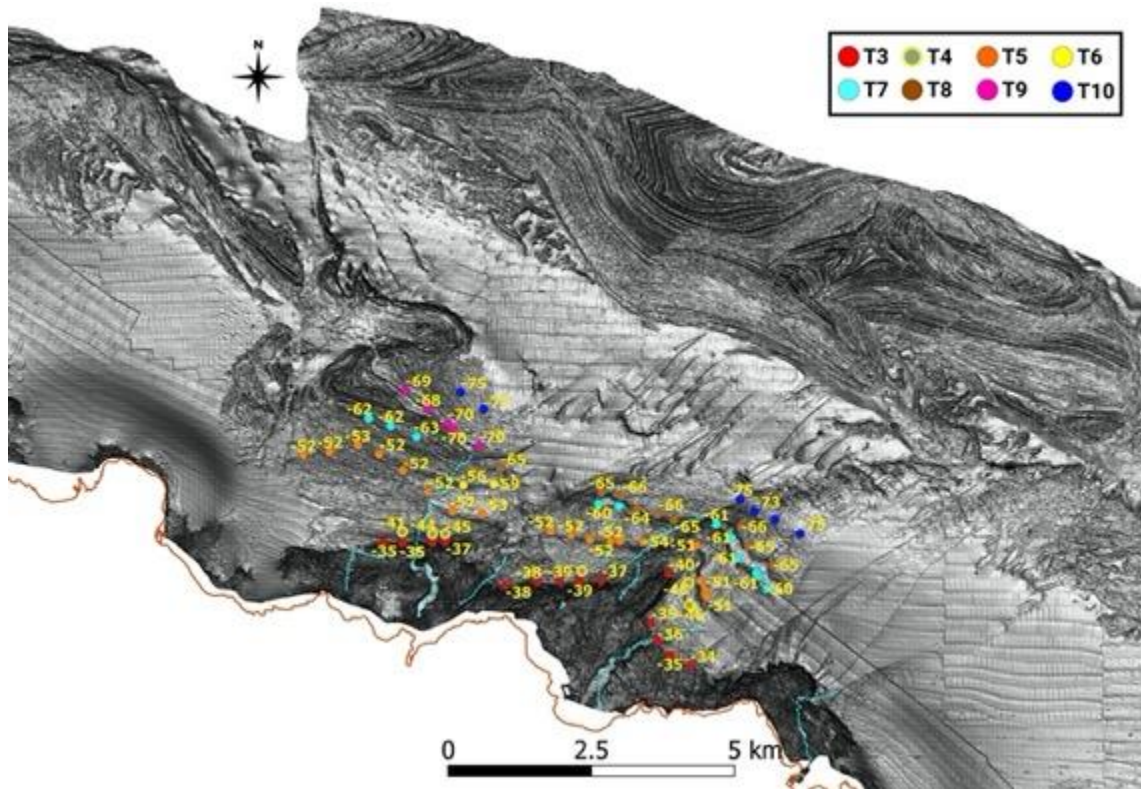
Supplementary figure III-2. Area in front of Jaizkibel. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.



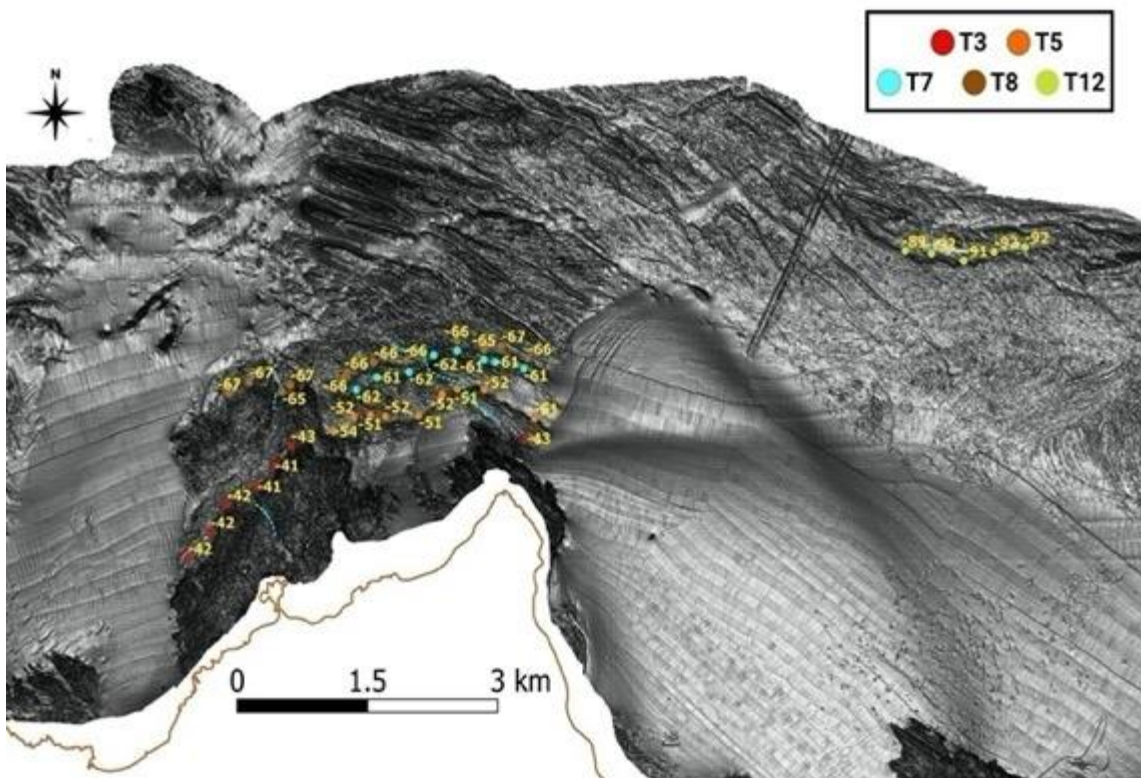
Supplementary figure III-3. Area between Donostia and Orio. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.



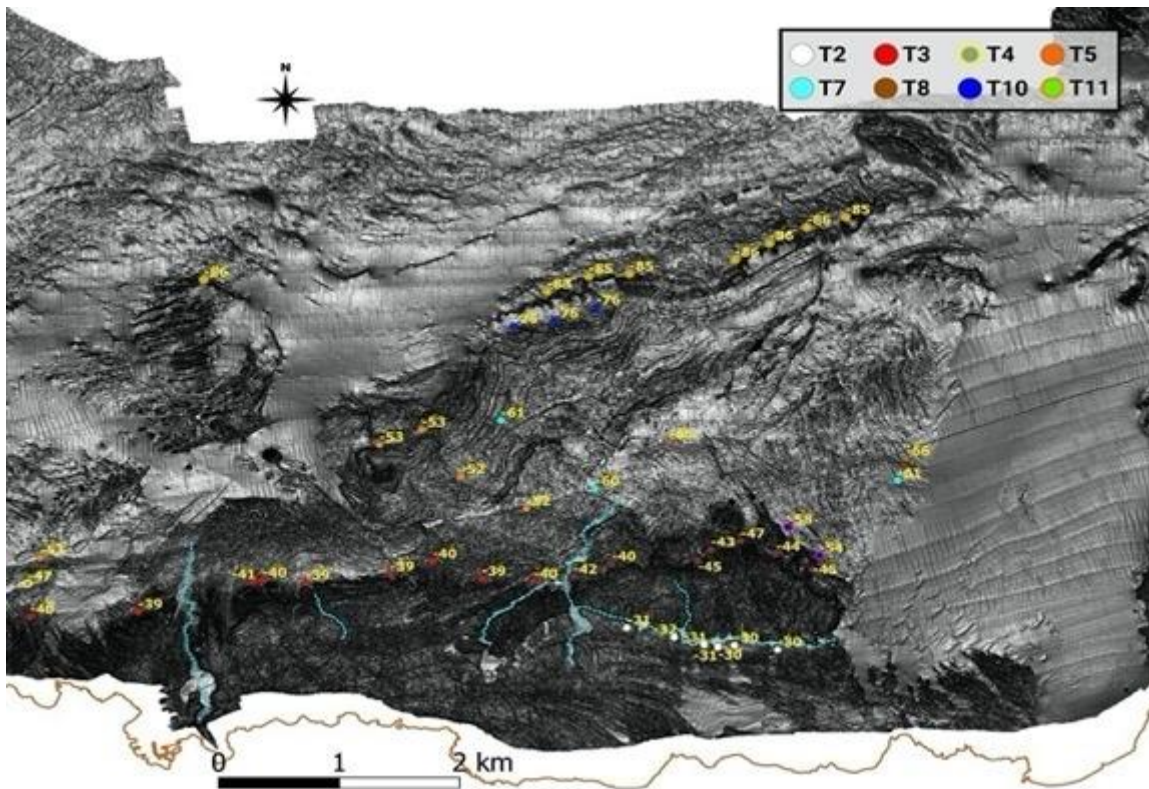
Supplementary figure III-4. Area between Zumaia and Ondarroa. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.



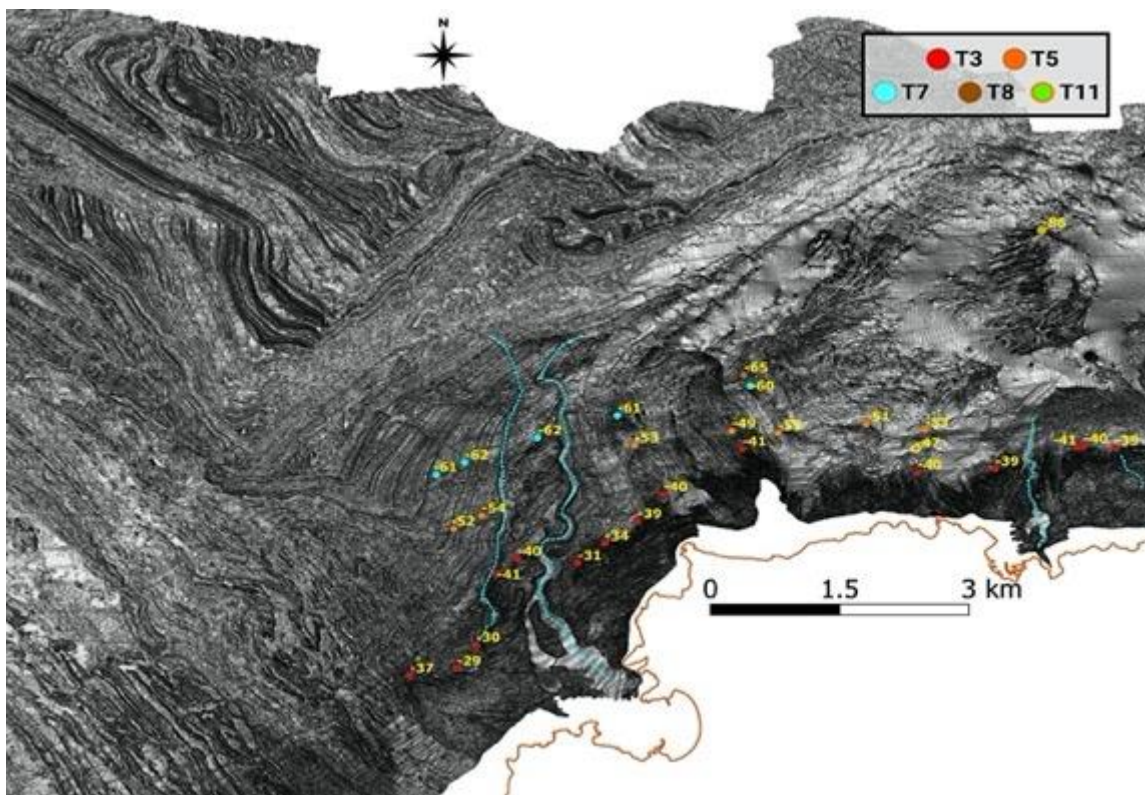
Supplementary figure III-5. Area between Ogeia and Ea. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.



Supplementary figure III-6. Area in front of Matxitxako cape and Urdaibai. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.

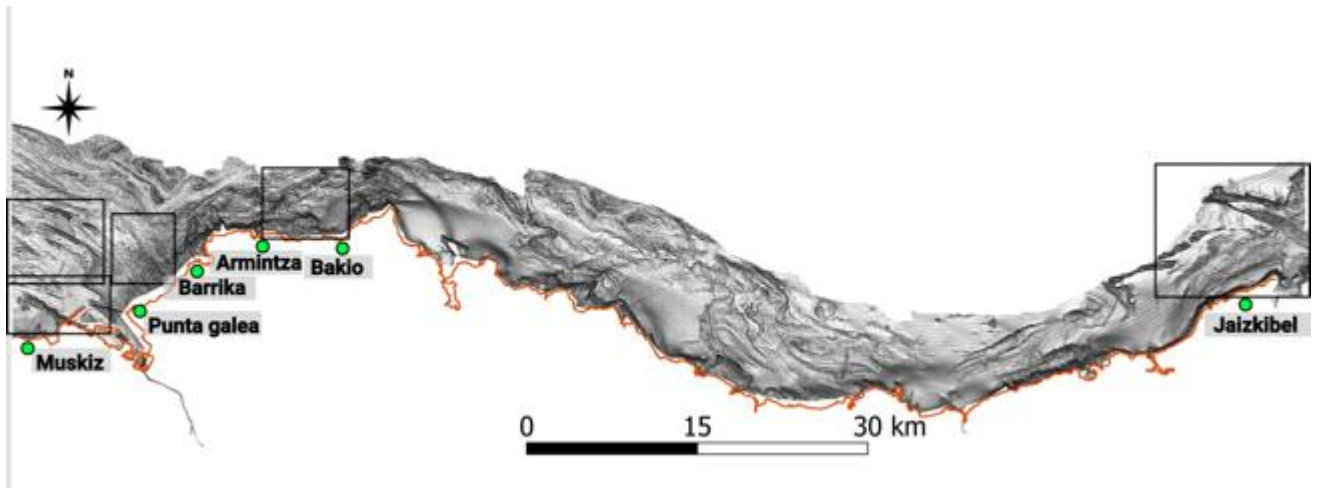


Supplementary figure III-7. Area between Bakio and Armintza. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.

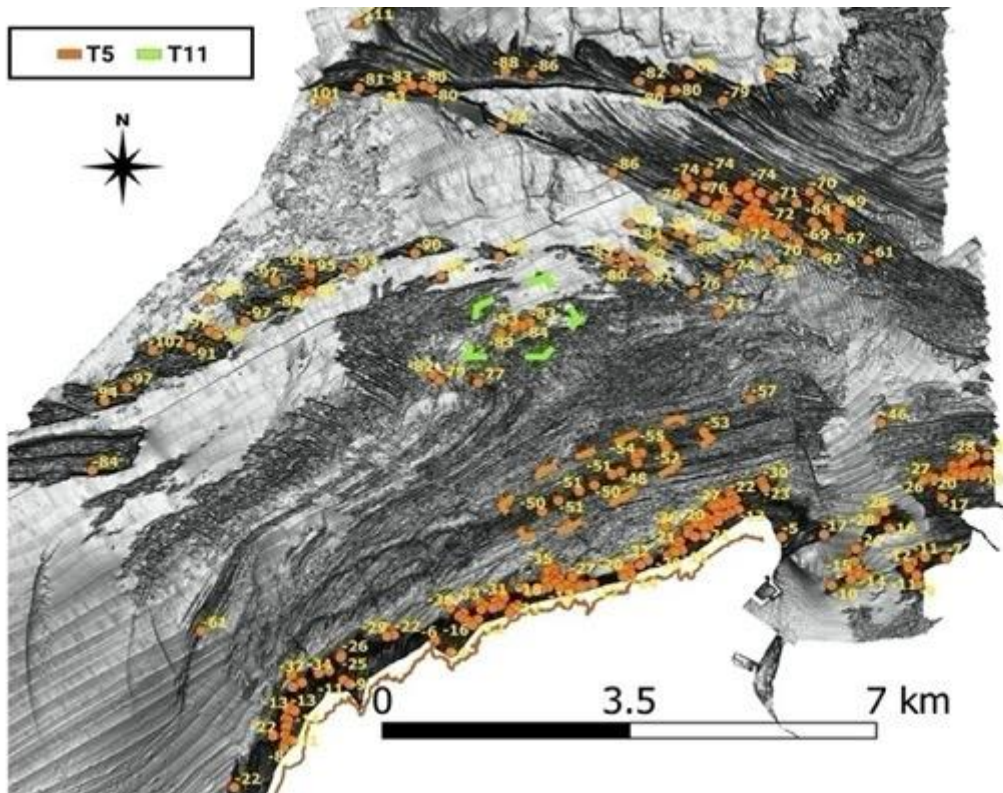


Supplementary figure III-8. Area between Armintza and Barrika. Circles indicate shoreline angles and the numbers their depth.

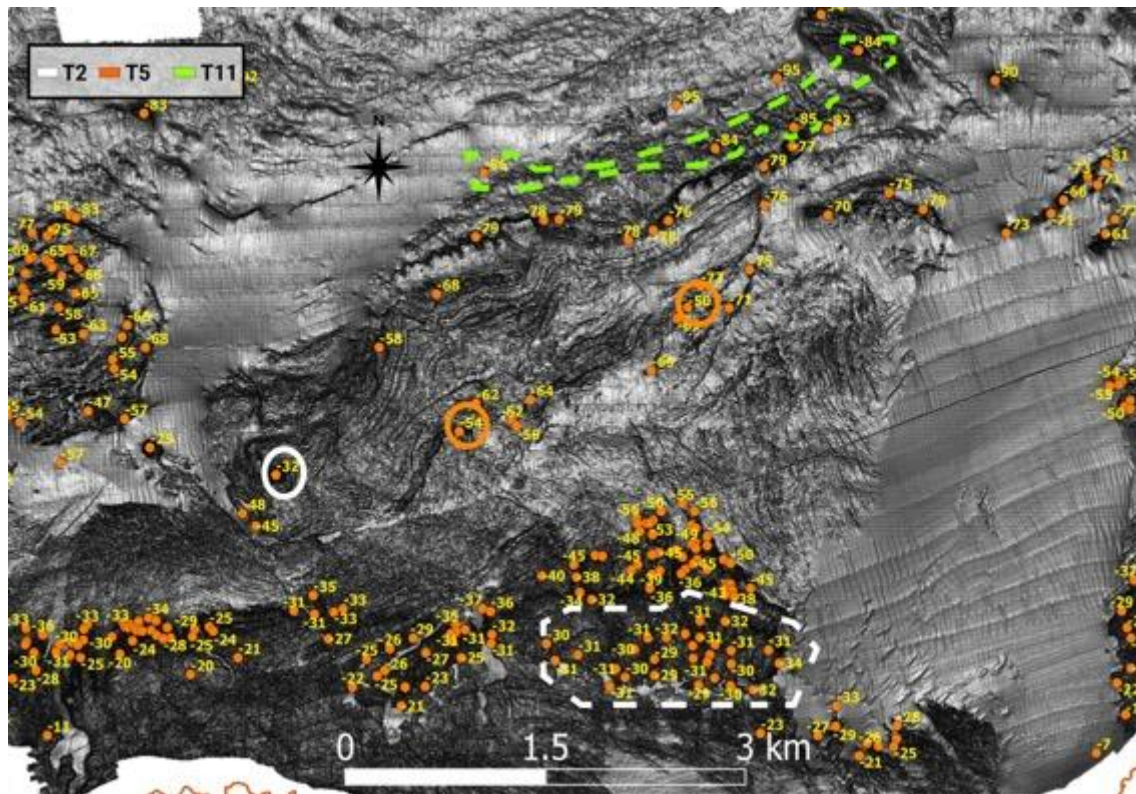
III.B Sea stacks analysis (*Frontiers* article)



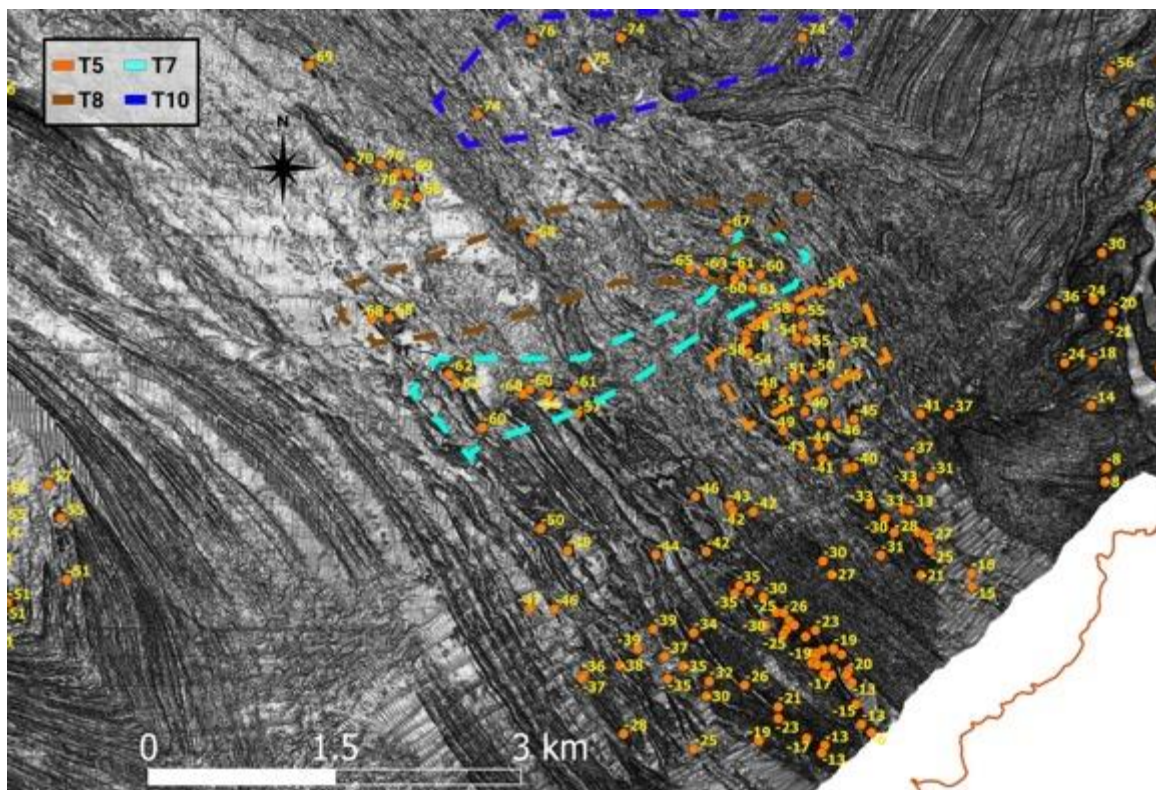
Supplementary figure III-9. The black boxes highlight the location of the following figures.



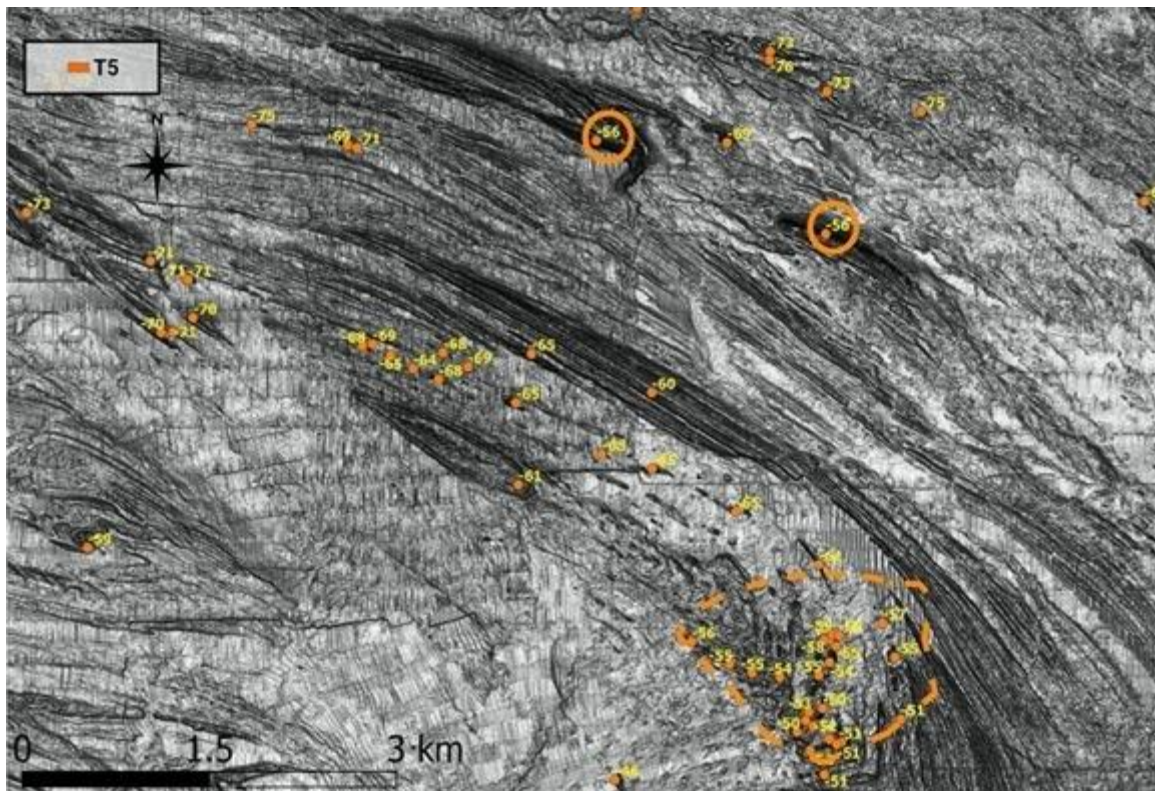
Supplementary figure III-10. Area in front of Jaizkibel. The numbers show the depth of the top of the stacks. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. Orange: T5. Light green: T11.



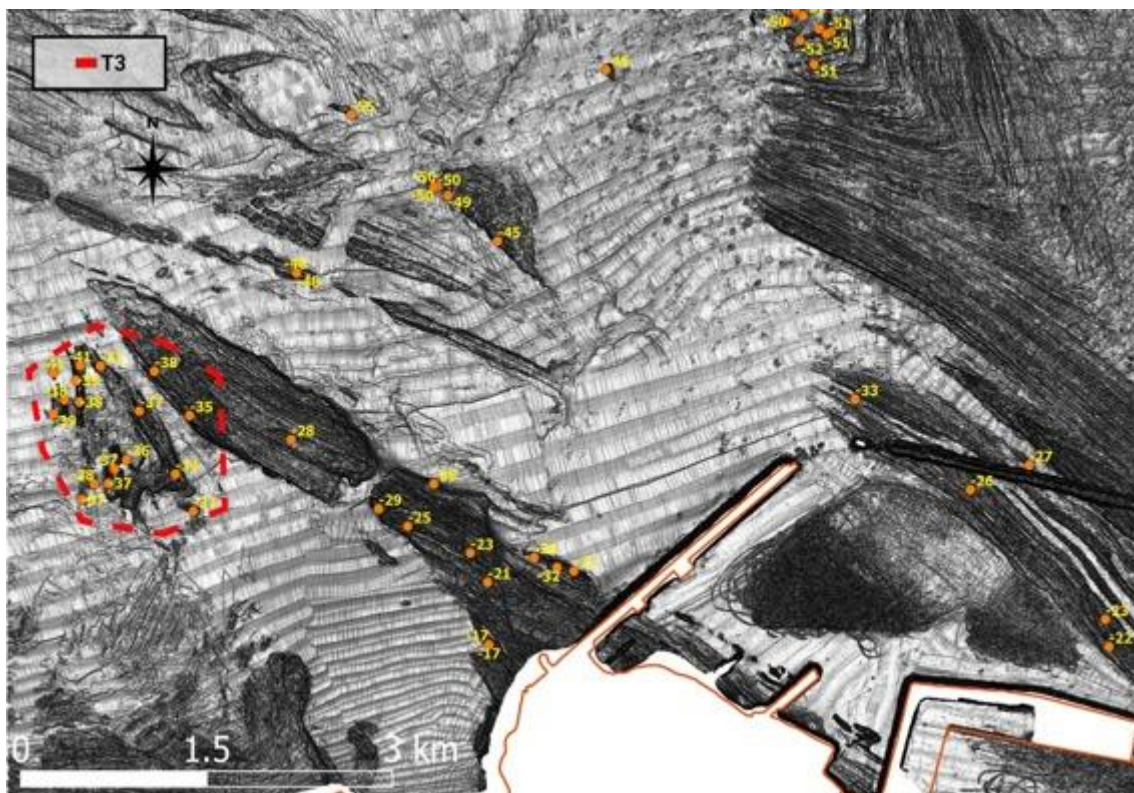
Supplementary figure III-11. Area between Bakio and Arminza. The numbers show the depth of the top of the stacks. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. White: T2. Orange: T5. Light green: T11.



Supplementary figure III-12. Area between Barrika and Punta Galea. The numbers show the depth of the top of the stacks. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. Orange: T5. Light blue: T7. Brown: T8. Dark blue: T10.

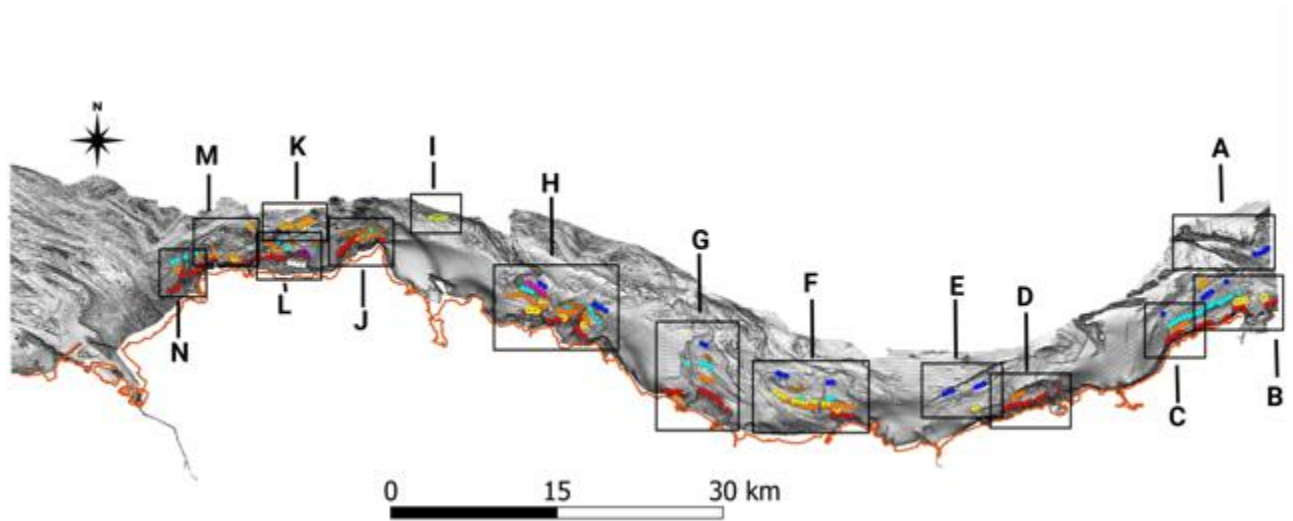


Supplementary figure III-13. Area offshore Muskiz. The numbers show the depth of the top of the stacks. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. Orange: T5.

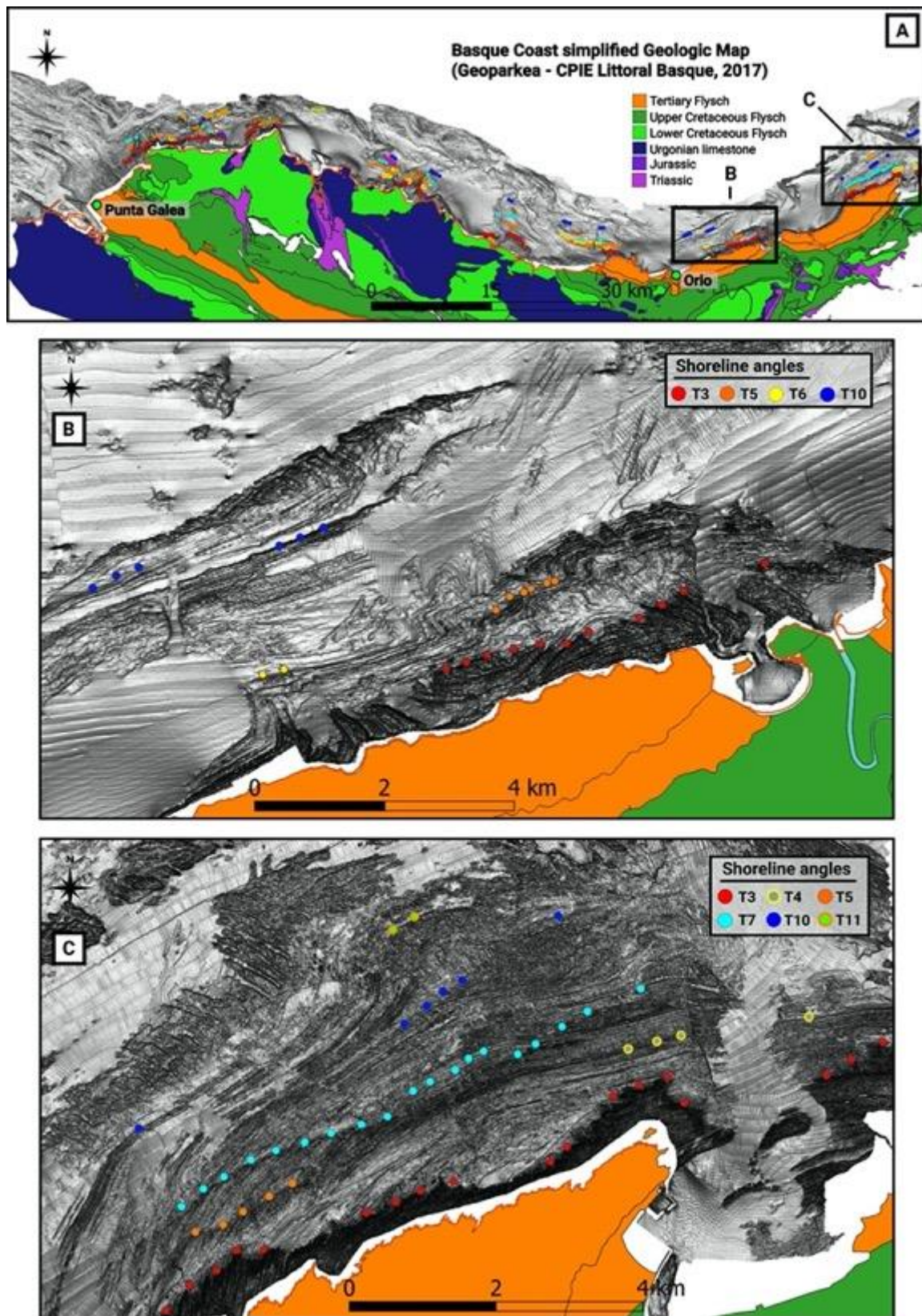


Supplementary figure III-14. Area in front of Muskiz. The numbers show the depth of the top of the stacks. Dotted lines highlight stacks that could be associated with previously detected submerged terraces. Red: T3.

III.C Zones from the video (*Frontiers* article)



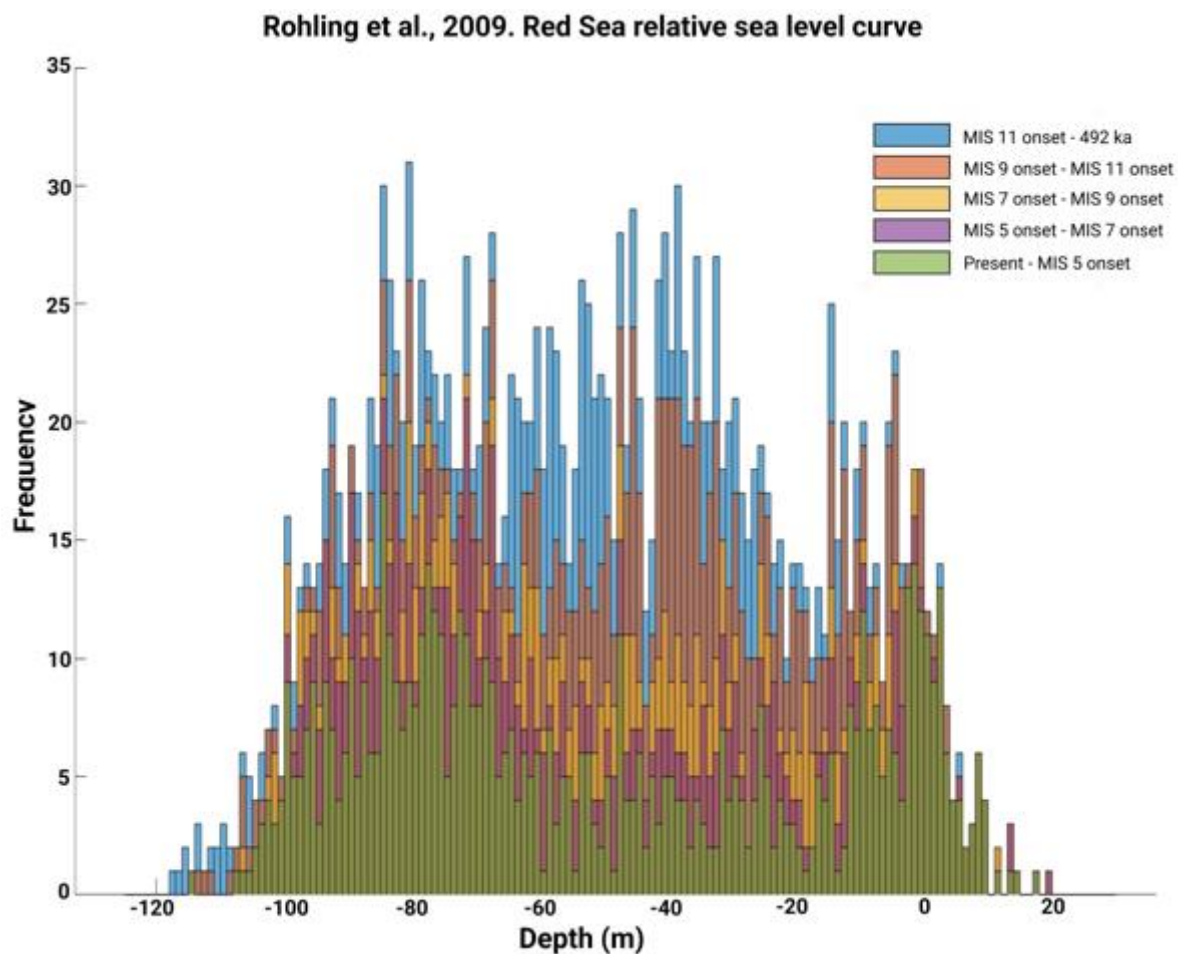
Supplementary figure III-15. The black boxes highlight the location of the zones described in the video.

III.D Shorelines with different stratifications (*Frontiers* article)

Supplementary figure III-16. Relationship between submerged marine terraces and bedding. (A) Distribution of the detected shoreline angles in the study area. Boxes highlight the areas detailed in figures (B,C). (B,C) Oblique or parallel

bedding in high wave energy areas, which could explain why some submerged terraces are preserved at this site, and not at other sites experiencing similar hydrodynamics within the same lithology as in Punta Galea.

III.E Sea level depth frequency histograms



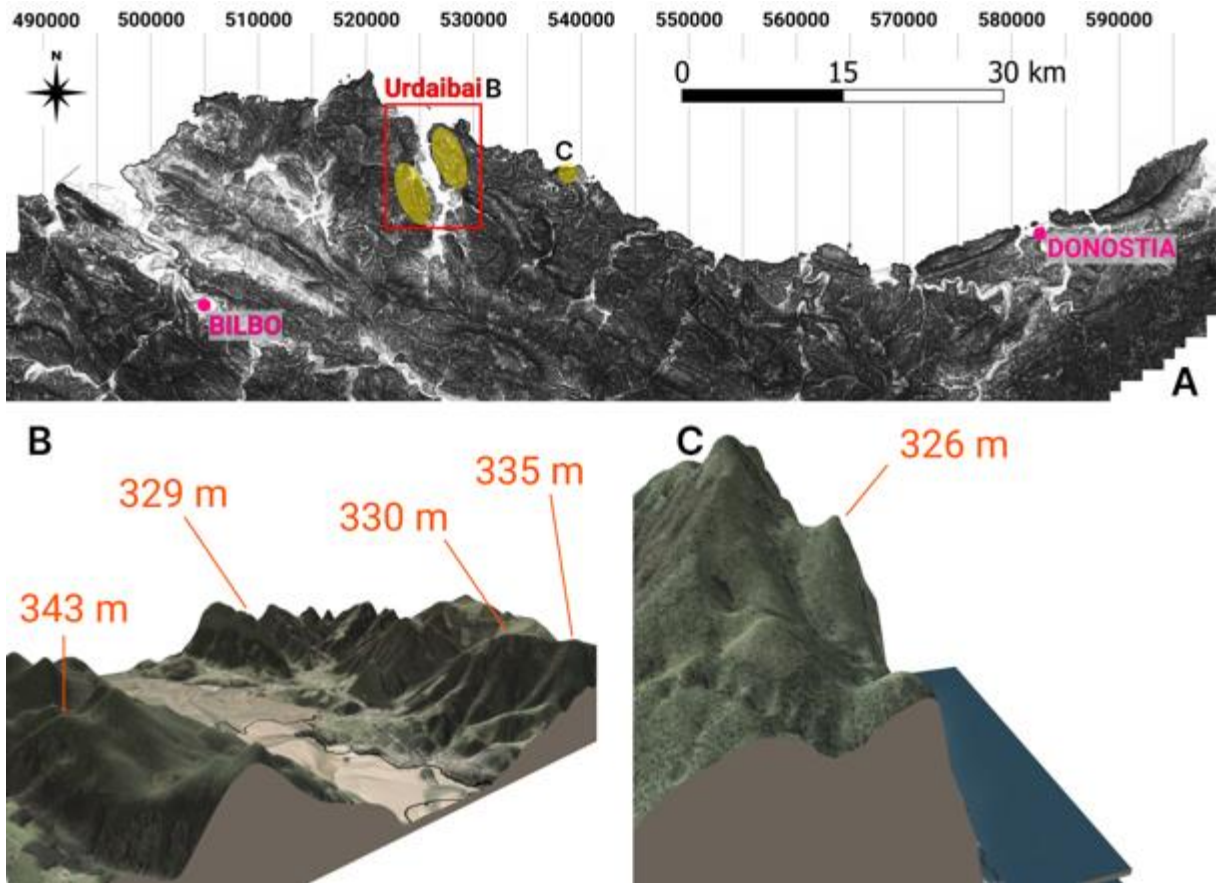
Supplementary figure III-17. Depth frequency histogram of the sea level curve of Rohling *et al.* (2009). The different colours indicate the frequency between specific MIS onsets. Some of the peaks are highlighted as they correlate with shorelines defined in the submerged zone of the study area.

IV Eranskina

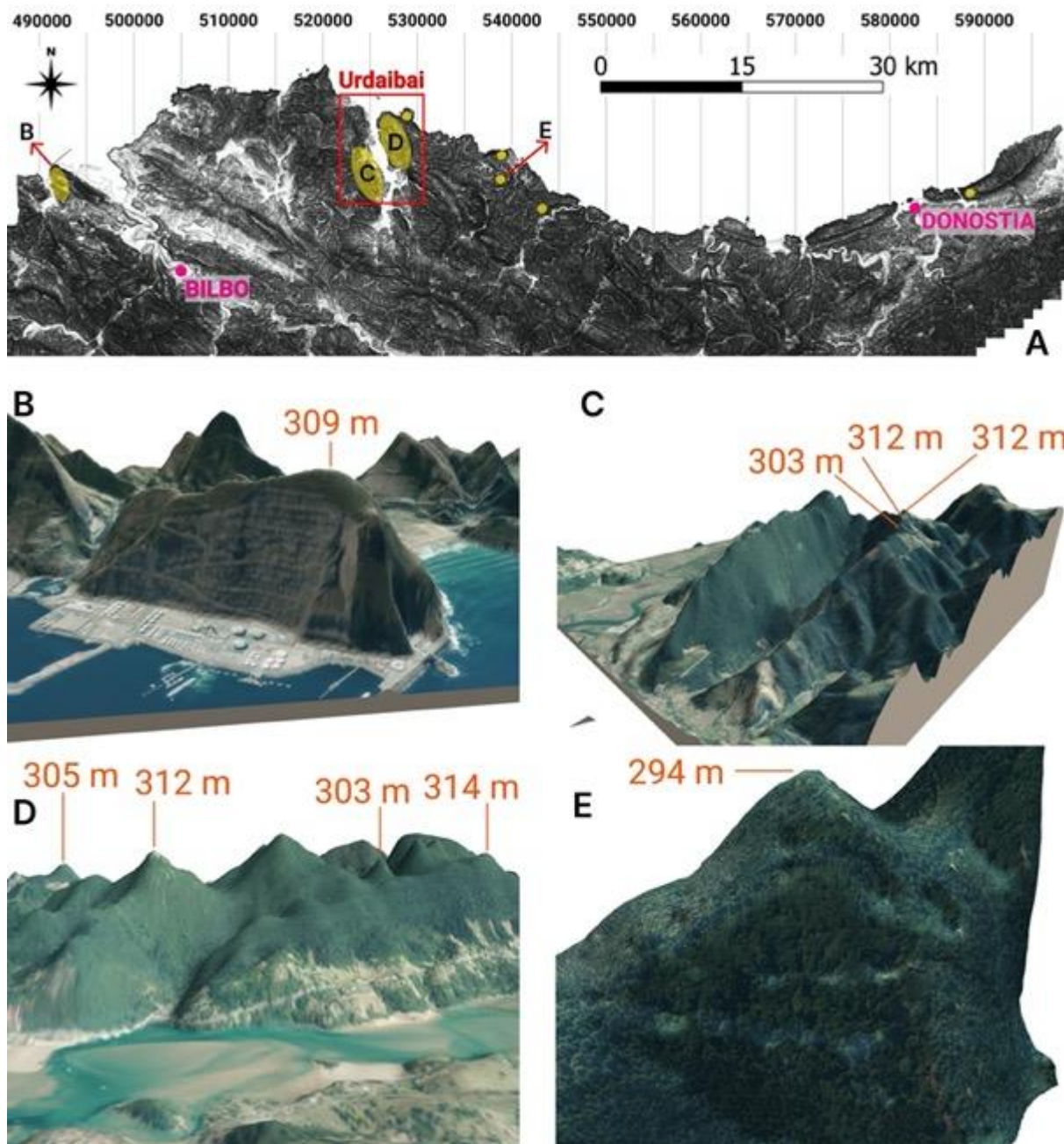
Azaleratutako eremuko kapitulari lotutako datuak.

IV Eranskina: Azaleratutako eremua

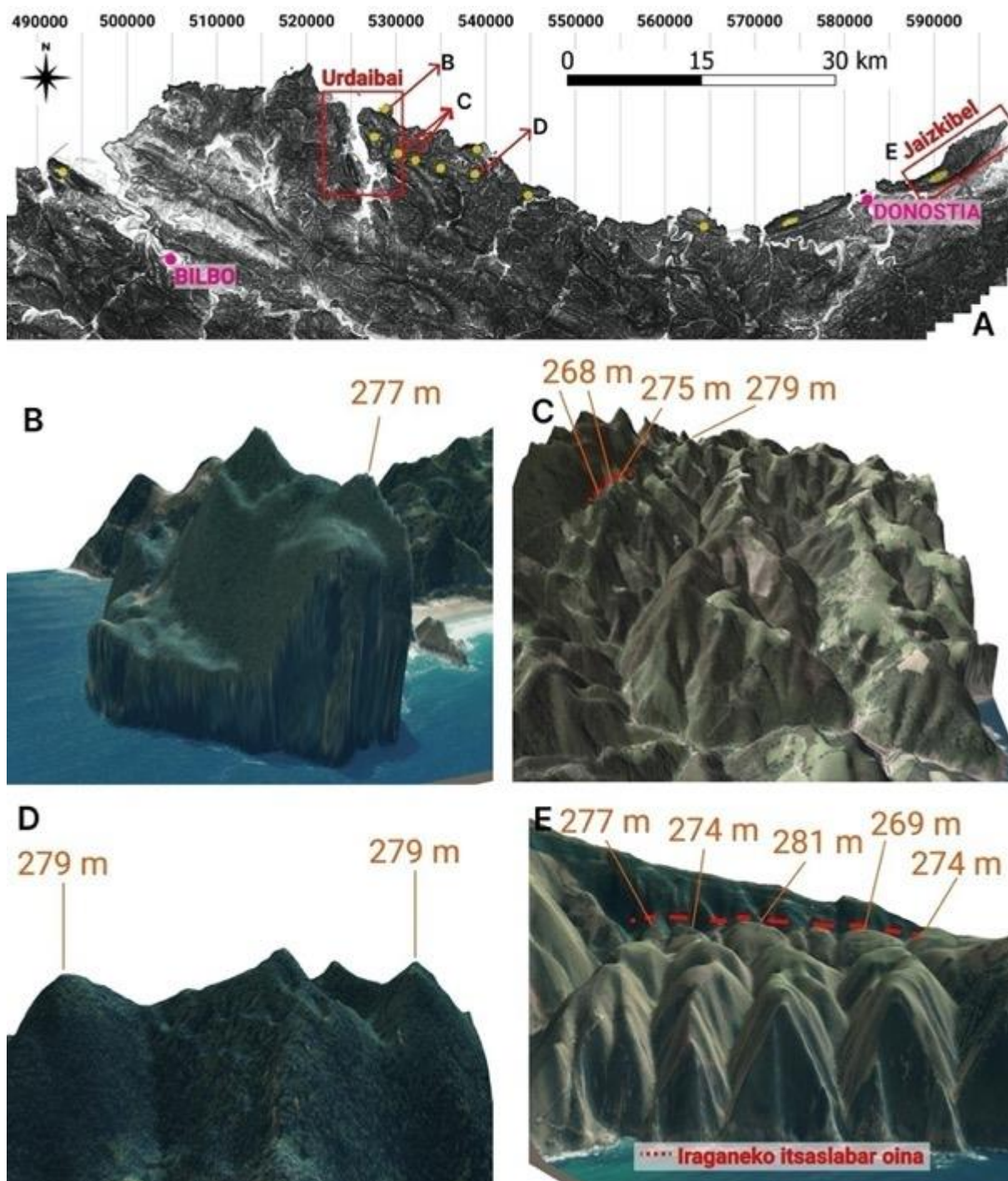
IV.A Definitutako IKPA maila bakoitzaren datuak



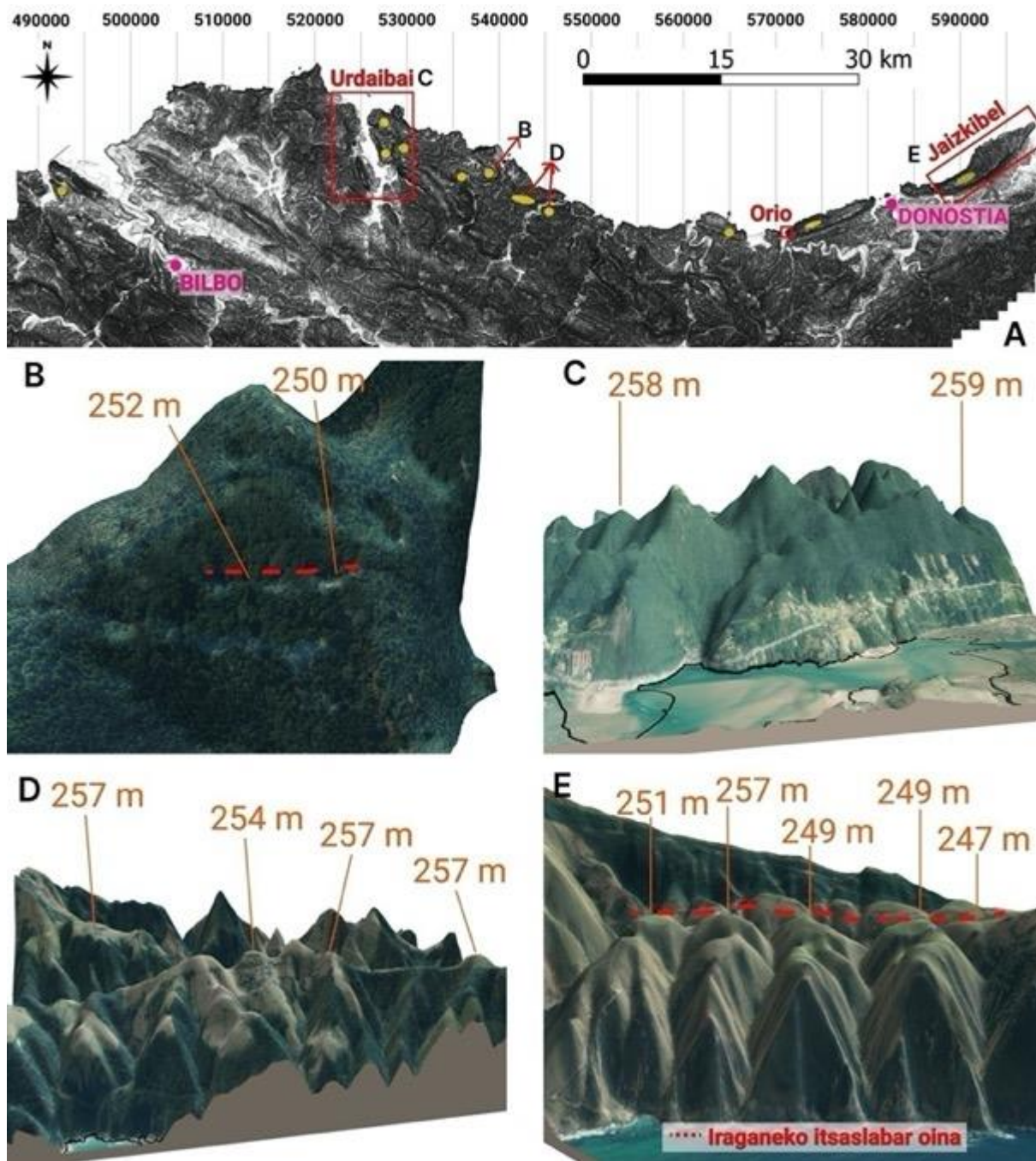
IV-1. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 330 – 340 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-17). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



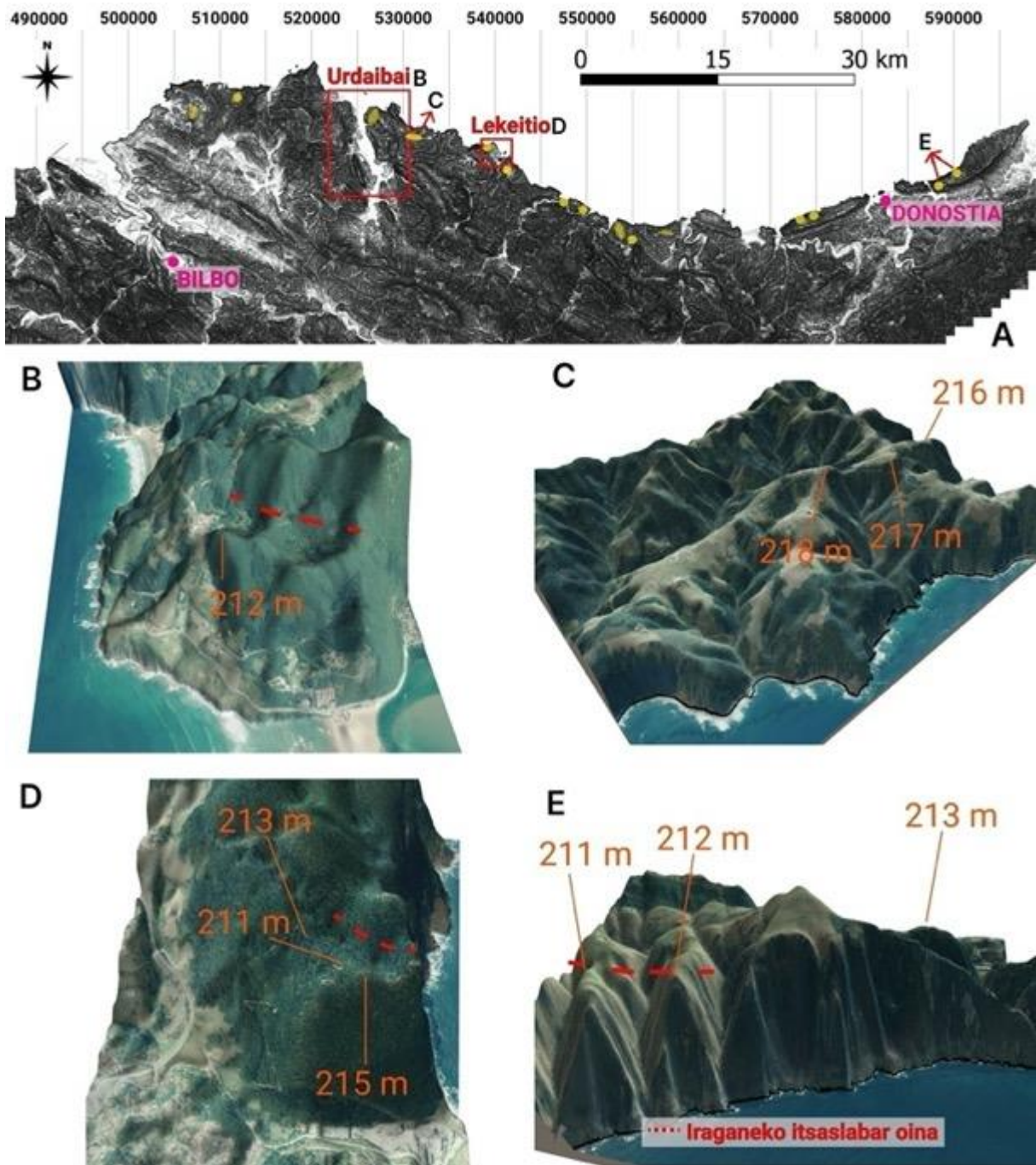
IV-2. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 300 – 310 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-16). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



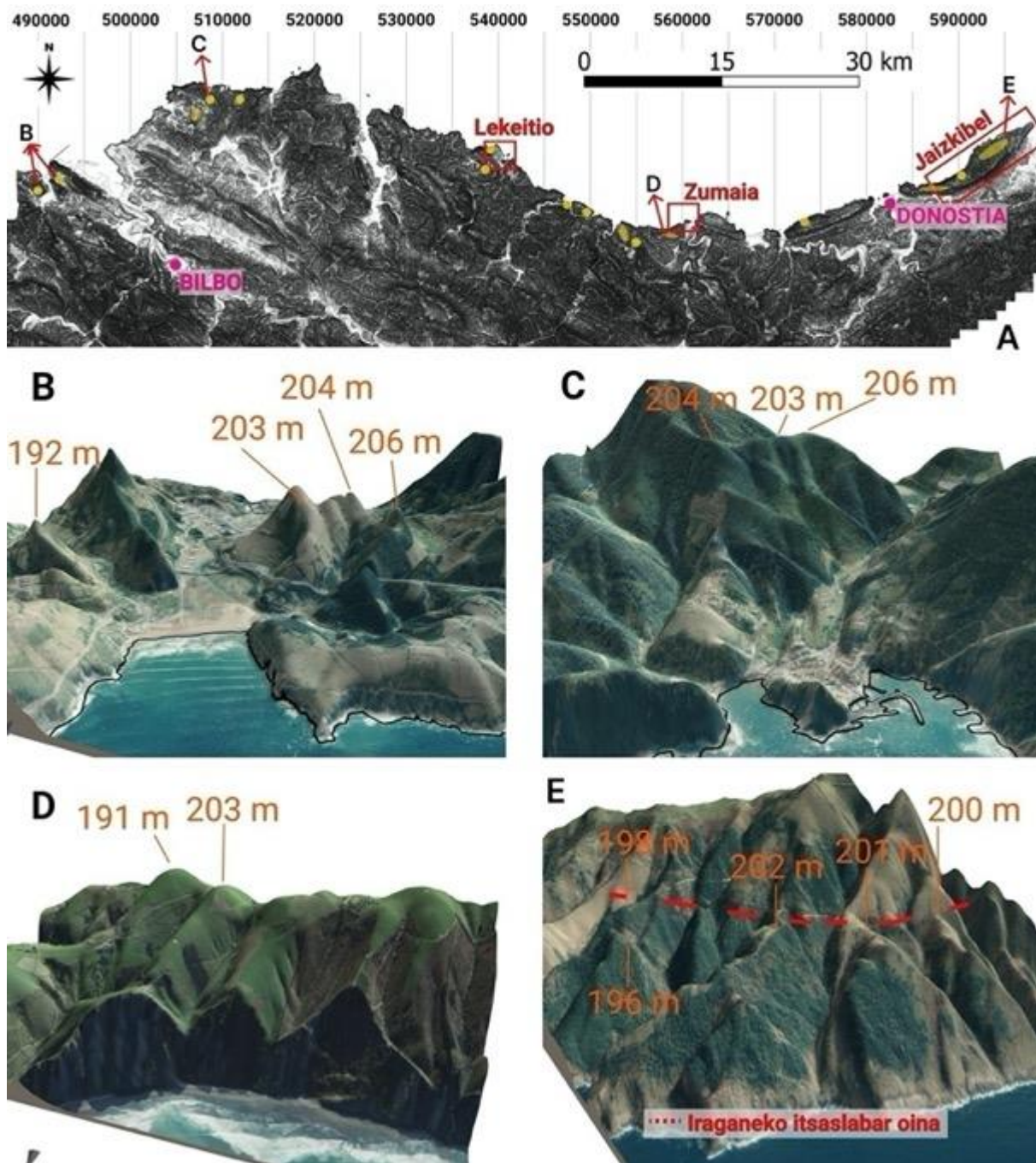
IV-3. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 270 – 280 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-15). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



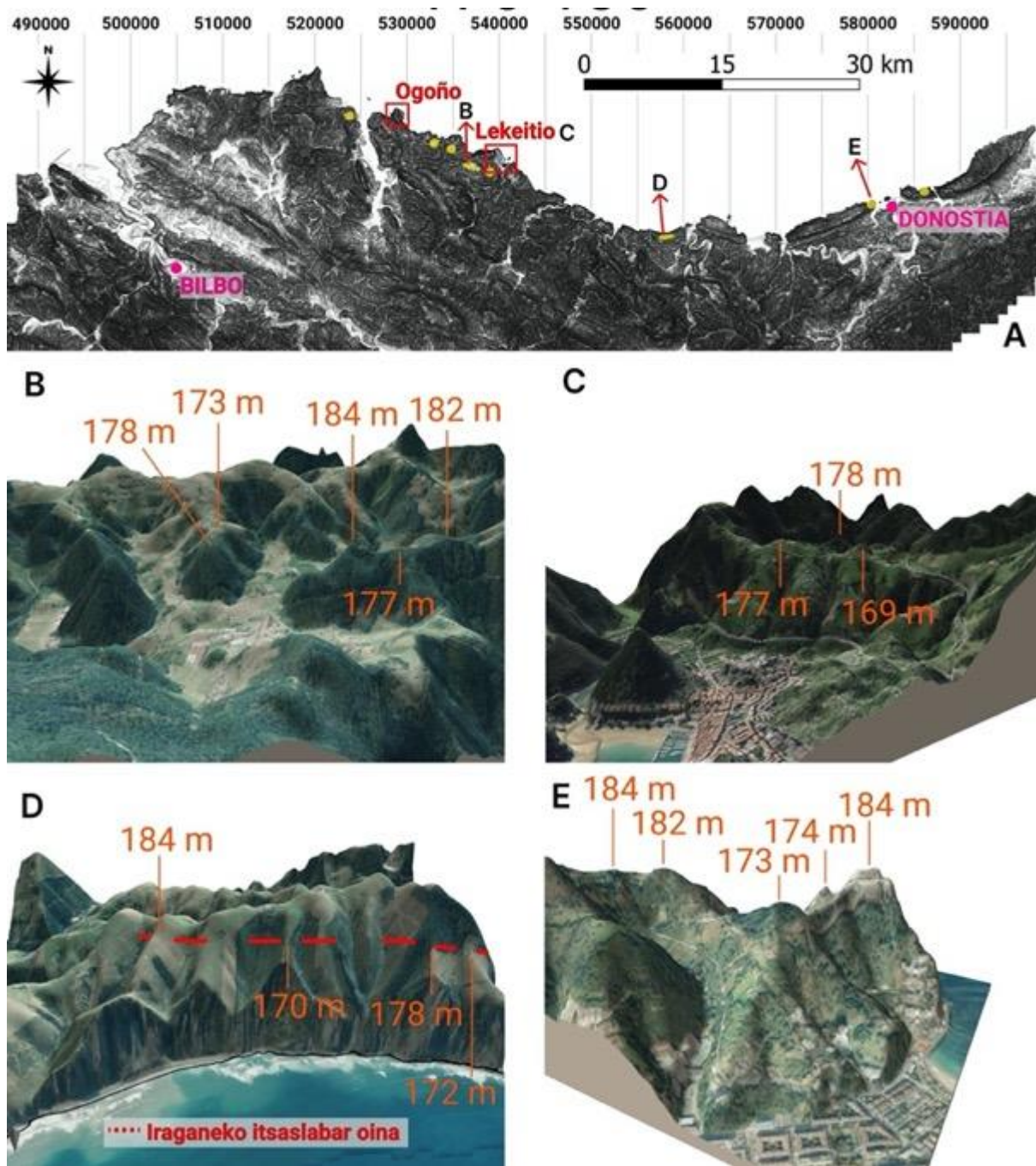
IV-4. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 245 – 260 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-14). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



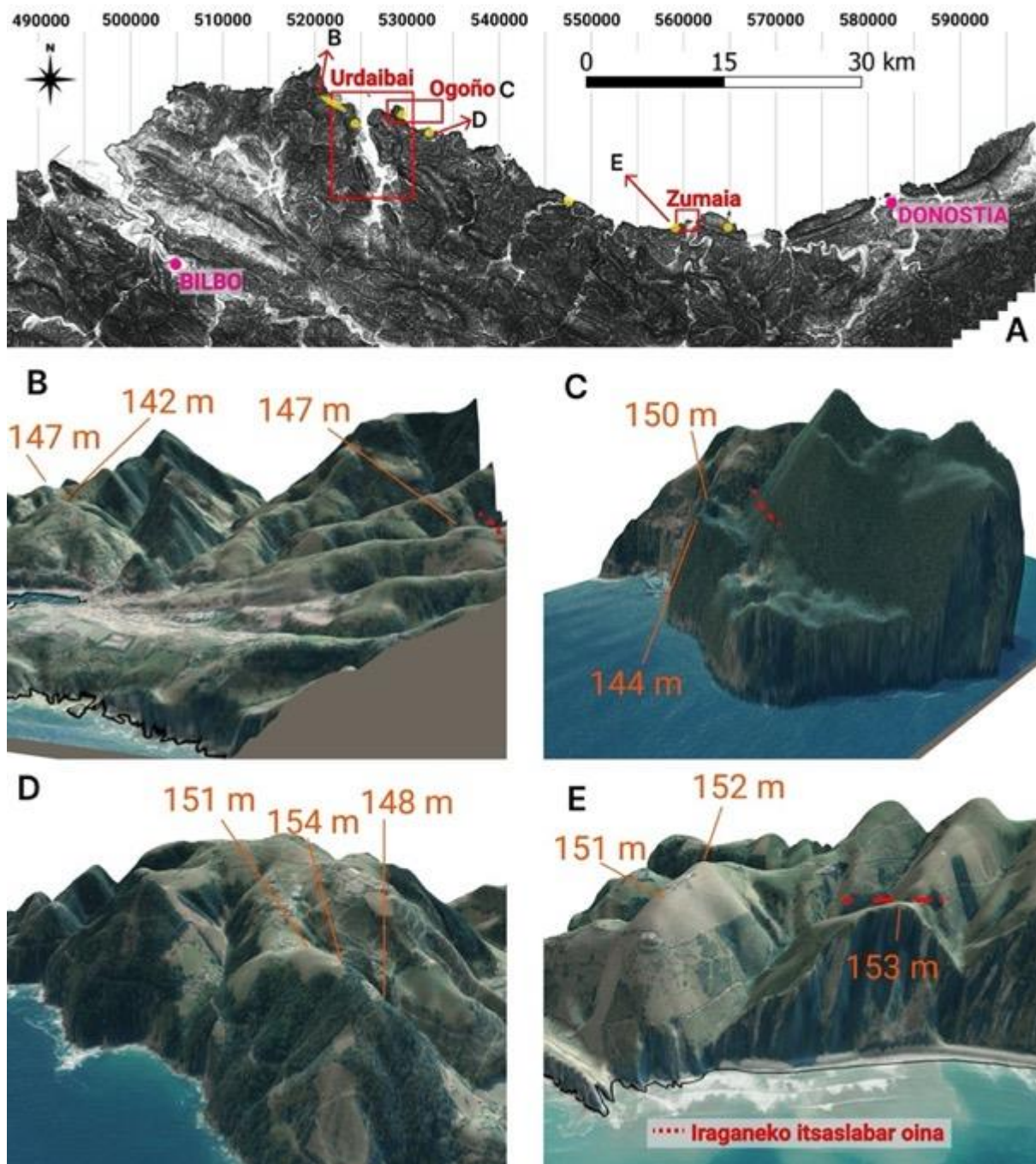
IV-5. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 205 – 215 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-12). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen azterna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



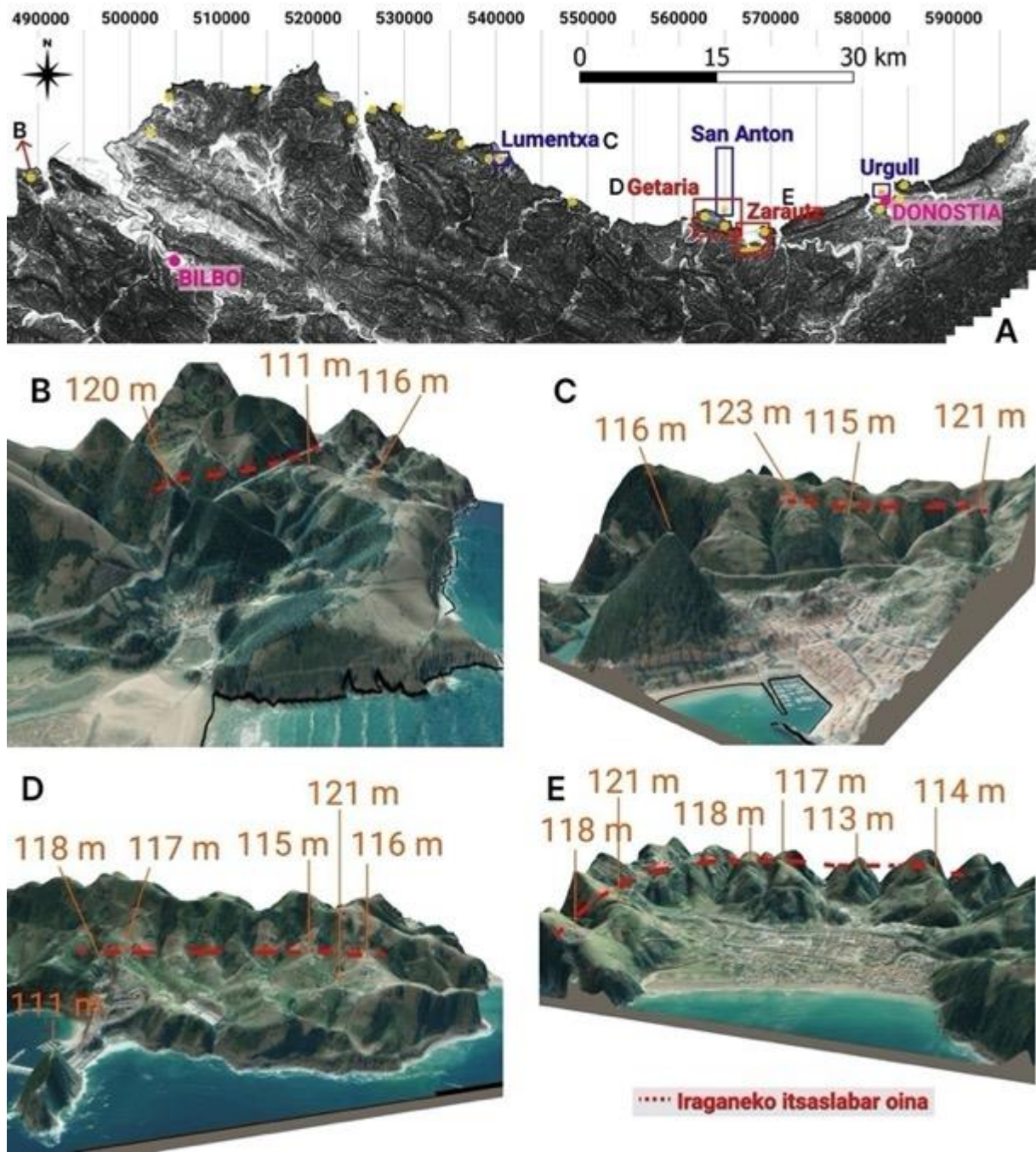
IV-6. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 190 – 200 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-11). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



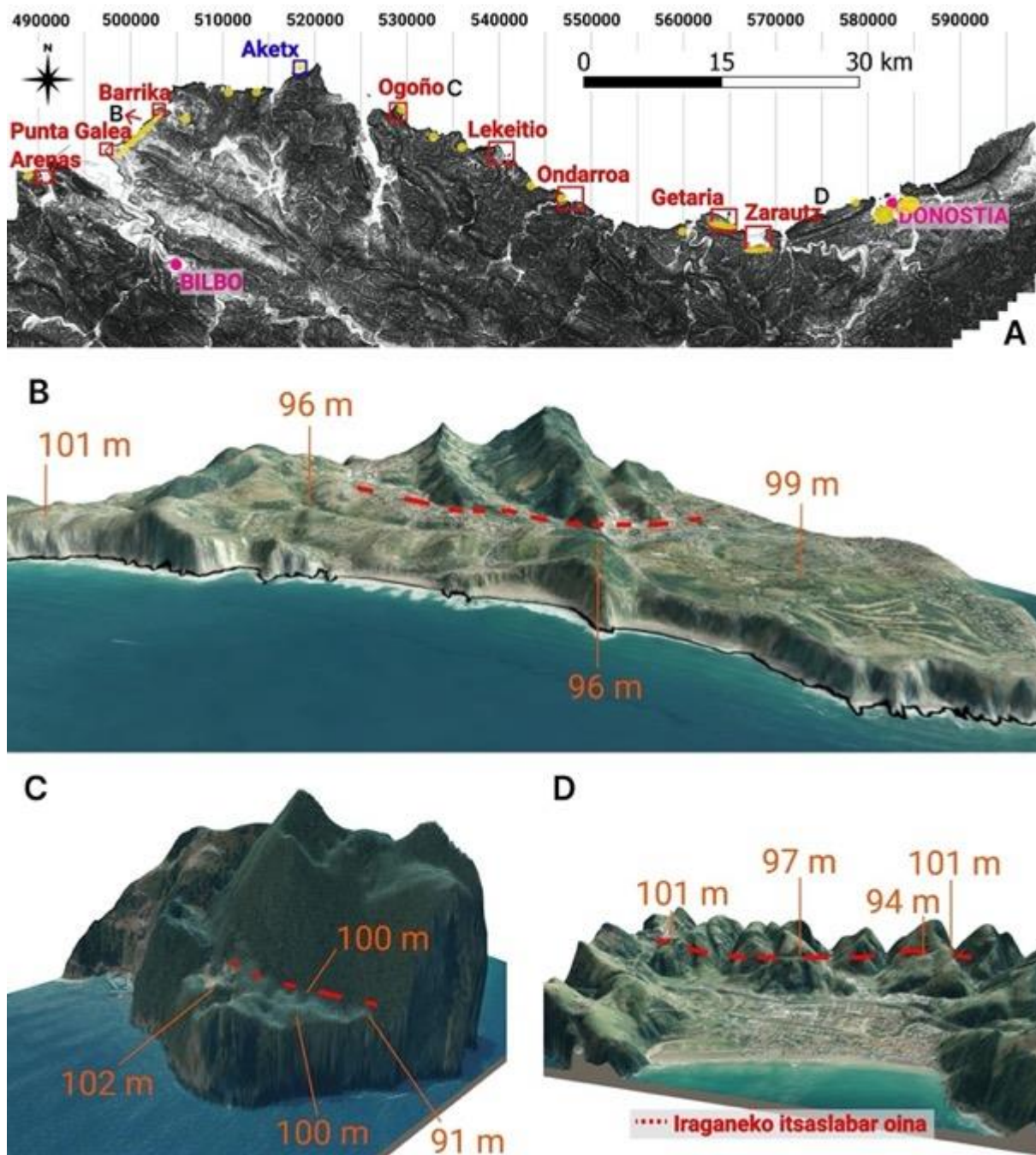
IV-7. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 175 – 185 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-10). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



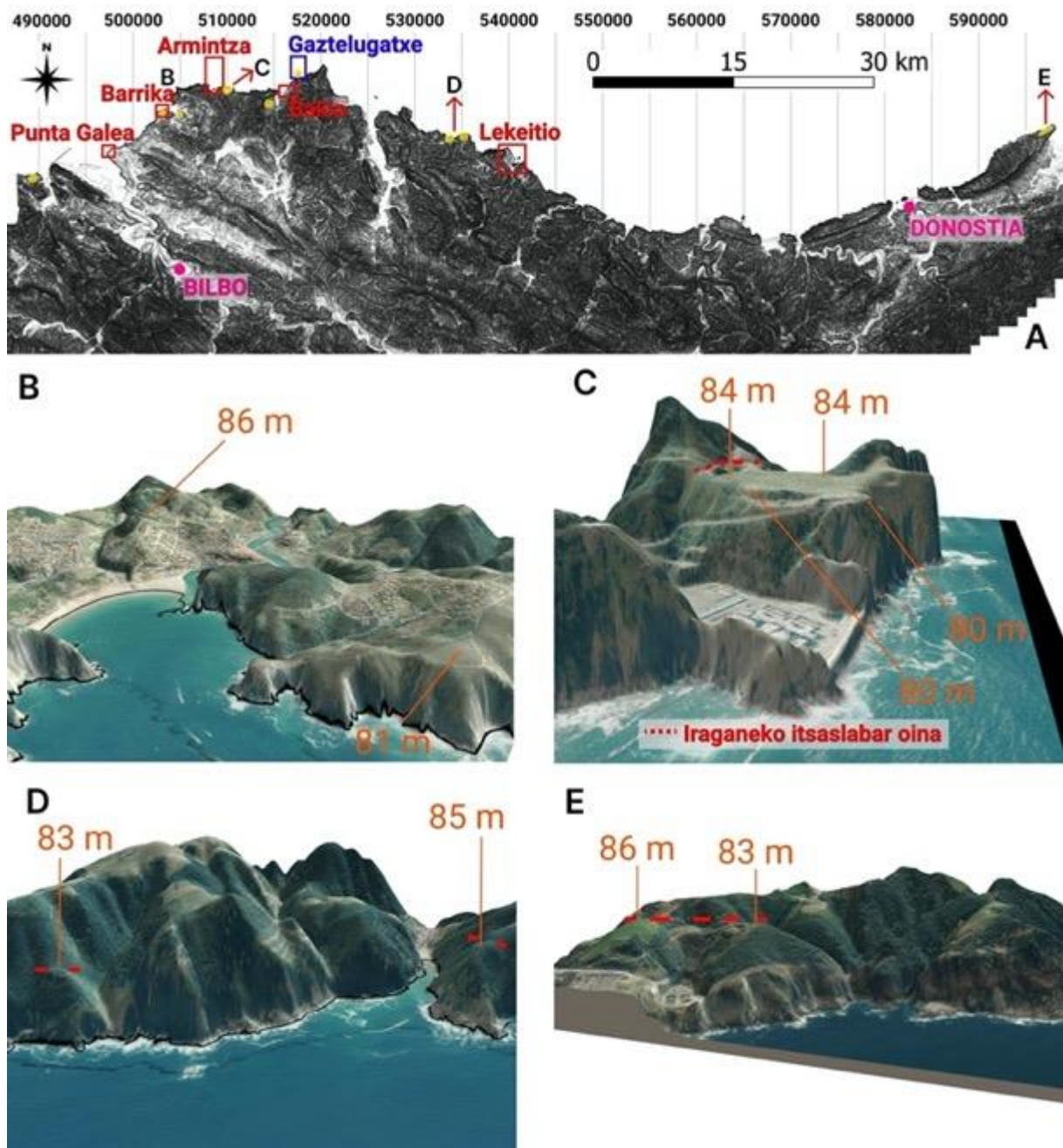
IV-8. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 145 – 155 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-9). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



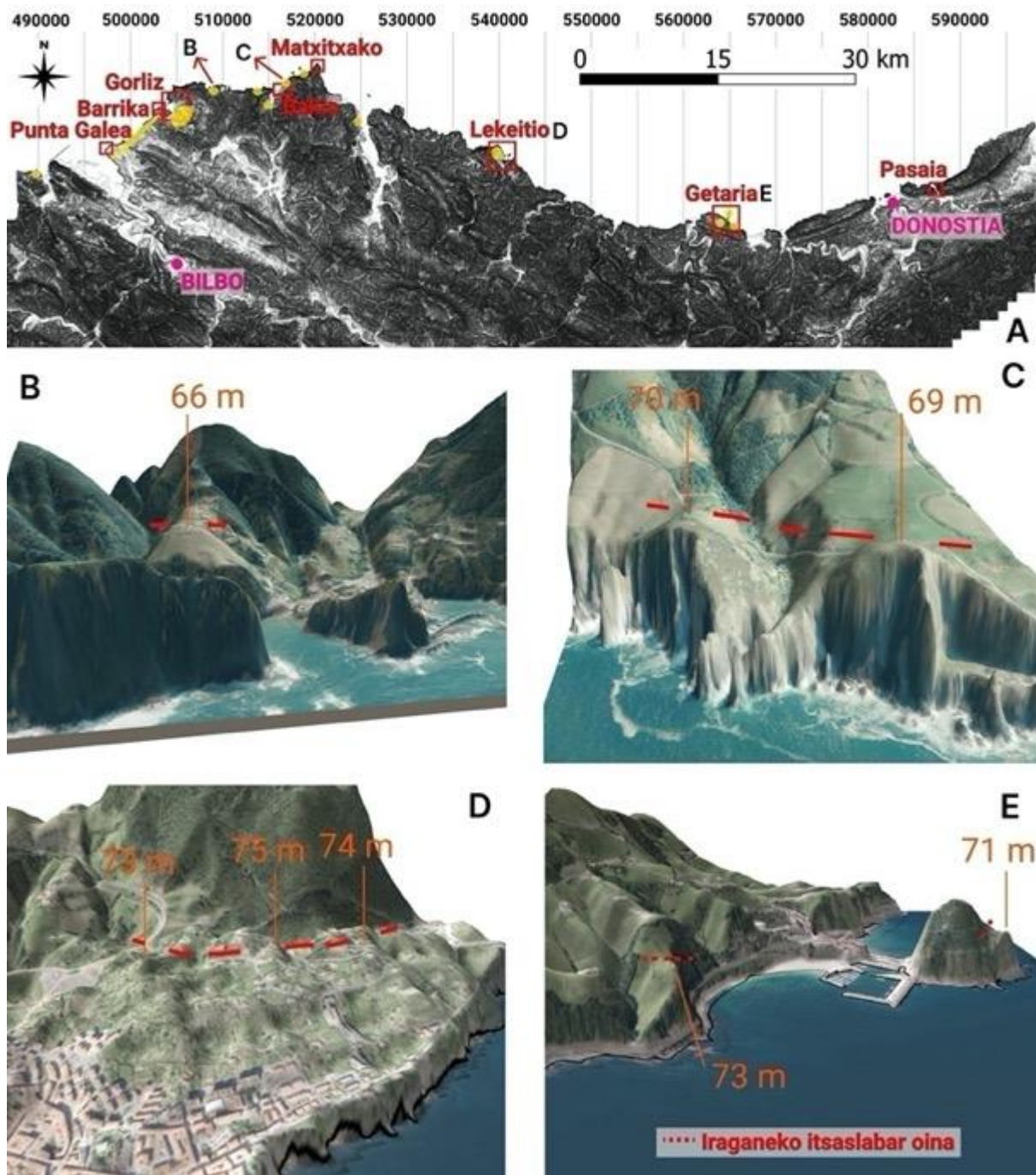
IV-9. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 115 – 125 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-8). Urdinez, tonboloz lurrari lotutako San Anton eta Urgull mendiak, eta kosta-lerroan bertan dagoen forma konikoko Lumentxa mendia. B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



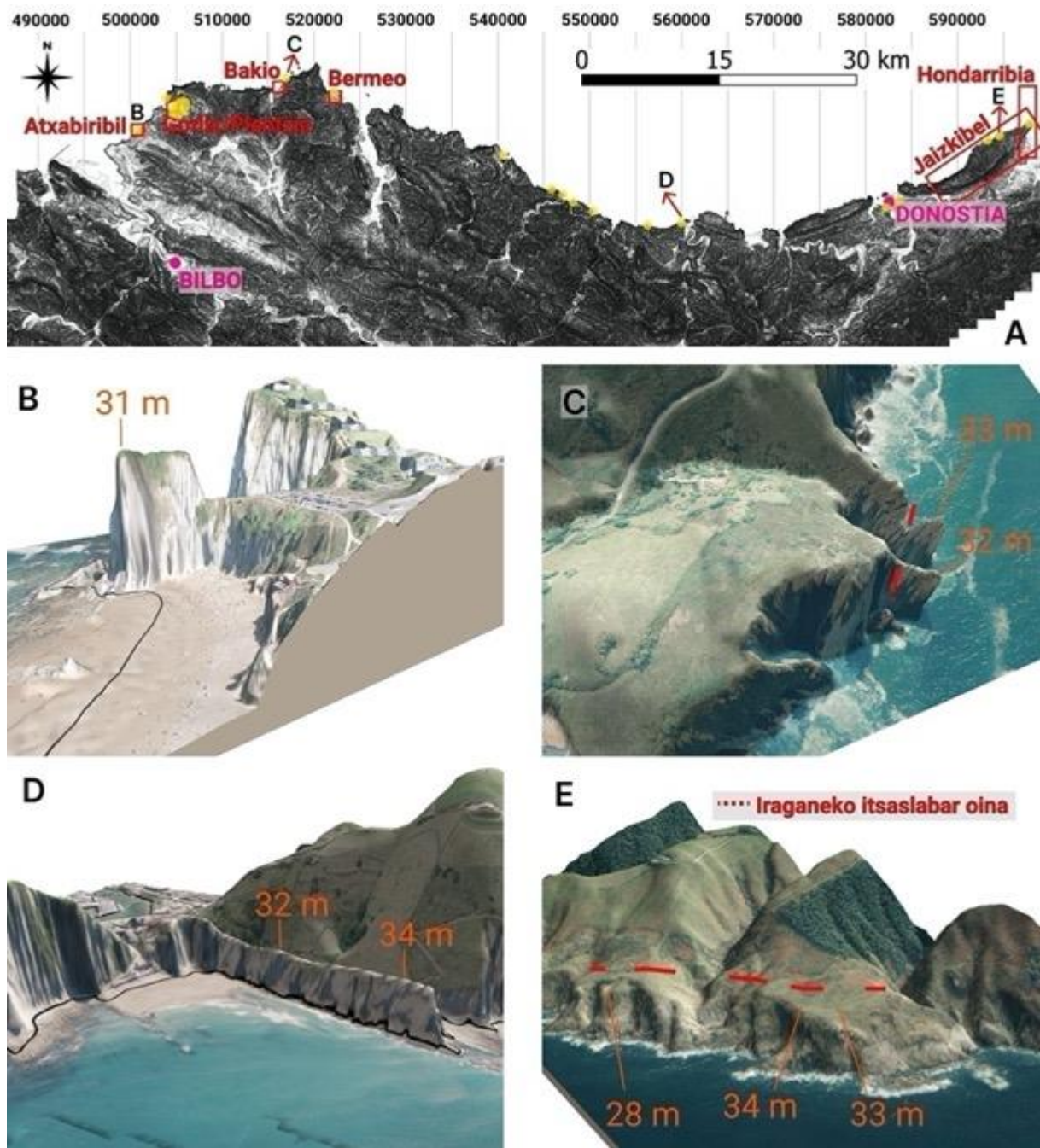
IV-10. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 90 – 105 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-7). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen azterna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



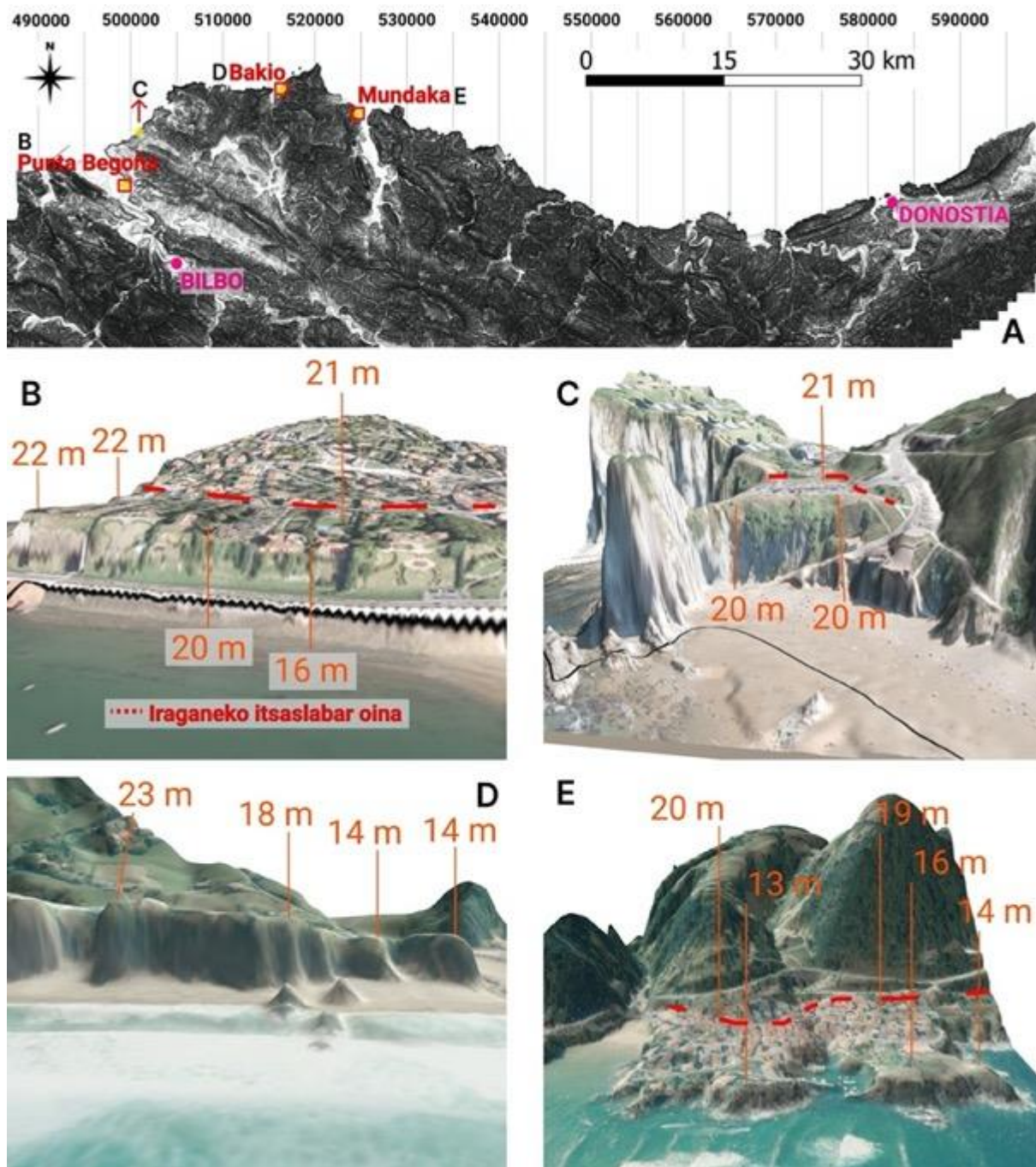
IV-11. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 80 – 85 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-6). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



IV-12. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 70 – 75 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-5). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.

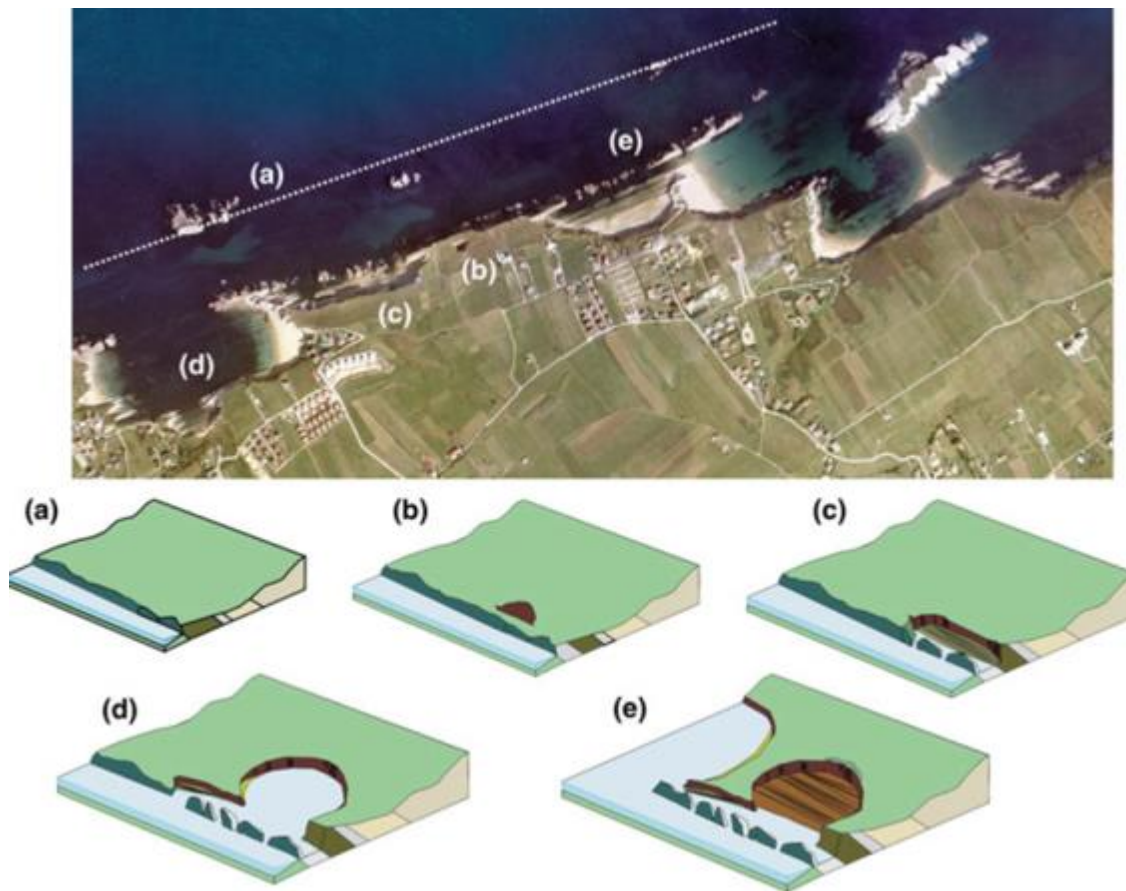


IV-13. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 30 – 35 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-3). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.



IV-14. irudi osagarria. A) Ikerketa eremuan zehar 10 – 25 m inguruan detektatutako mailaren kokapen geografikoa (IKPA-2). B), C), D) E) Ikerketa eremuan aurkitzen diren gainazalen aztarna batzuen adibideak LEDren 3Dko ikuspegian ortoargazkiarekin, beraien altuerak adieraziz.

IV.B Litologiaren higadura ezberdina



IV-15. irudi osagarria. Kantabriako Costa Quebrada eremuaren bilakaera eskematikoa, non litologiaren higadura diferentziala ikusten den (Bruschi eta Remondo, 2018; Díaz de Teran *et al.*-etik (2016) eskuratutako irudia).

V Eranskina

Metakinen kapitulari lotutako datuak.

V Eranskina: Metakin sedimentarioak

V.A Emaidza granulometrikoak

V-1. taula osagarria. Emaidza granulometrikoak bahetze hezearen ondoren, OEL-rako prestatzeko prozesuan. G= Gramoak; O.F.= Oso Fina; F.= Fina.

µm

	< 63		63 - 90		90 - 125		125 - 180		180 - 212		212- 250		> 250		Basa	Harea O.F.	Harea F.	Harea > F.
	G	%	G	%	G	%	G	%	G	%	G	%	G	%				
Atxulo1	-	-	1,09	0,24	3,45	0,77	7,41	1,65	7,96	1,78	8,95	2	419	93,56	-	1,01	5,43	93,56
Atxulo2	-	-	0,94	0,2	2,93	0,61	8,69	1,81	8,84	1,84	13,8	2,88	444,24	92,66	-	0,81	6,53	92,66
KAR-01	24,49	4,77	3,94	0,77	8,84	1,72	57,24	11,15	89,69	17,47	125,16	24,38	203,92	39,73	4,77	2,49	53,01	39,73
KAR-02	8,49	1,77	1,04	0,22	1,51	0,32	9,28	1,94	33,59	7,01	80,72	16,85	344,28	71,89	1,77	0,53	25,81	71,89
KAR-03	10,6	2,27	1,92	0,41	2,77	0,59	8,43	1,81	16,68	3,58	59,96	12,87	365,71	78,47	2,27	1,01	18,25	78,47
ZAB-01	110,98	21,69	13,95	2,73	14,52	2,84	89,76	17,54	107,26	20,97	117,62	22,99	57,51	11,24	21,69	5,56	61,5	11,24
ZAB-02	1,79	2,91	0,49	0,8	0,61	0,99	5,98	9,71	16,23	26,35	27,76	45,06	8,74	14,19	2,91	1,79	81,12	14,19
ZAB-03	3,33	3,05	0,59	0,54	1,46	1,34	8,07	7,39	23,63	21,65	43,45	39,81	28,6	26,21	3,05	1,88	68,86	26,21

V Eranskina

ZAB-04	3,2	3,18	2,23	2,22	4,64	4,61	17,53	17,43	17,44	17,34	20,65	20,53	34,88	34,68	3,18	6,83	55,3	34,68
ZAB-05	2,22	2,7	-	-	5	6,07	7,06	8,57	10,54	12,8	18,57	22,54	38,98	47,32	2,7	6,07	43,91	47,32
SON-01	36,01	8,77	3,43	0,84	3,9	0,95	57,43	13,99	86,49	21,07	113,02	27,53	110,2	26,85	8,77	1,79	62,6	26,85
SON-02	226,9	47,5	16,13	3,38	20,46	4,28	62,11	13	80,76	16,91	37,65	7,88	33,64	7,04	47,5	7,66	37,79	7,04
SON-03	129,7	35,99	17,93	4,98	15,62	4,33	62,09	17,23	46,01	12,77	35,44	9,83	53,6	14,87	35,99	9,31	39,83	14,87
SON-04	161,84	39,52	14,34	3,5	15,3	3,74	69,42	16,95	43,34	10,58	39,44	9,63	65,86	16,08	39,52	7,24	37,16	16,08

Kantauriar kostaldeko ekialdearen bilakaera itsas mailaren ikuspegitik

V-2. taula osagarria. Emaizta granulometrikoak laser granulometria bidez. O.L.= Oso larria; L.= Larria; E.= Ertaina; F.= Fina; O.F.= Oso Fina.

%																
	Lagin mota	Ehundura taldea	Batez besteko (µm)	Harea	Basa	Harea O. L.	Harea L.	Harea E.	Harea F.	Harea O. F.	Lohia O. L.	Lohia L.	Loiha E.	Loiha F.	Loiha O. F.	Buztina
Atxulo	Unimodala, Nahiko ongi sailkatuta	Harea	513,2	97,5	2,5	4,6	40,0	46,9	5,3	0,7	0,4	0,4	0,5	0,4	0,3	0,5
KAR-01	Unimodala, Nahiko sailkatuta	Harea	246,4	93,4	6,6	0,0	0,0	55,7	35,1	2,7	1,3	1,2	1,2	1,0	0,7	1,2
KAR-02	Unimodala, Nahiko ongi sailkatuta	Harea	348,7	97,0	3,0	0,5	9,8	70,9	14,7	1,2	0,5	0,4	0,5	0,5	0,3	0,8
KAR-03	Unimodala, Nahiko sailkatuta	Harea	340,2	95,3	4,7	0,3	10,5	67,4	14,7	2,4	1,0	0,7	0,7	0,7	0,5	1,1
ZAB-01	Bimodala, Urriki sailkatuta	Harea basatsua	175	72,0	28,0	0,3	1,6	24,0	33,8	12,3	12,4	6,5	3,4	2,1	1,5	2,1
SON-01	Unimodala, Urriki sailkatuta	Harea basatsua	244,4	87,3	12,7	0,1	4,3	43,0	30,8	9,0	5,7	2,4	1,5	1,1	0,8	1,3
SON-02	Polimodala, Oso urriki sailkatuta	Harea basatsua	125	49,9	50,1	0,1	3,1	12,6	23,4	10,6	12,2	8,4	7,1	6,0	6,0	10,4
SON-03	Bimodala, Oso urriki sailkatuta	Harea basatsua	138,3	54,6	45,4	0,4	2,2	16,1	24,4	11,5	13,9	9,4	6,9	5,0	4,1	6,1
SON-04	Trimodala, Oso urriki sailkatuta	Harea basatsua	129,7	53,0	47,0	0,2	2,3	15,2	22,0	13,4	14,6	9,0	7,0	5,2	4,3	6,9

V.B Tratamendu kimikoaren emaitzak

V-3. taula osagarria. OEL-rako prozesuan eskuratutako tratamendu kimikoko emaitzak. G= Gramoak.

	90-125 μm					125-180 μm				
	Totala	H_2O_2 ondoren		HCl ondoren		Totala	H_2O_2 ondoren		HCl ondoren	
	G	G	%	G	%	G	G	%	G	%
KAR-01	8,84	7,57	14,37	4,46	41,08	57,24	56,94	0,52	37,35	34,4
KAR-02	1,51	1,45	3,97	0,57	60,69	9,28	9,13	1,62	4,77	47,75
KAR-03	2,77	2,79	-0,72	1,06	62,01	8,43	8,39	0,47	3,87	53,87
ZAB-01	14,52	14,49	0,21	14,47	0,14	89,76	89,72	0,04	89,49	0,26
SON-01	3,9	3,88	0,51	3,87	0,26	57,43	57,33	0,17	57,27	0,1
SON-02	20,46	20,32	0,68	20,23	0,44	62,11	62,1	0,02	62,06	0,06
SON-03	15,62	16,26	-4,1	15,92	2,09	62,09	62,1	-0,02	61,88	0,35
SON-04	15,3	15,27	0,2	15,21	0,39	69,42	69,4	0,03	69,25	0,22
	Totala	H_2O_2 ondoren		HCl ondoren		Totala	H_2O_2 ondoren		HCl ondoren	
	G	G	%	G	%	G	G	%	G	%
Atxulo1	3,45	2,5	27,54	2,49	0,4	-	-	-	-	-
Atxulo2	2,93	2,12	27,65	2,11	0,47	-	-	-	-	-
ZAB-02	0,61	0,58	4,92	0,62	-6,9	5,98	5,93	0,84	5,79	2,36
ZAB-03	1,46	1,42	2,74	1,25	11,97	8,07	7,58	6,07	7,37	2,77
ZAB-04	4,64	4,45	4,09	3,57	19,78	17,53	6,36	63,72	5,83	8,33
ZAB-05	5	5,01	-0,2	4,6	8,18	7,06	7,05	0,14	6,93	1,7

V.C X izpien difrakzioko emaitzak

V-4. taula osagarria. X izpien difrakzioko emaitzak osaera mineralogikoa erakutsiz.

%

	Kuartzoa	Kaltzita	Mg-Kaltzita	Aragonittoa	Filosilikatoak
Atxulo	76	18	5	1	Seinaleak
KAR-01	55	45	Seinaleak	Seinaleak	
KAR-02	39	61			
KAR-03	45	55			
ZAB-01	100				
SON-01	100				
SON-02	100				
SON-03	100				
SON-04	100				

V.D Emaitza morfometrikoak

V-5. taula osagarria. Análisi morfometrikoen emaitzak. Max.= Maximoa; Perim.= Perimetroa; Circul.= *Circularity*; Convex.= *Convexity*. Intents.= Intentsitatea.

	Partikulak	Batez beste (μm^2)	Batez beste (μm)					Batez beste (μm^3)	Batez beste				
		Azalera	CE Diametroa	Luzera	Zabalera	Distantzia Max.	Perim.	SE Bolumena	Aspect ratio	Circul.	Convex.	Solidity	Intents.
Atxulo	1.467	38.135,68	217,39	263,1	199,78	266,88	754,806	5,81E+06	0,768	0,904	0,97	0,962	20
KAR-01	1.649	41.792,99	228,65	276,61	208,5	280,44	788,958	6,58E+06	0,763	0,909	0,973	0,965	20
KAR-02	700	47.161,33	243,29	292,63	223	297,2	840,056	7,84E+06	0,77	0,908	0,972	0,964	19
KAR-03	995	44.566,48	236,29	286,92	215,46	291,13	817,322	7,23E+06	0,761	0,907	0,973	0,964	18
ZAB-01	1.751	38.612,59	219,46	261,81	200,83	265,69	744,754	5,87E+06	0,775	0,924	0,982	0,972	26
SON-01	1.558	41.935,4	229,07	273,59	209,49	277,57	779,593	6,61E+06	0,773	0,921	0,98	0,971	24
SON-02	2.789	35.763,53	211,15	253,54	193,92	257,36	725,332	5,24E+06	0,774	0,913	0,975	0,966	27
SON-03	1.995	37.498,2	216,44	259,88	198,75	263,92	741,027	5,61E+06	0,774	0,916	0,979	0,966	27
SON-04	2.465	35.463,06	210,08	252,99	192,43	256,84	721,557	5,19E+06	0,77	0,914	0,977	0,965	27
MAR-1	1.830	32.956,1	200,25	242,68	185,55	246,3	704,369	4,78E+06	0,773	0,891	0,96	0,953	21

Kantauriar kostaldeko ekialdearen bilakaera itsas mailaren ikuspegitik

MAR-2	2.326	35.428,23	209,34	255,92	191,19	259,69	725,217	5,22E+06	0,757	0,906	0,976	0,961	29
JK-1	1.387	41.379,38	227,06	274,04	206,92	278	779,896	6,52E+06	0,763	0,913	0,976	0,967	26
JK-2	2.669	34.489,62	206,34	253,05	188,12	257,13	719,281	5,03E+06	0,754	0,899	0,972	0,959	28
MAR-3	1.662	34.594,11	205,82	253,73	189,77	257,73	729,751	5,10E+06	0,757	0,884	0,961	0,95	24
MAR-4	1.856	35.402,64	209,51	257,59	192,32	261,74	734,373	5,20E+06	0,758	0,896	0,97	0,955	25
MAR-5A	1.593	37.938,33	216,63	265,45	198,39	269,59	756,569	5,78E+06	0,756	0,898	0,971	0,958	26
MAR-5B	1.766	33.435,74	201,93	248,71	185,52	252,79	717,891	4,86E+06	0,753	0,883	0,96	0,95	27

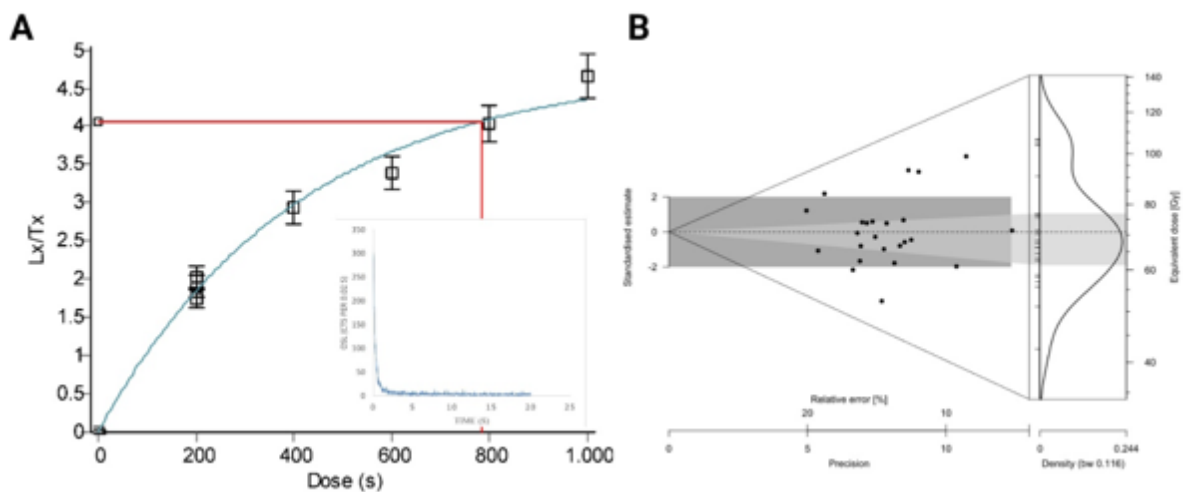
V-6. taula osagarria. Distribuzio kurben aldeak, lagin beraren analisi ezberdinen artean. "0"ak kurben gainjartze osoa adierazten du; "1"ak kurbak ez direla batere gainjartzen adierazten du.

	Azalera	CE Diametroa	Luzera	Zabalera	Perim.	Distantzia Max.	SE Bolumena	Aspect ratio	Circul.	Convex.	Solidity
Atxulo	0,067	0,065	0,055	0,062	0,072	0,052	0,066	0,033	0,038	0,025	0,029
KAR-01	0,044	0,044	0,056	0,021	0,057	0,055	0,044	0,032	0,039	0,069	0,029
KAR-02	0,051	0,054	0,051	0,101	0,059	0,046	0,049	0,082	0,04	0,048	0,044
KAR-03	0,06	0,068	0,06	0,061	0,086	0,064	0,064	0,056	0,045	0,039	0,052
ZAB-01	0,072	0,069	0,055	0,06	0,076	0,062	0,07	0,029	0,032	0,036	0,044
SON-01	0,048	0,047	0,036	0,042	0,069	0,037	0,049	0,058	0,05	0,085	0,057
SON-02	0,064	0,062	0,073	0,044	0,056	0,07	0,063	0,032	0,021	0,029	0,024
SON-03	0,044	0,046	0,027	0,042	0,051	0,029	0,043	0,057	0,02	0,05	0,035
SON-04	0,046	0,046	0,041	0,049	0,04	0,045	0,045	0,026	0,023	0,047	0,028
MAR-1	0,159	0,159	0,135	0,144	0,159	0,136	0,158	0,03	0,057	0,065	0,055
MAR-2	0,184	0,184	0,163	0,167	0,169	0,164	0,18	0,028	0,025	0,064	0,035
JK-1	0,093	0,096	0,098	0,105	0,106	0,095	0,097	0,045	0,07	0,19	0,024

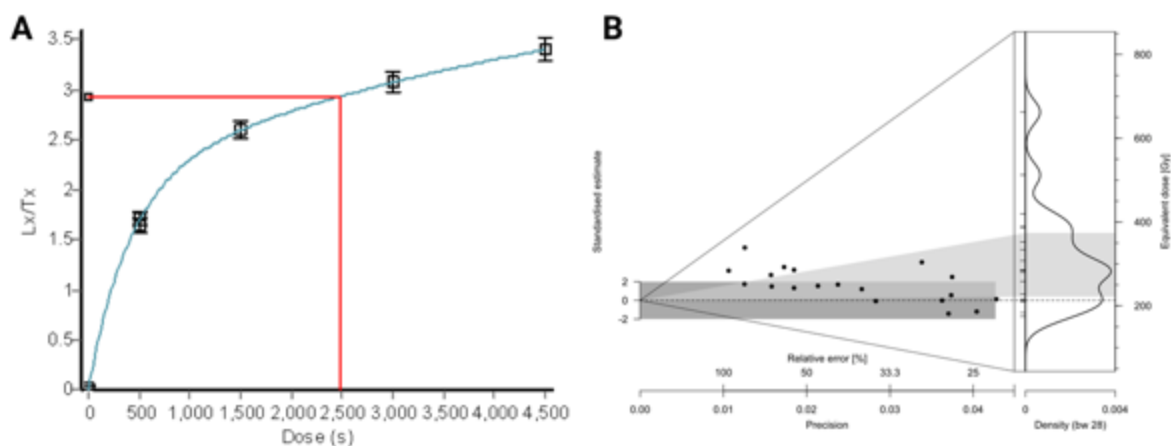
Kantauriar kostaldeko ekialdearen bilakaera itsas mailaren ikuspegitik

JK-2	0,03	0,032	0,052	0,034	0,048	0,047	0,032	0,045	0,041	0,037	0,025
MAR-3	0,214	0,21	0,171	0,213	0,197	0,181	0,214	0,035	0,119	0,119	0,072
MAR-4	0,041	0,042	0,034	0,044	0,051	0,039	0,044	0,036	0,043	0,051	0,034
MAR-5A	0,077	0,075	0,069	0,058	0,073	0,062	0,073	0,042	0,031	0,044	0,022
MAR-5B	0,064	0,063	0,058	0,047	0,061	0,066	0,063	0,048	0,037	0,044	0,045

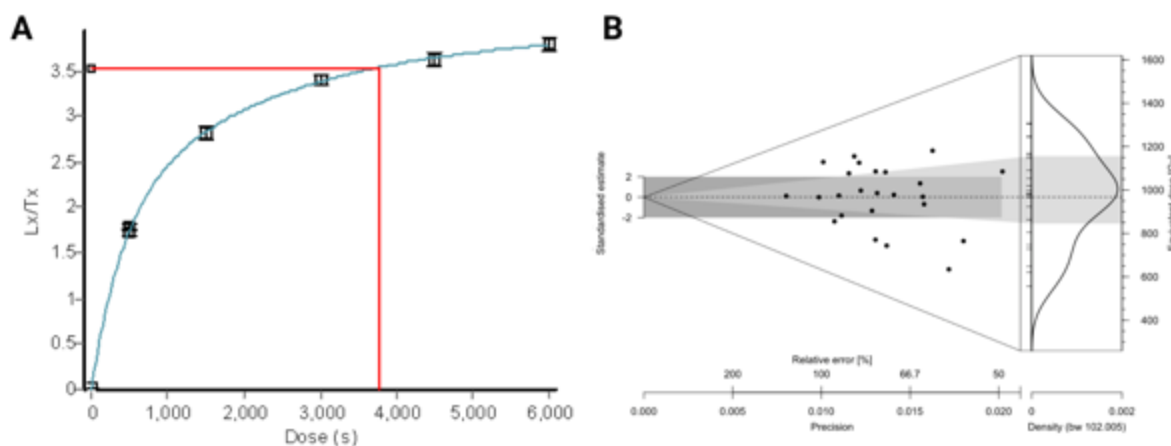
V.E OEL desintegrazio eta dosi berreskurapen kurbak eta D_e distribuzioak



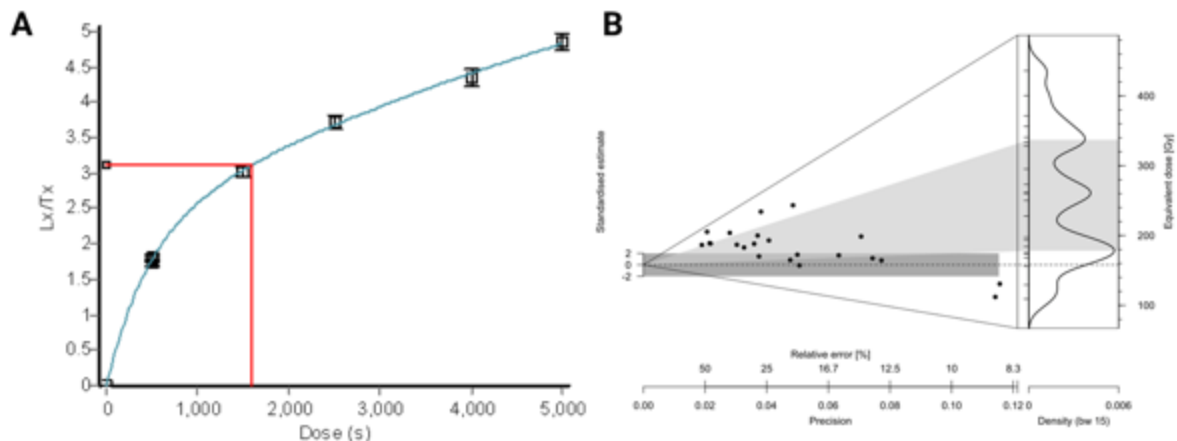
V-1. irudi osagarria. A) OEL desintegrazio eta dosi berreskurapen kurbak KAR-01 laginerako. B) Abaniko diagrama KAR-01 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



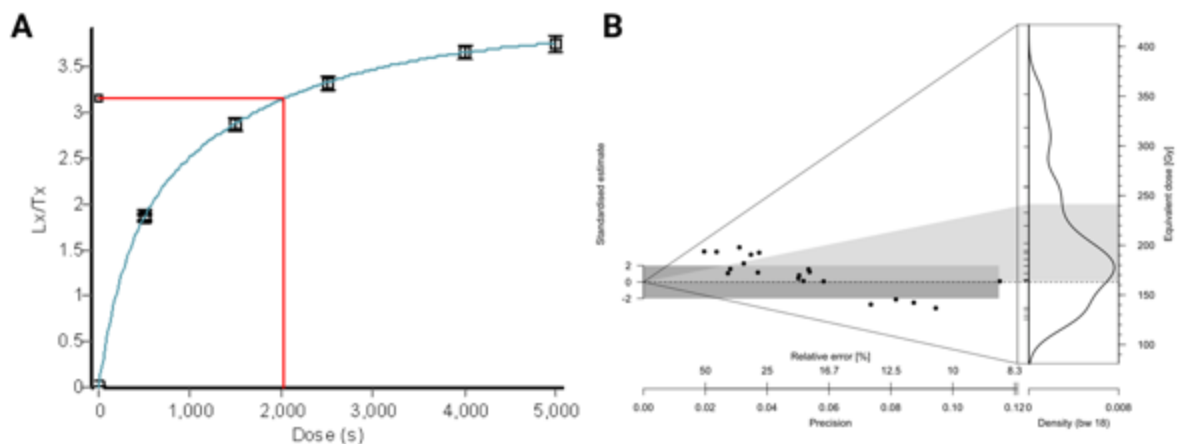
V-2. irudi osagarria. A) OEL desintegrazio eta dosi berreskurapen kurbak SON-01 laginerako. B) Abaniko diagrama SON-01 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



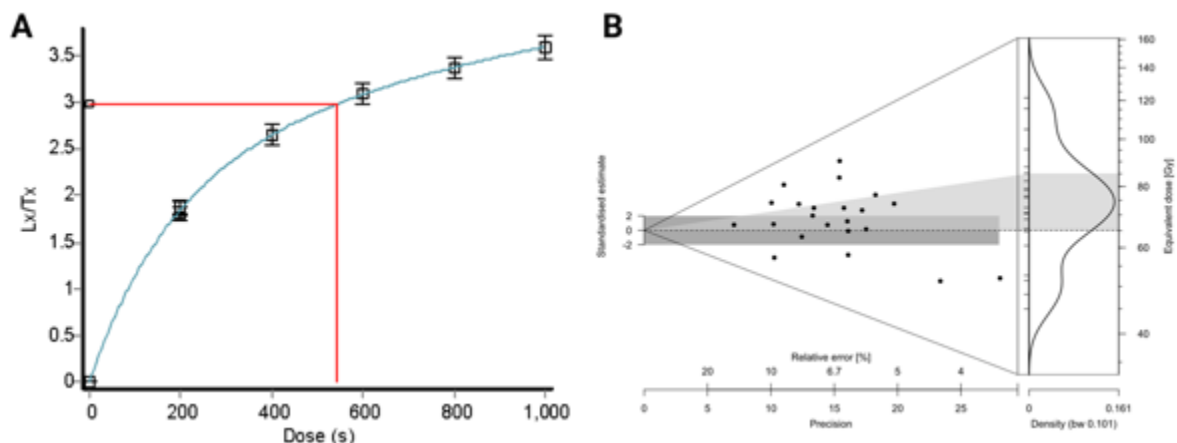
V-3. irudi osagarria. A) OEL desintegrazio eta dosi berreskurapen kurbak SON-02 laginerako. B) Abaniko diagrama SON-02 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



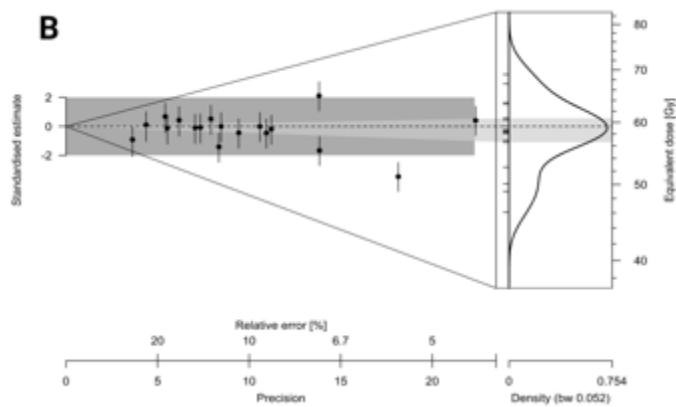
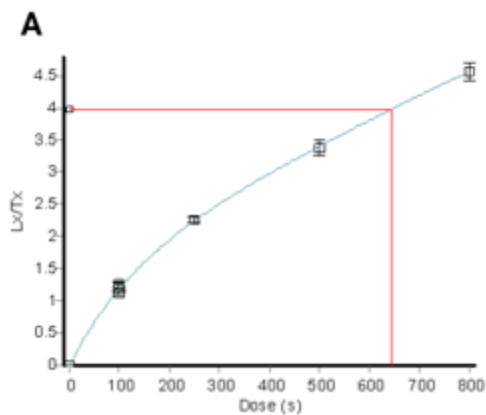
V-4. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak SON-03 laginerako. B) Abaniko diagrama SON-03 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



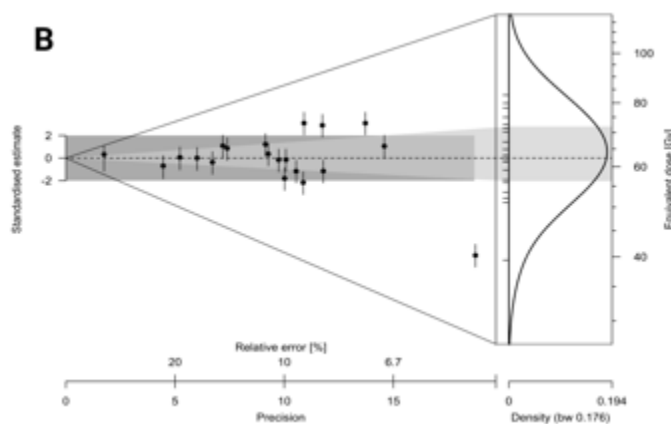
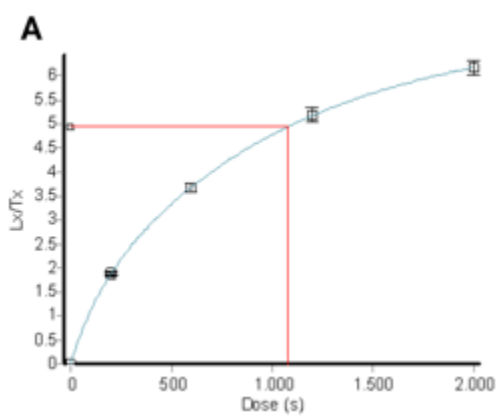
V-5. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak SON-04 laginerako. B) Abaniko diagrama SON-04 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



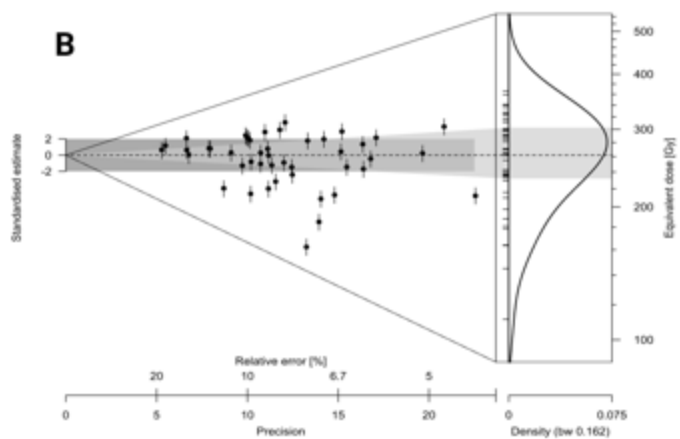
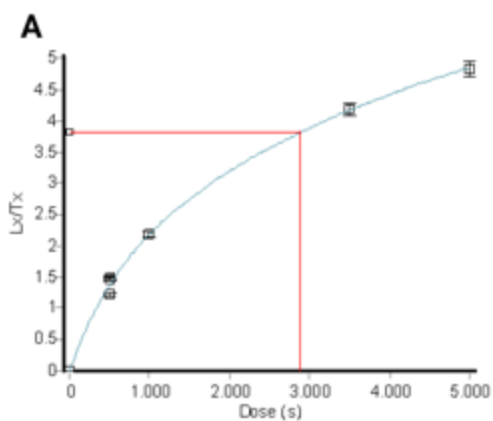
V-6. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ZAB-01 laginerako. B) Abaniko diagrama ZAB-01 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



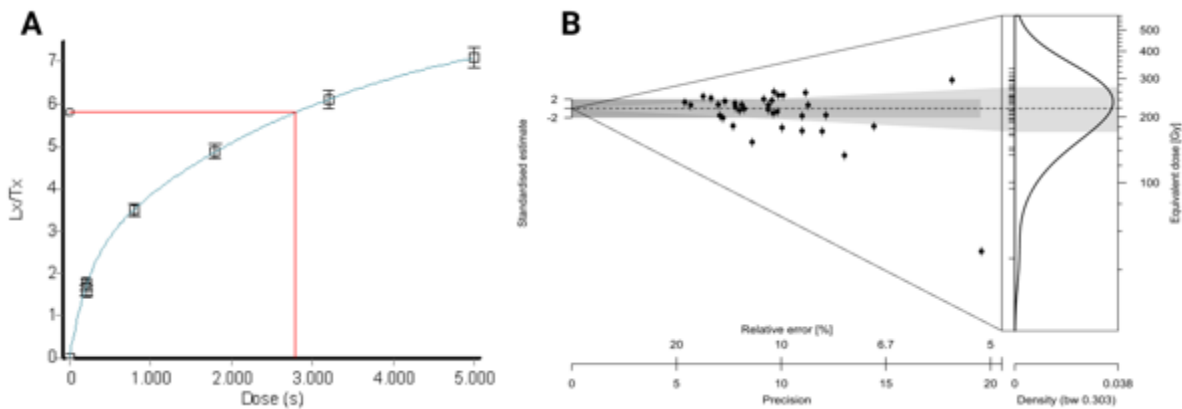
V-7. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ZAB-02 laginerako. **B)** Abaniko diagrama ZAB-02 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



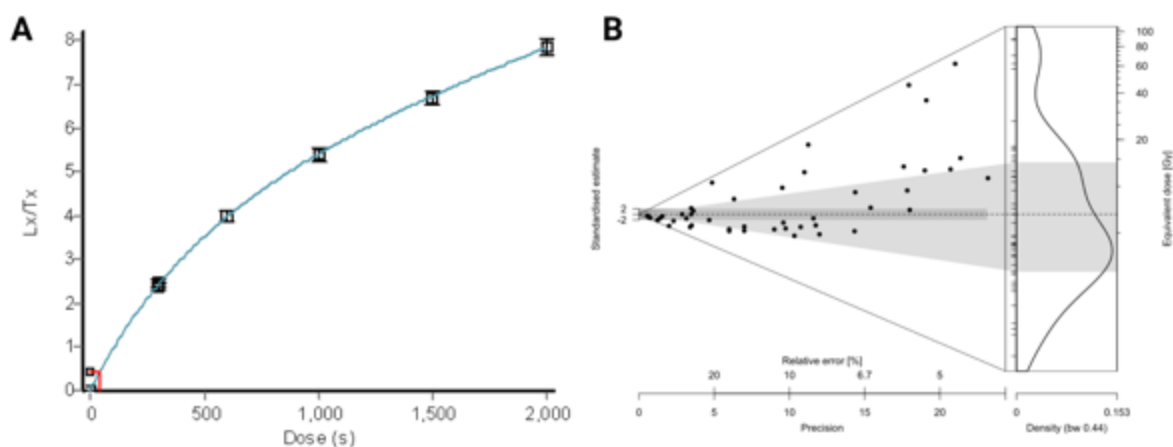
V-8. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ZAB-03 laginerako. **B)** Abaniko diagrama ZAB-03 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



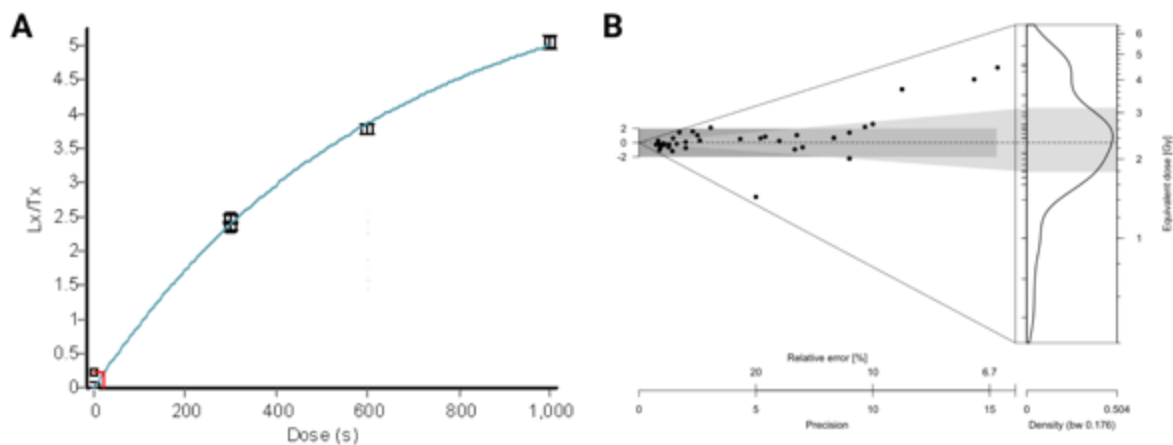
V-9. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ZAB-04 laginerako. **B)** Abaniko diagrama ZAB-04 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



V-10. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ZAB-05 laginerako. B) Abaniko diagrama ZAB-05 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



V-11. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ATX-1 laginerako. B) Abaniko diagrama ATX-1 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.



V-12. irudi osagarria. A) OEL desintegratio eta dosi berreskurapen kurbak ATX-2 laginerako. B) Abaniko diagrama ATX-2 laginaren D_e distribuzioak adieraziz.

erran ta zabal 2020



Universidad
del País Vasco

Euskal Herriko
Unibertsitatea

