



Universitat
de les Illes Balears

TESI DOCTORAL
2016

**EL REGISTRE SEDIMENTARI EÒLIC DEL PLISTOCÈ LITORAL
D'EIVISSA.**

Laura del Valle Villalonga



Universitat
de les Illes Balears

TESI DOCTORAL
2016

Programa de Doctorat de Geografia

**EL REGISTRE SEDIMENTARI EÒLIC DEL PLISTOCÈ LITORAL
D'EIVISSA**

Laura del Valle Villalonga

Directors: Joan J. Fornós i Lluís Gómez-Pujol

Doctora per la Universitat de les Illes Balears

Selva, 2016

A ma mare

AGRAÏMENTS

Aquesta tesi no hauria estat possible sense un grup de persones que m'ha ajudat i m'ha donat suport en tots els sentits, tant a la universitat com a casa. A tots us vull agrair tot el que heu fet per mi.

Vull donar les gràcies als directors de la tesi, el Dr. Joan Josep Fornós Astó i el Dr. Lluís Gómez-Pujol per guiar-me i ajudar-me en tot moment, demostrant una paciència infinita. Els vull agrair, també, haver-me facilitat sempre els mitjans suficients per dur a terme totes les activitats proposades durant el desenvolupament de la tesi.

Vull expressar el meu agraïment especial al doctorand Xisco Pomar, company d'estudis de geografia, que a més a més de compartir coneixements, des del primer moment, em va permetre considerar-lo un amic amb qui, malgrat les discussions científiques i personals, sempre es pot comptar.

Una part d'aquesta tesi ha estat possible gràcies a dues estades que realitzàrem al INSTITUTUL DE CERCETARI INTERDISCIPLINARE IN BIO-NANOSTIINTE de la Universitatea Babes-Bolyai (Laboratory of Luminescence dating and dosimetry of Babes-Bolyai University) Cluj-Napoca (România), a redós del mestratge de la Dra. Alida Timar-Gabor i la doctoranda Valentina Anechitei-Deacu. *Mulțumesc foarte mult fetelor din laborator (Ionela, Daniela, Oana, Andrada, Monica, etc.) și, de asemenea lui Cata, pentru bunătatea și profesionalismul demonstrat, și în special pentru berea (Ursus ne filtrată) de după-amiază.*

Als meus pares Emilio i Catalina, que en el context de la vida quotidiana han jugat sempre un rol preponderat, sobretot donant suport a la meva formació, i han estat per a mi, un exemple de lluita, honestedat i tenacitat. Al meu germà David, per ser un exemple de valentia, capacitat i superació. A la meva segona família, especialment a Jaume Crespi, per TOT i, a tots els siuellers i siuelleres (Andrei Vraci, Monserrat Bergas, Marc Coll, Pep Simó, Joan Llinás, Irene Tur, Mar Romaguera, Biel Amengual, Pep Amengual, Elisabeth Grouiller, Cristina Genestra, Miquel Ramon, Maria de Oleza, Miquel Seguí, Victòria E. Ordines, Josep Coll, Ovi, Mònica, i a tots els siuells/res que estan en camí) per retornar-me a la realitat quan la fixació per aconseguir els objectius et fa oblidar la importància del contacte humà. També vull agrair el suport incondicional de na Sílvia Bonafé. Ni la distància, ni el temps han pogut amb la nostra amistat. Per ells i per a ells, mil gràcies!

Als meus padrins Vicenç Villalonga i Ramón Del Valle, també a la meva padrina Maria Rayó i a Magdalena Garau. Al nou vingut de la família el meu fiol Alex Del Valle, a Mayra Luque i a la meva estimada Liz.

A l'equip humà dels serveis científic - tècnics de la UIB, en especial a Ferran Hierro, sempre disposat a donar un cop de mà i fer que les hores davant al microscopi òptic es facin més amenes; a Joan Fuster, per la gran professionalitat demostrada en tot moment i per transmetre'm els seus coneixements. Vull agrair a Joan Miquel Carmona tècnic del DCT, no tan sols per l'exquisitat de la feina realitzada, sinó per fer més fàcil i divertida

aquesta tasca, cercant solucions a tots els petits problemes que han anat sorgint. També vull agrair al personal d'administració i serveis de l'edifici Guillem Colom i Mateu Orfila.

Vull agrair també a tots aquells companys que en menor o major mesura han contribuït directament o indirectament en aquesta tesi, ja sia solucionant un dubte, donant suport, etc. En aquest sentit, he d'agrair al Dr. Guillem X. Pons, la seva ajuda en la classificació taxonòmica de la paleofauna d'Eivissa, també, pel seu suport i ànims; al Dr. Bernadí Gelabert, al Dr. Damià Vicens, al Dr. Antonio Rodríguez-Perea, al Dr. Bogdan Onac, al Dr. Macià Blázquez; al Dr. Alfredo Barón, al Dr. Lluís Pomar, al Dr. Guillem Mateu, al Dr. Ismael Irigoy, a Terean Pastor, a la Dra. Júlia Inés, al Dr. Miquel Mir, al Dr. Jorge Lorenzo, al Dr. Enrique Moran, al Dr. Pere Brunet, al Dr. Xisco X. Roig, a Pere Oliver, al Dr. Ivan Murray, a la Dra. Isabel Joana Escandell i a la Dra. Maria Magdalena Brotons.

També vull agrair l'hospitalitat d'en Tomeu Perelló, durant algunes de les campanyes de treball de camp a Eivissa, realitzades al llarg d'aquests anys.

Vull fer una menció especial a n'Elisabeth per la revisió lingüística del text i també a Miquel McMinn per l'ajuda i la correcció de l'anglès.

Finalment, vull agrair el suport econòmic de la beca FPI de la Conselleria d'Educació, Cultura i Universitats del Govern Balear, co-financiat pel Fons Social Europeu que m'ha permès fer aquesta tesi amb una dedicació completa, així com el suport econòmic de diversos projectes, el MICINN CGL 2010 – 18616 i MINECO CGL 2013 – 48441-P.



Índex

AGRAÏMENTS.....	7
SUMMARY	13
RESUM.....	15
RESUMEN	17
BLOC 1.INTRODUCCIÓ	19
1.1 Objecte i àmbit d'estudi	20
1.2 Estructura de la tesi.....	20
BLOC 2.MÈTODE	23
2.1. Mètode.....	23
2.1.1 Treball de camp.....	23
2.1.2 Laboratori.....	26
2.1.3 Treball de gabinet.....	27
BLOC 3: MARC TEÒRIC	29
3.1 Els temps Quaternaris	29
3.1.1 Els temps Quaternaris: problemàtica en la definició i l'abast cronològic.....	30
3.1.2 Subdivisions del Quaternari	31
3.1.3 La variabilitat climàtica durant els temps Quaternaris: causes	34
3.1.4 La variabilitat climàtica durant els temps Quaternaris: efectes	36
3.2 Clima i nivell marí durant els temps Quaternaris.....	40
3.2.1 El testimoni dels sediments marins profunds	40
3.2.2 El nivell de la mar al Plistocè: evidències a partir dels testimonis dels sediments profunds dels oceans.	40
3.2.3 Estratigrafia del nivell marí.	42
3.2.4 El nivell de la mar durant l'Holocè.	44
3.3 Els dipòsits eòlics i el seu significat: les eolianites	46
3.3.1 Definició i aspectes terminològics.....	47
3.3.2 Localització i ambient de dipòsit.....	48
3.3.3 Diagenesi i rizoconcrecions.	57
3.3.4 Icnologia.	61
3.4. El coneixement del Quaternari a la Mediterrània Occidental	63
3.4.1. Mediterrani occidental.....	63
3.4.2. Illes Balears.....	64

3.4.3. Pitiüses	64
BLOC 4: MARC GEOGRÀFIC I GEOLÒGIC	69
4.1 Localització i principals trets fisiogràfics	69
4.2 Geologia	71
4.3 Unitats estructurals	75
4.3 Climatologia.....	75
4.4 Hidrologia	80
4.5 Vegetació.....	84
BLOC 5: EL PLISTOCÈ LITORAL D'EIVISSA.....	87
5.1 L'abast geogràfic dels dipòsits del Plistocè litoral d'Eivissa	87
5.2 La costa septentrional	88
5.2.1 Cala Xuclar	88
5.2.2 Cala Xarraca i Es Caló de s'Illa	101
5.2.4 Portinatx, Portitxol i Punta Moscarter	114
5.2.5 Aigua dolça	121
5.3 La costa occidental	131
5.3.1 Cap Negret.....	131
5.3.2 Punta de sa Pedrera	142
5.3.3 Cala Bassa	153
5.3.4 Cala Compte	163
5.3.5 Cala Tarida i Cala d'Hort.....	175
5.4 La costa meridional	191
5.4.1 Es Codolar.....	191
5.4.2 Cap Falcó	200
5.4.2. Ses Salines	207
5.5 La costa oriental	213
5.5.1 Cap de Martinet i S'Estanyol.	213
BLOC 6: CRONOLOGIA	224
6.1 Method.....	224
Sample collection	224
Sample preparation.....	224
Analytical facilities.....	225
Dose rate determination	225
Performance of the SAR protocol	226

Equivalent doses and OSL ages	227
6.2 OSL ages results.....	227
BLOC 7: EVOLUCIÓ PALEOCLIMÀTICA I IMPLICACIONS GEOMORFOLÒGIQUES A EIVISSA DES DEL PLISTOCÈ MITJÀ AL SUPERIOR (~755 ka A ~73 ka).....	231
7.1 Contextualització paleoambientals de les unitats sedimentàries eòliques del Plistocè identificades a l'illa d'Eivissa.	232
7.2 Contribució dels dipòsits eòlics plistocens eivissencs al debat sobre els processos genètics de les eolianites i el context paleoclimàtic.	237
7.3 Evolució i variabilitat espacial dels dipòsits plistocens de l'illa d'Eivissa.	238
7.3.1 Costa occidental	239
7.3.2 Costa Meridional	243
7.3.3 Costa Septentrional.....	245
7.3.4 Costa Oriental.....	247
7.4 Discussió regional.....	249
BLOC 8: CONCLUSIONS	253
8.1 Sobre la presència, distribució i natura dels dipòsits eòlics plistocens d'Eivissa.	253
8.2 Sobre la sedimentologia i l'estratigrafia dels dipòsits eòlics plistocens	254
8.3 Sobre el marc cronològic i les diferències en l'acumulació de sediments eòlics	254
BLOC 8: CONCLUSIONS	257
8.1 The presence, distribution and nature of the Pleistocene aeolian deposits of Eivissa...	257
8.2 The sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene aeolian deposits	257
8.3 Chronology of the accumulation of the aeolian deposits	258
BIBLIOGRAFIA	261

SUMMARY

Past Aeolian sediments are abundant in the Balearic Islands. The most common registers are bioclastic carbonate sandstones locally known in the islands as "mares", which has been traditionally used as a basic building material. Along the island of Eivissa, this type of sedimentary deposits has received very little scientific attention, resulting in a very few mentions in the scientific literature.

Aeolian sedimentary deposits from the Pliocene to the Holocene, show a very important development in the Pleistocene, associated with coastal systems. Along the coast of the islands, we find a continuous register of littoral marine deposits associated with beaches, aeolian sand dunes deposits and colluvial or alluvial deposits. The sedimentary deposits of aeolianites, colluvials and palaeosols are an exceptional palaeoenvironmental register of the different climate episodes of the Quaternary.

Aeolianites are the most characteristic quaternary deposits of the island of Eivissa. These deposits are mainly formed by marine sediments transported by the wind. This process was favoured by drops in the sea level that exposed great extensions of marine sand deposits.

We have characterised Pleistocene aeolian coastal outcrops of the island of Eivissa, by stratigraphic analysis, sedimentology and chronology by means of optically stimulated luminescence (OSL). We have developed the first regional synthesis of the aeolian deposits of Eivissa and their genetic and paleoclimatic significance.

Nineteen different sedimentary facies have been identified and eight of them belong to aeolian sand deposits. Also we have identified red palaeosol (terra rossa), aeolian silt deposits (loess) and marine beach deposits. Aeolian deposits are abundant and the tridimensional morphology of the different units has been easily studied in sandstone quarries, along coastal cliffs and in small coves. We have identified five different types of dunes: parabolic dunes, climbing dunes, sand ramps, descending dunes and cliff-dunes.

In the stratigraphic sequences of Eivissa twelve phases of aeolian accumulation have been identified. Dating by optically stimulated luminescence (OSL) has revealed the chronology of these phases with the isotopic stadiums: MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 7, MIS 6, MIS 5c i MIS 4/3. The OSL dates reveal that the aeolian deposits of Eivissa where formed in cold and arid conditions, related with low sea level conditions.

The OSL dating of the sediments has provided a chronology from the Middle Pleistocene to the Upper Pleistocene, and is one of the most complete Pleistocene sedimentary registers of the Balearic Islands and the Western Mediterranean.

Keywords: *Pleistocene, OSL, aeolianites, , Sea level, colluvial processes, environmental evolution, palaeoclimatic reconstruction, palaeosols, Eivissa.*

RESUM

El registre sedimentari Quaternari d'origen eòlic està ben representat a les Illes Balears. Acostuma a tractar-se de gresos de composició bioclàstica carbonatada (eolianites) que conformen un tipus de roca localment coneguda amb el nom de "marès" i que ha estat tradicionalment emprada per a la construcció. A l'illa d'Eivissa, a dia d'avui, aquest tipus de dipòsits no havien rebut atenció més que d'una forma marginal; essent escassos els treballs que els tenien en consideració, fos d'una forma específica o global.

Els dipòsits sedimentaris eòlics de les Illes Balears abasten des del Pliocè fins a l'Holocè i esdevenen especialment importants al Plistocè, on presenten un elevat grau de desenvolupament relacionat principalment amb els processos i l'evolució del litoral. La contínua interferència que s'observa en aquesta àrea entre els processos i ambients sedimentaris de tipus marí litoral (platges), els processos eòlics i els processos col·luvials i al·luvials, fan que els dipòsits sedimentaris resultants constitueixin un registre paleoambiental excepcional dels episodis climàtics que afectaren al Quaternari i que donaren, com a resultat, l'alternança de dipòsits d'eolianites, dipòsits col·luvials i paleosòls.

De tots aquests dipòsits, els més representatius a Eivissa són les eolianites. Aquestes estan constituïdes principalment per sediments d'origen marí, que foren arrossegats terra endins, durant els períodes glacials, per l'acció dinàmica del vent des de les acumulacions litorals. Aquest procés fou afavorit per la davallada del nivell de la mar que deixà exposades grans extensions arenoses acumulades prèviament a la plataforma marina.

L'estudi que es presenta ha tengut com a objectiu caracteritzar els dipòsits eòlics litorals del Plistocè d'Eivissa, mitjançant l'anàlisi estratigràfica, sedimentològica i la seva determinació cronològica a partir de tècniques de termoluminescència (OSL). Tot plegat ha permès bastir una síntesi regional dels dipòsits eòlics plistocens i aprofundir en el seu significat genètic i paleoclimàtic.

Els resultats han permès la descripció de dinou fàcies sedimentàries, de les quals vuit corresponen a processos de sedimentació eòlica. També cal remarcar, la presència de potents paleosòls llimo-arenosos i llimo-argilosos de coloracions vermelles (*terra rossa*), com també una gran quantitat de dipòsits de *loess* o la presència d'un sol nivell de fàcies marina (platja). Els bons afloraments, exposats a les abundants pedreres de "marès" juntament amb els penya-segats costaners i les cales, han afavorit i facilitat la caracterització tridimensional de les diferents unitats deposicionals, especialment de les eòliques, la qual cosa ha permès diferenciar fins a cinc tipus diferents de dunes: dunes parabòliques, dunes grimpadores, rampes d'arena, dunes descendents i dunes adossades als penya-segats.

A partir de les seqüències estratigràfiques estudiades a l'illa d'Eivissa, s'han diferenciat un conjunt de dotze fases d'acumulació eòlica. Les datacions per luminescència (OSL) d'aquests dipòsits han permès situar-los cronològicament dins dels estadis isotòpics del MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 7, MIS 6, MIS 5c i MIS 4/3. Aquestes datacions faciliten, doncs, relacionar la deposició eòlica present a la Pitiüsa major amb unes condicions ambientals fredes i àrides, i amb un nivell de la mar més baix que l'actual.

Els resultats obtinguts han possibilitat caracteritzar el registre sedimentari i establir-se una cronologia que abasta des del Plistocè Mitjà fins el Plistocè Superior, la qual cosa suposa que es compta amb un dels registres sedimentaris plistocènics més complets de les Illes Balears i de la Mediterrània occidental. De més a més permet analitzar el model d'acumulació de les eolianites lligat a *lowstands* i inferir al paper de l'espai d'acomodació i el control del relleu en el desenvolupament i tipologia d'eolianites.

Paraules clau: Plistocè, OSL, sedimentació eòlica, nivell marí, processos col·luvials, reconstrucció paleoambiental, reconstrucció paleoclimàtica, paleosòls, Eivissa.

RESUMEN

El registro sedimentario cuaternario de origen eólico está bien representado en las Islas Baleares. Se trata de areniscas de composición bioclástica carbonatada (eolianitas) que conforman un tipo de roca localmente conocida con el nombre de “marés” y que ha sido tradicionalmente utilizada. Por la construcción. Hoy por hoy, este tipo de depósitos no habían recibido la atención más que de forma marginal en la isla de Eivissa, siendo escasos los trabajos que los tenían en consideración, bien de una forma específica o general.

Los depósitos sedimentarios eólicos de las Islas Baleares, cubren desde el Plioceno hasta el Holoceno, y son especialmente importantes en el Pleistoceno, momento en el que presentan un elevado grado de desarrollo relacionado principalmente con los procesos que se dan en la zona litoral. La continua interferencia que se observa en esta área entre los procesos de tipo marino litoral (playas), los procesos eólicos y los procesos col-luviales y al-luviales, hacen que los sedimentarios resultantes constituyan un registro paleoambiental excepcional de los episodios climáticos que afectaron al Cuaternario y que dieron como resultado, la alternancia de depósitos de eolianitas, depósitos col-luviales y paleosuelos.

De todos estos depósitos, los más representativos en Eivissa son las eolianitas. Éstas están constituidas principalmente por sedimentos de origen marino, que fueron arrastrados, durante los períodos glaciares, por la acción dinámica del viento desde las acumulaciones litorales. Este proceso fue favorecido por el descenso del nivel del mar que dejó expuestas grandes extensiones arenosas acumuladas previamente en la plataforma marina.

El estudio que se presenta ha tenido como objetivo caracterizar los depósitos eólicos litorales del Pleistoceno de Eivissa, mediante el análisis estratigráfico, sedimentológico y su determinación cronológica a partir de técnicas de termoluminiscencia (OSL). Todo ello ha permitido construir una síntesis regional de los depósitos eólicos pleistocenos y profundizar en su significado genético y paleoclimático.

Los resultados han permitido la descripción de diecinueve facies sedimentarias diferentes, de las cuales ocho corresponden a procesos de sedimentación eólica. También debe remarcarse la presencia de potentes paleosuelos limo-arenosos y limo-arcillosos de coloraciones rojizas (“terra rossa”), así como una gran cantidad de depósitos de loess o la presencia de un nivel de facies costera marina (playa). Los buenos afloramientos, expuestos en las abundantes canteras de “marés” junto con los acantilados costeros y las calas, han favorecido y facilitado la caracterización tridimensional de las diferentes unidades deposicionales, especialmente de las eólicas, lo que ha permitido diferenciar hasta cinco tipos diferentes de dunas: dunas parabólicas, dunas trepadoras, rampas de arena, dunas descendentes y dunas adossadas al acantilado.

Dentro de las secuencias estratigráficas estudiadas en la isla de Eivissa, se han identificado un conjunto de doce fases de acumulación eólica. La realización de dataciones por luminiscencia (OSL) ha permitido situarlas cronológicamente dentro de los estadios isotópicos del MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 7, MIS 6, MIS 5d-c y MIS 4-3. Estas dataciones permiten, pues, relacionar la deposición eólica presente en la Pitiusa mayor con unas condiciones ambientales frías y áridas y con un nivel del mar más bajo que el actual.

Los resultados obtenidos han permitido caracterizar el registro sedimentario y ubicarla cronológicamente desde el Pleistoceno Medio hasta el Pleistoceno Superior, lo que representa uno de los registros sedimentarios pleistocenos más completos de las Islas Baleares y del Mediterráneo occidental. Adicionalmente permite abordar en el modelo de acumulación de eolianitas ligado a *lowstands* y a los efectos del espacio de acomodación o el marco fisiográfico en el desarrollo y tipología de eolianitas.

Palabras clave: Pleistoceno, OSL, sedimentación eólica, nivel marino, procesos aluviales, reconstrucción paleoambiental, reconstrucción paleoclimática, paleosuelos, Eivissa.

BLOC 1.INTRODUCCIÓ

Des de la primera meitat del segle XIX, el Quaternari s'ha considerat com l'edat del gel, fonamentalment perquè la principal característica d'aquesta època és la presència de grans acumulacions de gel a l'hemisferi nord. Conseqüència dels períodes de temperatures fredes i amb escasses precipitacions (glaciacions o estadis glacials) que tot sovint eren seguits per períodes o estadis interglacials on les temperatures a les latituds mitjanes i altes foren més elevades que les actuals (Reguant, 2005).

Les glaciacions del Plio – Quaternari (primerament descrites com a Günz, Mindel, Riss i Wurm) responen a diferents mecanismes de caràcter astronòmic, oceanogràfic i geodinàmic. Tanmateix un dels principals agents o causes en la periodicitat de la successió de períodes freds i càlids, és la variabilitat o el canvi en el temps dels paràmetres orbitals de la Terra, és a dir l'excentricitat, la inclinació axial, la precisió de l'òrbita terrestre i de la inclinació de l'eix de la terra (Emiliani, 1955; Hays et al., 1976; Shackleton i Opdyke, 1973). Entre d'altres, aquesta successió de períodes glacials i interglacials es traduí en fluctuacions del nivell marí i amb un canvi de les condicions climàtiques i del paisatge.

El registre estratigràfic, permet fer una aproximació a la reconstrucció de la història de la Terra durant el Plio – Quaternari, des de múltiples perspectives i indicadors (sedimentologia, paleontologia, isòtops, etc.) i estudiar-ne l'evolució climàtica (Gràcia et al., 2001) o els processos que operaren (Onac et al., 2012). El registre sedimentari Quaternari litoral està caracteritzat per l'alternança de dipòsits marins, dunes fòssils, dipòsits col·luvials, dipòsits al·luvials (Mckee i Ward, 1983) i paleosòls entre d'altres; els quals formen una complexa arquitectura estratigràfica que reflecteix l'alternança dels cicles glacials–interglacials, i la successió en paral·lel dels nivells de mar alts (*highstands*) o més baixos (*lowstands*) de la corba eustàtica, tant a escala regional com mundial (Hearty, 1987; Bateman, 2012; Bateman i Murton, 2006; Chase et al., 2007; Hearty i O'Leary, 2008; Andreucci et al., 2009 a, b).

Tradicionalment l'estudi del registre estratigràfic dels dipòsits quaternaris s'havia basat en mètodes de datació dels sediments de forma indirecta. A partir dels anys 50, es produeix un gran avanç en les tècniques de datació absoluta paral·lelament l'extens desenvolupament de la física atòmica. L'aparició de tres nous mètodes de datació permeté ubicar cronològicament i amb consistència l'edat dels dipòsits, també la creació

d'un mapa crono-climàtic, relativament fiable, (Stearns, 1967; Furundarena i Jiménez, 1998) i, de passada, aprofundir en el coneixement de la variabilitat climàtica i les fluctuacions del nivell marí durant el Plistocè: el C^{14} possibilita datar períodes posteriors a 40.000 BP; el Potassi /Argó permet datar mostres oceàniques i volcàniques més antigues i amb el sistema d' O^{18}/O^{16} es caracteritza les variacions de la temperatura global del planeta, a partir tant dels sediments marins profunds com de testimonis de les acumulacions de gel present als casquets polars.

Avui per avui, les possibilitats de les tècniques de datació han millorat substancialment, se n'han desenvolupat de noves (i.e. OSL a partir de feldspats) i, tot plegat, s'obren noves vies de treball i d'anàlisi cronològica dels dipòsits Plio-Quaternaris. Així, per exemple, i pel que fa a l'àrea insular que ens ocupa, val la pena de destacar la datació absoluta per luminescència (OSL) ja que es poden datar materials molt més antics que els que permet el mètode del C^{14} (± 60 ka) (Timar-Gabor et al., 2011). Per la seva banda, les datacions radiomètriques Th/U realitzades a espeleotemes freàtics possibiliten l'obtenció de estratigrafies del nivell marí tant de nivells marins per sobre com per sota del nivell actual, (Ginés, 2000; 2012; Vesica, 2000; Onac, 2006; Tuccimei, 2006; Tuccimei et al., 2012) i les tècniques de magnetostratigrafia obren la porta a abordar aquells dipòsits encara més antics que els que permeten datar les tècniques abans esmentades (Nielsen et al., 2004)

1.1 Objecte i àmbit d'estudi

Les Illes Balears representen una bona àrea d'estudi per avaluar l'empremta de les fluctuacions climàtiques durant el Quaternari perquè es consideren tectònicament estables des del Plistocè i poc deformades (Sàbat et al., 2011; Díaz de Neira, 2013), així com per l'abundant presència de dipòsits plistocens exposats al llarg de la costa (Fig. 1.1).

A diferència de la resta de les illes Balears, a Eivissa –malgrat tenir notícia d'un temps ençà de l'existència d'importants dipòsits eòlics plistocens– el coneixement dels dipòsits quaternaris litorals no compta amb un nombre suficient d'estudis de detall ni encara menys d'una de síntesi regional. Així doncs, l'objectiu d'aquesta tesi és caracteritzar els dipòsits eòlics litorals del Plistocè d'Eivissa, mitjançant l'anàlisi estratigràfica, sedimentològica i la determinació de l'edat a partir de tècniques de termoluminescència (OSL). D'aquesta manera, podem oferir, una síntesi regional dels dipòsits eòlics plistocens i el seu significat paleoclimàtic.

1.2 Estructura de la tesi

La present tesi, està organitzada en vuit blocs que formen el cos principal d'aquesta memòria:

El primer bloc malda per definir els objectius i estructura de la tesi.

El segon bloc descriu els mètodes i tècniques emprades (i.e, descripció sedimentològica, mineralogia per difracció de raigs X, quantificació del contingut en carbonats, etc.).

El tercer bloc ubica la recerca en el marc dels estudis Quaternaris i presenta l'estat de la qüestió sobre els coneixement i les implicacions dels dipòsits d'eolianites quaternàries a escala global i la mediterrània.

En el quart bloc es descriuen a escala regional les característiques geogràfiques, geològiques, climatològiques, hidrològiques de l'illa d'Eivissa.

En el cinquè bloc es fa una descripció amb la presentació, jaciment a jaciment, dels estudis en detall amb les anàlisis sedimentològiques, estratigràfiques i de composició dels dipòsits plistocens de l'illa d'Eivissa, també una taula resum de les datacions obtingudes a cada localitat.

En el sisè bloc aborda la datació per tècniques de luminiscència (OSL) i es presenta, per una banda la cronologia de cada un dels jaciments, també les relacions amb la corba eustàtica de les Illes Balears i els diferents estadis isotòpics marins per al conjunt dels dipòsits eivissencs.

En el setè bloc es fa una reflexió a partir dels resultats obtinguts i es planteja l'evolució paleoambiental i climàtica d'Eivissa des del Plistocè Mitjà al Plistocè Superior.

Finalment, en el vuitè bloc, es presenten les principals conclusions a què hem arribat, a partir dels resultats i a la discussió dels mateixos.



Figura 1.1. Vistes panoràmiques dels dipòsits plistocens presents a diferents localitats costaneres d'Eivissa.

BLOC 2.MÈTODE

2.1. Mètode

El desenvolupament del present estudi s'ha desenvolupat en cinc fases, enllaçades en el temps (Fig. 2.1). La primera fase ha consistit en una revisió i recopilació bibliogràfica, a partir de la consulta de la base de dades de la Universitat de les Illes Balears (UIB), la Societat d'Història Natural de les Illes Balears (SHNB) i la base de dades Scopus (Elsevier), entre d'altres. La finalitat ha estat reunir els diferents treballs sobre els dipòsits quaternaris del Plistocè d'Eivissa, estudis paleoclimàtics específics i globals, amb especial atenció en els treballs relatius a la Mediterrània occidental. La segona fase fa referència als diferents treballs de camp duts a terme durant els quatre anys d'investigació a l'àrea d'estudi. La tercera fase, comprèn tots els treballs i anàlisis realitzats al laboratori, amb l'aplicació de mètodes i tècniques que es descriuen a l'apartat metodològic. La quarta fase és la tasca realitzada al gabinet, que integra l'anàlisi i preparació de les dades resultants de les fases anteriors, disseny de columnes i croquis estratigràfics, cartografia temàtica i la discussió d'aquests. Finalment, la cinquena fase consisteix en la síntesi i discussió dels resultats obtinguts als estadis anteriors.

2.1.1 Treball de camp

S'han dut a terme deu campanyes de camp a l'illa d'Eivissa. L'objectiu principal de les campanyes ha estat la localització, descripció i l'anàlisi estratigràfica i sedimentària dels dipòsits plistocens. Per aquesta raó, la primera tasca fou la creació d'una guia de camp amb la localització de les possibles àrees d'aflorament d'eolianites a partir del reconeixement de la col·lecció de fotografies obliqües del litoral de la Demarcació de Costes de les Illes Balears, dels mapes geològics de Rangheard (1972) i de García de Domingo (2009), també de l'atles geomorfològic de sistemes dunars de la tesi doctoral de Servera (1997) i d'altres fonts abordades al recull d'antecedents bibliogràfics.

La segona tasca consistí en el reconeixement dels afloraments plistocens al camp, la cartografia de la seva localització i extensió arreu de l'illa d'Eivissa. També, es procedí a la identificació, descripció estratigràfica i sedimentològica dels nivells i fàcies observats

a cada localitat, a partir del mètode establert per Graham, (1988) i Stow, (2005); resulten en la realització de 231 columnes estratigràfiques, 25 esquemes geològics i l'anàlisi de les direccions de flux eòlic dels cossos dunars, per derivar-ne les direccions predominants del vent en el passat (Fig 2.2.).

La tercera tasca fou la recollida de mostres dels nivells estratigràfics considerats com els més representatius per dur a terme les datacions OSL, les anàlisis de composició, mineralològiques, etc. seguint les pautes de Graham, 1988. També es recollí macrofauna fòssil, tant marina com continental, de tots els nivells que fou possible, per a la seva identificació taxonòmica. Tasca en què fórem assistits pel Doctor Guillem X. Pons i el Dr. Damià Vicens del Departament de Ciències de la Universitat de les Illes Balears i de la Societat d'Història Natural de Balears, respectivament.

Es recolliren un total de 234 mostres d'aproximadament 1 kg de material per a la caracterització textural i mineralògica del sediments. Cada mostra es desà en una bossa de plàstic tot marcant el codi corresponent a la columna i nivell d'origen (Fig. 2.3.).

També, es recolliren 25 mostres de roca d'uns 5 kg, les quals foren embolicades per múltiples capes de plàstic obscur i opac, segellades i marcades amb el corresponent codi. Amb aquestes mostres es realitzaren les datacions de terminoluminiscència (OSL), al *Laboratory of Luminescence dating and Dosimetry of Babes-Bolyai University, Cluj-Napoca* (Romania). El mètode de la datació absoluta OSL, s'explica en més detall al bloc 5 de la present memòria.

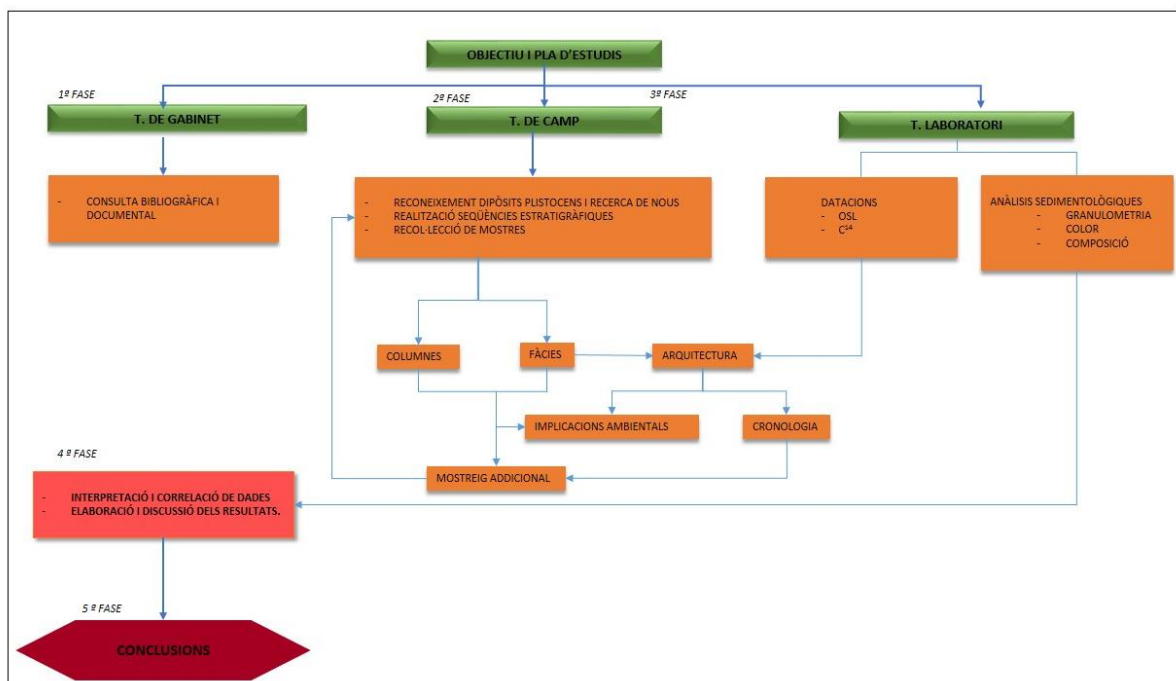


Figura 2.1 Esquema metodològic del treball d'investigació.

Lloc	Coorden. X	
Data	Y	

E s c a l a	L i t o l o g i a	E s t r u c t u r a	M a t r i u	I c n c p l i u n s a c a i m ó e n t	C o n t a c t e	G r a n o c l i a	I m b r i c a c i ó .
----------------------------	---	--	----------------------------	---	--------------------------------------	---	---

Metres

10							
9							
8							
7							
6							
5							
4							
3							
2							
1							
0							

Obsenacions

Figura 2.2. Model de fitxa utilitzat al camp per a l'aixecament de columnes estratigràfiques.

FITXA DE CAMP			
CODI		Nº DE LA MOSTRA	
RESPONSABLE		FECHA	
IDENTIFICACIÓ DE LA MOSTRA			
COLUMNA ESTATIGRAFICA			NIVELL
Quantitat de mostra		OBSERVACIONS	
Codi fotografia			
LOCALITZACIÓ			
Coordenades	X	Y	
Conca			
subconca			
CARACTERÍSTIQUES			
Matriu			
Color			

Figura 2.3. Model de fitxa utilitzat al camp per a la identificació de mostres i aixecament de columnes estratigràfiques.

2.1.2 Laboratori

Les mostres per a l'anàlisi de textura i composició es rentaren amb aigua destil·lada per tal d'eliminar les sals. Amb posterioritat, les mostres es deixaren assecar a temperatura ambient, per passar, finalment, un cicle de 24 hores dins l'estufa a 105 °C (McManus, 1988; Blair i McPherson, 1994).

En segon lloc, es rentaren les mostres amb una solució d'àcid clorhídric rebaixat al 10% amb l'objectiu de realçar el límit entre grans. A continuació, es tallà una porció de cada mostra, amb unes dimensions de 0,5 per 0,5 mm. Aquestes peces s'estudiaren al microscopi òptic (NATIONAL Digital Microscope) que, juntament amb el programari d'anàlisi d'imatges MotiCImages Plus 2.0 i el d'anàlisi digital d'imatges ImagJ.inK, permeten la medició dels paràmetres de calibre de gra (mostreig de 20 grans per foto i càlcul de la mitjana de l'eix major) i la determinació de la composició (categories: bioclasts, litoclasts o altres) (Fig.2.4.A i B).

Per altra banda, la part sobrant de les mostres es molgué a un morter amb una massa de ceràmica fins a obtenir una pols fina i homogènia. Després es passà la mostra resultant per un sedàs (< 63 µm). Tot seguint les pautes de Hardy i Tucker, (1988), una submostra representativa de cada mostra es col·locà en un porta-mostres intentant que quedés un gruix uniforme, per tal d'evitar l'orientació preferent dels cristalls, per després obtenir la composició mineralògica de cada mostra, per mitjà de la difractometria de raigs-X mitjançant un aparell Siemens D-5000 X (Fig. 2.4 A i 2.5). utilitzant radiació Cu K α . Els patrons de difracció foren registrats des de 3° fins a 65° 2 θ en intervals de 0,03° cada 0,3 segons a 25°C de temperatura ambiental i compilats en arxius digitals per al posterior anàlisi. Amb el programari X-Powder v.2010.01.09 es realitzà un anàlisi semi-quantitatiu utilitzant la base de dades *Difdata* (Downs i Hall-Wallace, 2003). Del sobrant de les mostres, se n'utilitzaren 20 gr, per calcular el percentatge de carbonats per calcimetria mitjançant calcímetre de Bernard i comparar-ho amb els resultats de les anàlisis semiquantitatives realitzades mitjançant la DRX.

La determinació dels colors, tant dels nivells dunars com dels paleosòls, es realitzà comparant una mostra de sediments amb la taula de colors Munsell[®] Soil Color Chart (2000) i assignant el codi de referència més semblant.



Figura 2.4.A) Microscopi òptic utilitzat per mesurar el paràmetre de mida de gra. (Dreta) Fotografia de l'aparell de Difracció de Raigs X, Diffraktometer SIEMENS D-5000, utilitzat per mesurar la composició mineralògica dels sediments plistocens.

2.1.3 Treball de gabinet

Aquest apartat malda per descriure les tasques dutes a terme al gabinet que abasten la recopilació bibliogràfica i les anàlisis dels resultats.

Cal destacar aquí alguns dels mètodes utilitzats, com el reconeixement a partir de la fotografia aèria, fotografia obliqua i mapes geològics (1:25000) de les zones amb dipòsits del Plistocè; el refinament dels esquemes i les columnes estratigràfiques, a partir de la digitalització per Corel Draw 12.0; les anàlisis de les dades que en resulten, tant del treball de camp, com dels resultats de les dades de composició, sedimentològiques i estratigràfiques i, finalment, el tractament i anàlisi de les direccions de migració de les dunes fòssils, representats a través dels programaris específics Roseta i Estereonet.

Per realitzar l'anàlisi dels dipòsits plistocens, s'han diferenciat els nivells de les columnes sedimentàries en fàcies (capa sedimentària a la qual s'atribueix l'acció d'un procés d'acumulació) segons la seva litologia, granulometria, estructures sedimentàries i les característiques dels fòssils. Les fàcies s'han codificat segons la nomenclatura d'Andreucci et al., (2009a; 2010; 2014). Així doncs cada fàcies s'ha designat amb una combinació de lletres que resumeixen la textura, el tipus de matriu de la roca sedimentària o les estructures internes: S= Gresos, C= Bretxa, P= Paleosòls), mida de gra (c= còdols, e= arena de gra mitjà a gruixut, h= arena de gra fi a mitjà), estructures sedimentàries (l= laminar, p= estructura subhoritzontal, n= massiu, t= estructura encreuada, u= estructura encreuada de baix angle, g= granoclassificats), característiques biogèniques (f= altament fossilífers, r= bioturbades) i la composició principal (s= llim, m= argiles, a= arena).

Els criteris que hem utilitzat per identificar les superfícies de delimitació han estat els canvis sobtats de fàcies i la seva extensió lateral a escala de l'aflorament. Les principals unitats han estat definides a partir de les característiques de les fàcies, la seva disposició o arquitectura, associacions de fàcies (geometria i cossos sedimentaris), presència de paleosòls i per les característiques de les superfícies de contacte.

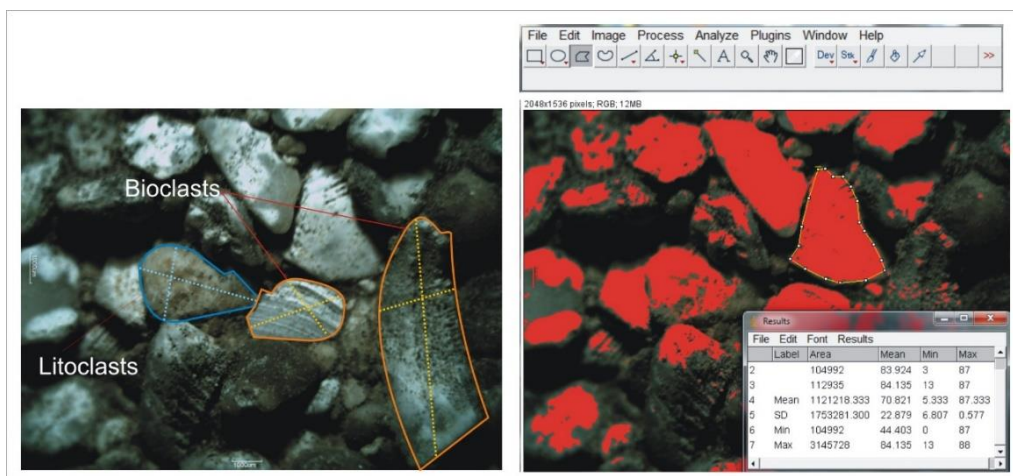


Figura 2.4 B): Exemple de la mesura dels paràmetres de la composició i mida de gra, a partir de les imatges obtingudes del microscòpic òptic amb el programari d'anàlisi d'imatges Moticimages Plus 2.0, i analitzades amb el programari d'anàlisi digital d'imatges ImageJ.Ink.

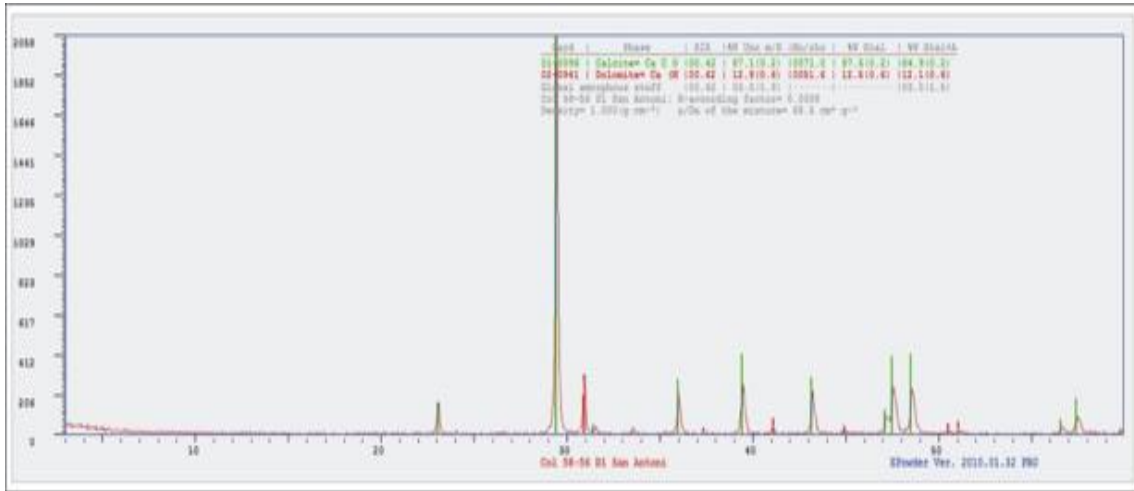


Figura 2.5. Exemple dels resultats obtinguts amb el Difractor de Raigs X, utilitzat per a caracterització de la composició mineralògica.

BLOC 3: MARC TEÒRIC

3.1 Els temps Quaternaris

El Quaternari representa el període geològic més recent en la història de la Terra (Reguant, 2005). Tot i la seva brevetat, el Quaternari és, sens dubte, una etapa rellevant dins de l'escala geològica. No només perquè és el període que es relaciona amb els episodis de les glaciacions – amb els seus importants registres estratigràfics, paleoclimàtics i paleontològics – sinó també perquè és el moment en què apareix el gènere *Homo*.

Una glaciació és un període de llarga durada caracteritzat per baixes temperatures a nivell global del qual en resulta, l'expansió del gel continental als casquets polars i també l'avanç de les glaceres als continents. Gràcies als estudis realitzats a sondejos de sediments marins profunds durant la segona meitat dels anys setanta i la primera dels vuitanta, s'ha constatat la successió de 103 fluctuacions climàtiques durant el Quaternari (Fig. 3.1), amb els seus corresponents períodes glacials (Shackleton i Opyke, 1977; Shackleton et al., 1990).

Les causes de les glaciacions poden ser múltiples. Tanmateix, existeix cert consens a propòsit del paper que juguen diferents factors com la composició de l'atmosfera, els canvis en l'òrbita terrestre, la dinàmica de les plaques tectòniques i el seu efecte sobre la situació relativa i la quantitat d'escorça terrestre i oceànica a la superfície de la Terra, les variacions de l'activitat solar, la dinàmica orbital del sistema Terra–Lluna i l'impacte de meteorits de grans dimensions o el de les erupcions volcàniques (Masselink i Hughes, 1997; Lowe i Walker, 2015).

L'abast cronològic del Quaternari, des de la seva acceptació com a període cronostratigràfic, ha estat motiu de múltiples debats (Reguant i Brusi, 2003). Perquè un període de temps adquireixi validesa cronostratigràfica o geocronològica, ha de ser admès per la *International Commission on Stratigraphy* (ICS) i s'ha de definir una localitat amb una seqüència de referència –*Global Stratotype Section and Point* (GSSP)– de límits inferiors i superiors clars. Finalment, aquesta ha de ser ratificada oficialment per la *International Union of Geological Sciences* (IUGS). No fou fins l'agost de 2007, al Congrés Internacional *International Union for Quaternary Research* (INQUA) celebrat a Cairns

(Austràlia), quan el Quaternari fou definitivament acceptat com a període amb entitat pròpia, establint-se el 29 de juny del 2009, per la IUGS, l'inici oficial del Quaternari als 2,588 Ma (Bardají et al., 2009; Gibbard et al., 2010; Cohen i Gibbard, 2011).

3.1.1 Els temps Quaternaris: problemàtica en la definició i l'abast cronològic

A finals del segle XVIII, el geòleg italià Giovanni Arduino (1714-1795) elaborà la primera classificació dels temps geològics, dividint la història de la Terra en quatre ordres: Primari, Secundari, Terciari i Quaternari (Vai et al., 2007). No va ser fins al segle XIX quan Desnoyers (1829) aplicà el terme Quaternari per descriure uns dipòsits de la conca del Sena més recents que els considerats terciaris (Bardají et al., 2000, 2009; Lower i Walker, 1997). Posteriorment Lyell el 1839, aprofundí en el tema i introduí els termes Plistocè i Holocè com a subdivisions del Quaternari (Nilsson, 1983; Bardají et al., 2000; Gibbard i Von Kolfchaten, 2004; Bardají et al., 2009; McGowran et al., 2009). Així doncs, avui per avui, s'anomena Quaternari a la darrera subdivisió de l'escala de temps geològic que abasta dels 2,6 ka fins a l'actualitat (Lowe i Walker, 1997; Gibbard et al., 2010; Cohen i Gibbard, 2011).

Des del s. XIX, existeix un debat intens a l'entorn de l'estatus i dels límits del Quaternari a l'escala cronostratigràfica global. En el 18^e Congrés Geològic Internacional celebrat a Londres el 1948, es proposaren una sèrie de recomanacions per a la definició del límit Plio-Plistocè. Entre d'altres que en el registre estratigràfic haurien de donar-se clarament canvis faunístics que indiquessin un canvi climàtic o bé altres criteris que fossin evidències clares del canvi climàtic tant a ambients marins com terrestres, amb independència de la seva latitud geogràfica (Nilsson, 1983; Valdeolmillos, 2004).

Tanmateix, el debat per establir el límit Pliocè-Plistocè seguí fins el 2007, quan el Quaternari fou acceptat com a període amb entitat pròpia al Congrés de la *Internacional Union for Quaternary Research* (INQUA) celebrat a Cairns (Austràlia) i posteriorment ratificat al 33rd International Geological Congress (Oslo, 2008). Amb l'acceptació de la secció de Vrica (Itàlia) com a GSSP (*Global Stratotype and Point*) el límit Pliocè-Plistocè s'ubicava en 1,8 milions d'anys abans del present (BP), (Lowe i Walker, 1997; Bardají et al., 2000; Head et al., 2008). No obstant això, al 29 de juny del 2009 aquest límit fou modificat arran de l'acceptació com a GSSP de la secció del Monte de San Nicola, també del sud d'Itàlia (Rio et al., 1994, 1998; Cohen i Gibbard, 2011). Aquest inici s'acceptà oficialment i fou adoptat per la *Internacional Union of Geological Sciences* (IUGS) i, avalat per la subcomissió d'estratigrafia del Quaternari *Internacional Commission on Stratigraphy* (ICS), seguint com a criteri fonamental la posició dins de l'escala paleomagnètica, donat que el paleomagnetisme està present en qualsevol tipus de roca o sediments.

L'escala paleomagnètica, és de les poques escales que es considera sincrònica i global (Shackleton i Opdyke, 1973; Imbrie et al., 1984). Així les coses el punt de partida del Quaternari s'ubicà a la inversió Gauss – Matuyama (2,5 Ma). De més a més, l'escala paleomagnètica presenta una bona correlació amb l'escala isotòpica MIS 103 (*Marine Isotopic Stage*). Aquesta darrera, fa referència als períodes alternatius de fred/calor que

queden registrats o que controlen la proporció dels isòtops estables O^{18}/O^{16} en els sediments dels sondejos oceànics profunds (Shackleton et al., 1990; Ortiz, 2000).

Així doncs, l'inici del Quaternari es fixà als 2,58 Ma a partir dels primers indicis de refredament a la Mediterrània, que tingueren lloc entre els 2,8 Ma i els 2,5 Ma (Head et al., 2008a) i que implicaren l'aparició de la primera evidència de fauna marina d'aigües fredes o de distribució més septentrional (*Neogloboquadrina atlantica*) que es registrà als sediments marins fa 2,5 – 2,7 Ma.

A escala global entre els 2,8 Ma i els 2,4 Ma ocorregueren una sèrie de canvis progressius i fonamentals al sistema climàtic de la Terra (EPICA, 2006; Head et al., 2008), d'entre els quals cal destacar:

- Glaciació sincrònica a Groenlàndia, Escandinàvia i al Nord d'Amèrica (2,7 Ma).
- Tancament definitiu de l'Istme de Panamà (2,7 Ma).
- Canvi del tipus de vegetació a Europa central, de subtropical a Boreal (2,7 Ma).
- Expansió de les glaceres continentals (2,6 Ma).
- Inici de la sedimentació de les seqüències de loess al Nord de Xina (2,6 Ma).
- Aparició del gènere "*Homo*" (2,6-2,45 Ma).
- Aparició dels grans ruminants moderns al Nord d'Euràsia (2,6 Ma).

De més a més, a l'hemisferi nord s'observen un major nombre d'indicis i evidències d'un refredament més intens entre els 2,5 i els 2,7 Ma.

Tanmateix les oscil·lacions d'episodis càlids i freds no són el fet més remarcable que diferencia el període Quaternari d'altres períodes geològics. El que és realment diagnòstic o exclusiu és la sincronització de la intensitat dels períodes freds amb l'amplitud i freqüència dels cicles orbitals terrestres (Imbrie et al., 1984; Shackleton et al., 1990; Imbrie et al., 1993; Lowe i Walker, 1997), que s'explicaran en detall més endavant en la present memòria.

3.1.2 Subdivisions del Quaternari

L'inici de les investigacions dels sediments oceànics profunds (Emiliani, 1955; Shackleton i Opdyke, 1977; Shackleton et al., 1990) suposà un primer pas per a l'establiment d'una escala cronostratigràfica global detallada del Quaternari, ja que les seqüències sedimentàries marines dels fons dels oceans es consideren contínues i pràcticament idèntiques arreu del món (Lowe i Walker, 1997; Cohen i Gibbard, 2011). Juntament amb els estudis faunístics (Helmens, 2014) i magnetostratigràfics permeteren establir una cronologia de les diferents fluctuacions climàtiques característiques del Quaternari. Fluctuacions que es correlacionaren amb els canvis dels paràmetres orbitals terrestres (Imbrie et al., 1984; Emiliani, 1955; Imbrie et al., 1993; Bender, 2013). A partir d'aquestes informacions, la *International Commission on Stratigraphy* (ICS) dividí el Quaternari en dues èpoques: el Plistocè i l'Holocè. El límit entre aquestes èpoques s'ubicà als 11,7 ka, data que es correspon amb l'evidència del ràpid escalfament associat al final del Younger-Dryas MIS 1 (Walker et al; 2009a) (Fig. 3.1).

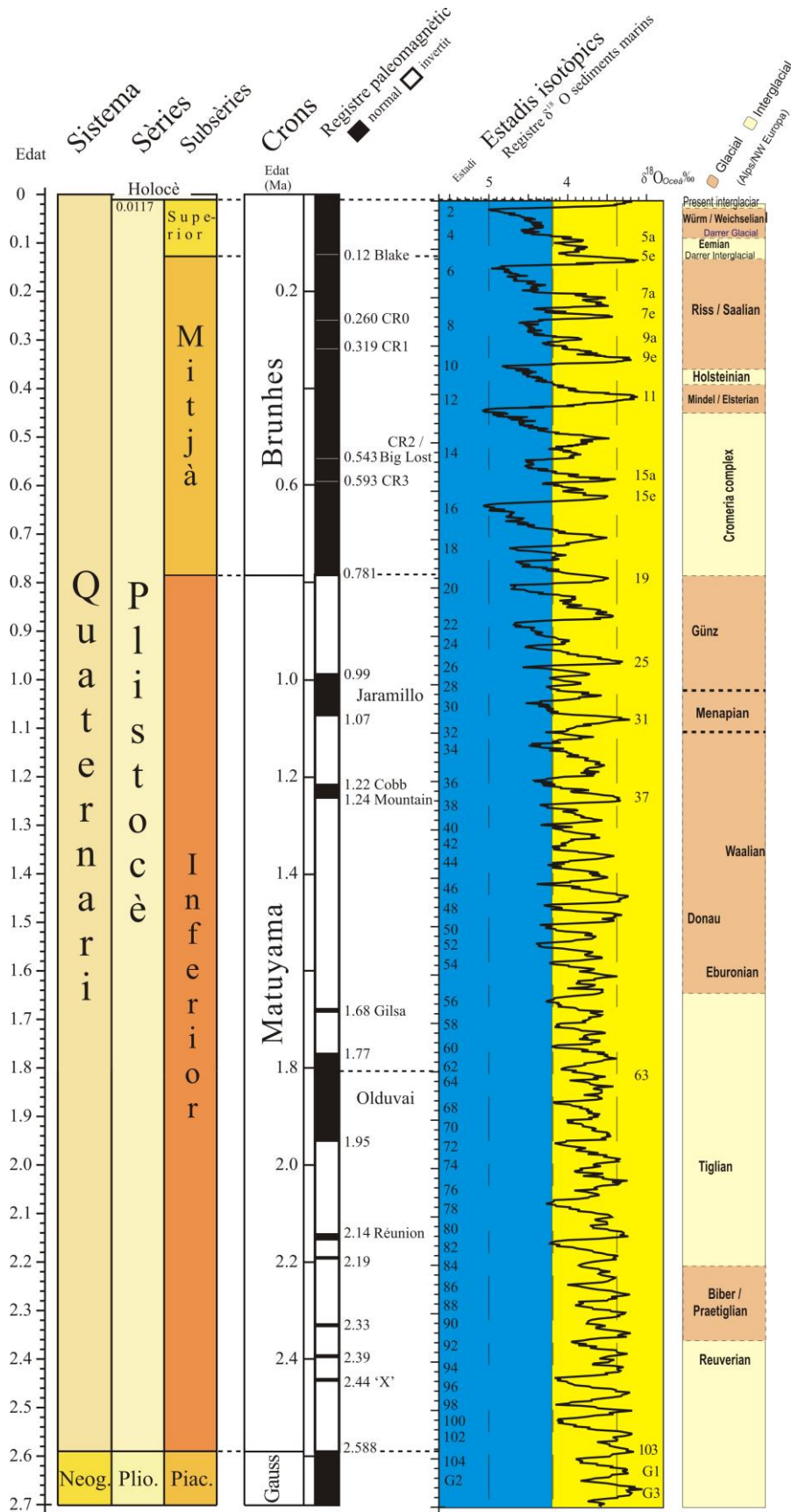


Figura 3.1. Taula Cronostratigràfica del Quaternari. Modificat de Silva et al., (2009) i Cohen i Gibbard, (2011).

3.1.2.1 El Plistocè

El Plistocè (del grec *Pleistos* i *Kainos* “més que recent”) (Reguant, 2005), és el període del Cenozoic que abraça des de finals del Pliocè (2,588 Ma) fins a principis de l'Holocè. Està subdividit en tres pisos: el Plistocè Inferior (2,588-0,781 Ma), el Plistocè Mitjà (781-127 ka) i el Plistocè Superior (127-11,7 ka).

El Plistocè Inferior es subdivideix, a la vegada, en dues edats: el Gelasià i el Calabrià. El Gelasià començà fa 2,588 Ma coincidint amb la inversió magnètica Gauss/Matuyama. Per altra banda, el Calabrià es fixà als 1,806 Ma, a la secció de *Vrica (Italia)* (Bardají et al., 2009), tot coincidint amb l'esdeveniment de polaritat normal Olduvai de l'escala paleomagnètica.

El Plistocè Mitjà, fixà el seu començament als 0,78 Ma, coincidint amb la inversió magnètica Matuyama / Brunhes, moment en què es produí una glaciació de les més importants del Quaternari. Addicionalment, entre el trànsit del Plistocè Inferior al Plistocè Mitjà ocorregueren una sèrie de canvis importants a la Terra (Head et al., 2008b), fonamentalment canvis de tipus climàtics que es traduïren en un augment progressiu en el volum total del gel i un increment dels dipòsits de Loess al nord d'Euràsia entre els 1,25 Ma i 0,7 Ma. Aquest moment coincideix amb l'aparició de l'*Homo antecessor* i el moment en què l'ésser humà començà a controlar el foc (Bardají i Zazo, 2009).

El Plistocè Superior arrencà després de la penúltima gran glaciació, coincidint amb l'inici del darrer període Interglacial, ara fa 127,2 ka.

3.1.2.2 L'Holocè

L'Holocè (del grec *Holos* i *Kainos*: “completament, totalment recent”), correspon a l'època més moderna del Quaternari i és el darrer període de l'era Cenozoica, abraçant dels 11,7 ka fins als nostres dies (Reguant, 2005). Aquest període es troba subdividit en dos pisos: l'Holocè Inferior i l'Holocè Superior. De forma general, correspon a l'època actual, marcat pels darrers indicis de l'escalfament global des del final de l'esdeveniment fred del *Younger Dryas*.

En realitat, doncs, l'Holocè és l'estadi interglacial actual que començà fa poc més de 10.000 anys, tot i que es pot associar al conjunt d'estadis glacials i interglacials que formen el Plistocè. Des d'aquest punt de vista alguns autors han suggerit que tot el Quaternari es podria anomenar Plistocè (Lowe i Walker, 1997; Reguant, 2005).

3.1.2.3 L'antropocè

El terme “Antropocè” (derivat del grec *anthrōpos*: ésser humà i *Kainos*, nou), proposat per Crutzen i Stoermer (2000), s'utilitza tot sovint i de cada cop més per referir-se a l'interval de temps actual en què el clima de la Terra i molts processos geològics (que van des de l'erosió i el transport dels sediments a l'elevació del nivell marí) han estat i

segueixen, afectats i alterats per les activitats humanes d'una forma significativa (Lowe i Walker, 2015).

Aquests efectes antropogènics s'han anat incrementant des de la Revolució Industrial al nord d'Europa i s'han traduït en canvis marcats, no només pel que fa al clima global, sinó també pel que toca als processos terrestres i a d'altres aspectes del medi tost més biofísics (Steffen et al., 2011 in: Lowe i Walker, 2015; Rosenzweig et al., 2008). En aquest sentit, existeix un corrent d'opinió dins de la comunitat geològica i geomorfològica, i és que aquest impacte humà accelerat pot quedar reflectit en les seqüències estratigràfiques recents i que poden distingir-se de les condicions naturals de "fons" (Lowe i Walker, 2015).

3.1.3 La variabilitat climàtica durant els temps Quaternaris: causes

Com s'ha esmentat anteriorment, el Quaternari es caracteritza per les fluctuacions climàtiques ocorregudes durant els darrers 2,58 Ma, han resultat en l'alternança dels períodes glacials i interglacials i que han donat lloc a variacions del nivell de la mar. Deixant de banda els canvis climàtics naturals (Goodess, 1992 in: Frigola, 2012) i assumint que la configuració de continents i oceans durant el darrer milió d'anys no ha canviat, la major part de la variabilitat climàtica d'alta freqüència del planeta (de 10^4 a 10^5 anys) està generada per oscil·lacions periòdiques i quasi periòdiques en els paràmetres orbitals de la terra. Són els coneguts cicles de Milankovitch (Imbrie et al., 1992; Lisiecki i Raymo, 2007) que afecten la quantitat i la distribució de l'energia solar incident a la superfície terrestre (Hays et al., 1976).

Per tant, les variacions climàtiques (cicles glacials i interglacials) són el producte dels canvis en la quantitat i distribució de la radiació solar rebuda i retinguda pel sistema Terra (Masselink i Hughes, 1997; Cuadrat i Pita, 2004; Ortiz, 2000) i depenen de tres elements que tenen un caràcter periòdic (Fig. 3.2):

a) La *precessió dels equinoccis*, entesa com la variació de la inclinació de l'eix de rotació de la terra a causa de l'atracció gravitatòria que exerceixen el Sol i la Lluna i els canvis en la direcció de l'eix que provoca un cos que gira sobre si mateix. La seva ciclicitat s'ha estimat en 23 ka.

b) L'*obliquïtat* és la variació de l'angle d'inclinació, entre $22,1^\circ$ i $24,5^\circ$, de l'eix de rotació de la Terra respecte al pla de la seva òrbita al voltant del Sol. El seu cicle s'estima en 41 ka.

i c) L'*excentricitat de l'òrbita*. Aquesta és la variació de la forma de l'òrbita el·líptica de la Terra al voltant del Sol a causa de les influències gravitatòries dels planetes i la seva ciclicitat correspon als 96 ka (Hays et al., 1976; Imbrie et al., 2011).

Amb posterioritat s'han realitzat altres estudis encaminats a esbrinar els factors que provoquen la regularitat i freqüència d'aquestes oscil·lacions climàtiques i la seva vinculació amb els cicles glacials (Imbrie et al., 1984, 1993; 2011; Shackleton et al., 1990;

Lowe i Walker, 1997, 2015; Masselink i Hughes, 1997; Raymo, 1997; Huybers i Wunsch, 2005; Liu et al., 2009; Lisiecki, 2010; Bender, 2013).

Així, per exemple, a partir de l'anàlisi d'isòtops de l'oxigen O^{18}/O^{16} en closques de foraminífers recuperats en testimonis de sediments marins profunds mostren unes oscil·lacions que presenten ciclicitats similars a les estimades per la teoria de Milankovitch. Aquest fet permetrà a afirmar que les variacions en la insolació degudes als moviments orbitals de la Terra exercien un control directe sobre el clima del planeta (Frigola, 2012; Hao et al., 2012). Ara bé, els factors astronòmics no són suficients per explicar tots els canvis climàtics registrats durant el Quaternari. De fet, aquesta teoria no explica les raons per les quals les transicions entre els períodes glacials i interglacials són ràpides, mentre que les transicions interglacial–glacial són més graduals. Tampoc no permet desentrellar el perquè les glaciacions no sempre coincideixen amb els màxims d'insolació, (Berger, 1977; 1988; 1990; Fairbanks, 1989; Broecker et al., 2010).

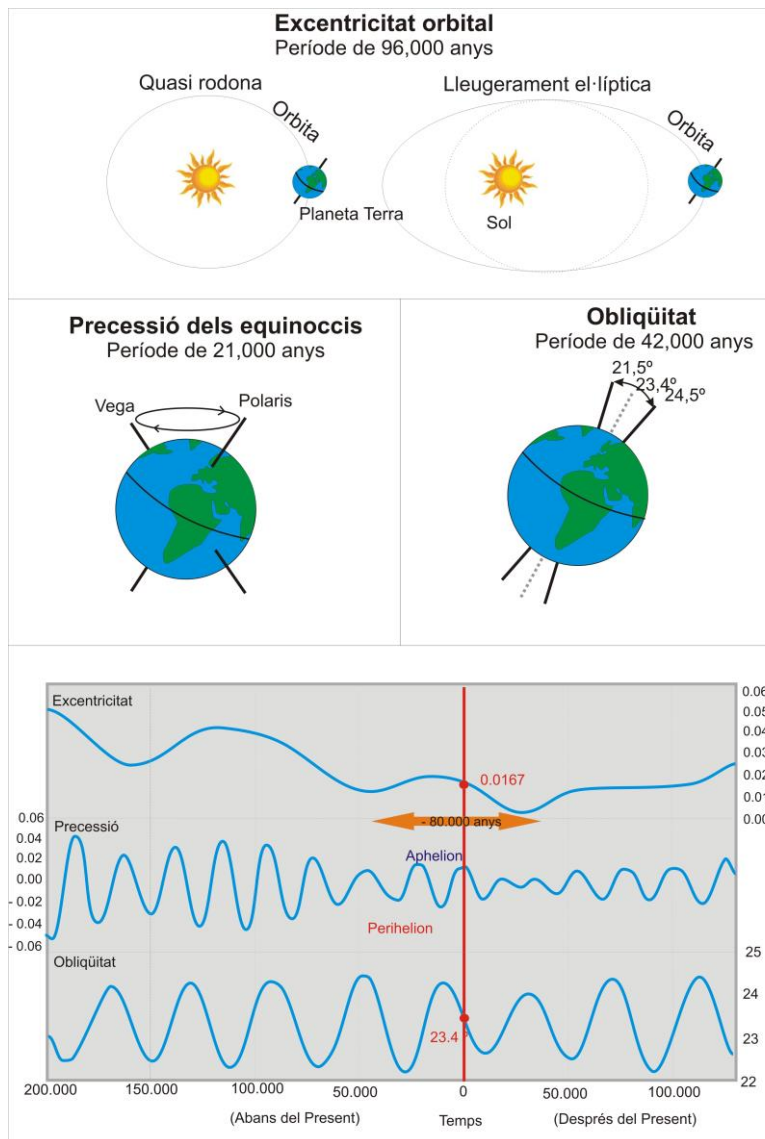


Figura 3.2. Cicles de Milankovitch (Modificat de Conec, 2012; Vera, 1994 i Imbrie et al., 1984).

Per tant, es fa necessari identificar altres mecanismes que intervinguin en la modulació dels canvis climàtics. De fet, existeixen altres factors, mecanismes interns del propi sistema climàtic que juguen un paper molt important en la relació oceà-atmosfera i que poden ampliar els efectes dels factors astronòmics, tot generant-se processos de retroalimentació (Saltzman et al., 1984; Gildor i Tziperman, 2000; Ortiz, 2000; Duplessy et al., 2005; Toggweiler, 2008). Un d'aquests mecanismes sembla estar associat a les oscil·lacions en la concentració del CO₂ o CH₄ atmosfèric (Ahn i Brook, 2008; Loulergue et al., 2008; Lüthi et al., 2008; Suwa i Bender, 2008; Zazo, 2006). Segons Helmens (2014), la concentració de CO₂ és més alta en èpoques interglacials i aquest fenomen pot ser causat pel fet que durant aquestes èpoques es donen les condicions ideals per a la proliferació de la fauna i la flora. Per contra, durant els períodes freds s'han observat nivells inferiors de CO₂ atmosfèric (Lowe i Walker, 1997; Ahn i Brook, 2008; Lüthi et al., 2008).

Un altre factor intern són les erupcions volcàniques. Aquestes poden emetre cendres i gasos rics en composts de sofre a l'atmosfera. El diòxid de sofre (SO₂) es pot combinar amb aigua per produir gotetes minúscules (aerosols) d'àcid sulfúric, que reflecteixen la llum solar de tornada a l'espai. Les grans erupcions, les de caràcter massiu, poden arribar a l'estratosfera mitjana (ca. 30 quilòmetres d'altitud) i els aerosols es poden estendre al voltant del planeta i provocar el refredament de la Terra durant 1 o 2 anys. Gradualment la precipitació trauria aquests aerosols de l'atmosfera. La magnitud d'aquest procés pot avaluar-se gràcies a esdeveniments recents. Així per exemples, l'erupció del Chichon el 1982 (Mèxic) o l'erupció del Pinatubo el 1991 (Filipines) (D'Argenio et al., 2004) forçaren que la temperatura global de la superfície disminuís mig grau arran de la reflexió de la radiació solar general, la qual s'estima disminuï en un 5% (DCIDOB, 1998).

Per altra banda, la circulació termohalina (Fig. 3.3) i la seva influència en la redistribució global d'energia és ben coneguda (Broecker i Denton, 1989). Per tant, canvis en la circulació termohalina, també haurien pogut exercir un paper fonamental en les transicions climàtiques del cicle de 100 ka (Stocker, 1996; Frigola, 2012). Per exemple Schneider i Schmittner (2006), relacionaren factors tectònics, com el tancament de l'istme de Panamà fa uns 3 Ma, amb la circulació termohalina i expliquen com fou afavorida la transferència de calor de les zones excedentàries (Corrent del Golf) cap a les zones deficitàries (Atlàntic nord).

Finalment cal esmentar que existeixen altres factors externs, com és el cas de les variacions solars. El Sol, és la font d'energia per al sistema climàtic de la Terra. Encara que la producció d'energia del Sol sembla constant des d'un punt de vista diari, els petits canvis durant un llarg període de temps, poden conduir a canvis climàtics (DCIDOB, 1998).

3.1.4 La variabilitat climàtica durant els temps Quaternaris: efectes

Són múltiples els efectes de la variabilitat climàtica durant els temps Quaternaris, però sens dubte, les manifestacions més espectaculars foren l'avanç i el retrocés periòdic dels casquets de gel i les glaceres de les regions de les latituds mitjanes i altes (Black, 1974; Lowe i Walker, 1997), també l'expansió o la disminució de les àrees afectades pels processos periglacials. Un altre efecte, fou el canvi de la posició latitudinal

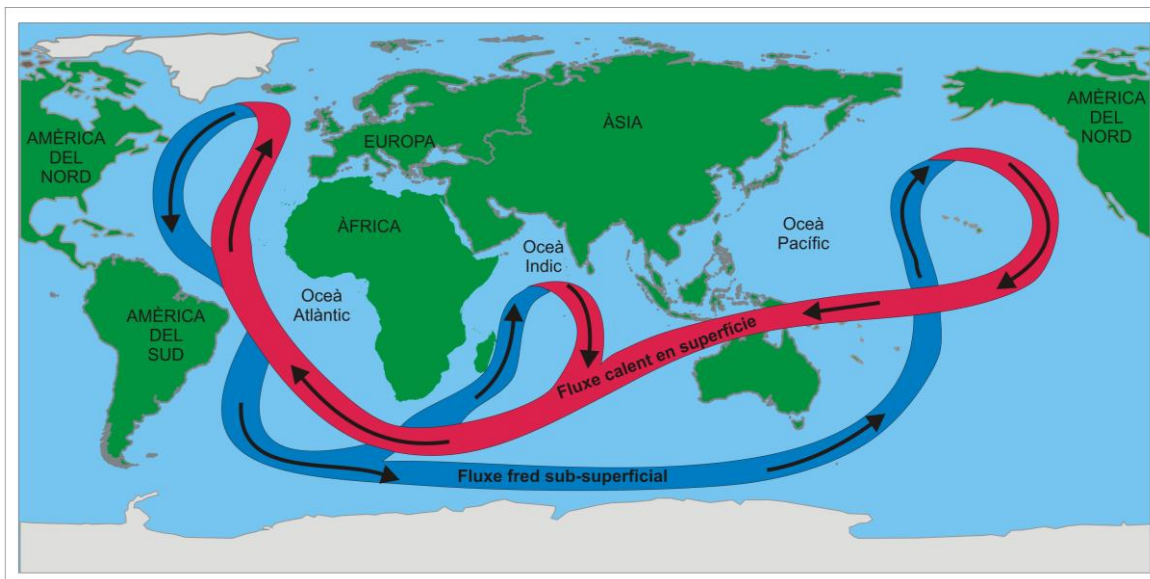


Figura 3.3. Circulació termohalina simplificada (Modificat de Rahmstorf, 2006).

dels marges dels deserts i les sabanes, segons l'abast i la magnitud dels períodes d'aridesa o els períodes humits. A més a més, els règims dels rius variaven bruscament, el nivell de la mar ascendia i descendia fins als 150 m respecte el nivell actual i la vegetació i la fauna es veia obligada a migrar i/o adaptar-se com a resposta a l'estrès i els canvis ambientals (Lowe i Walker, 1997). També es produïren, a escala global, canvis en els processos d'alteració de les roques i de formació de sòls, canvis en les temperatures i en les precipitacions (Lowe i Walker, 1997).

3.1.4.1 Efectes sobre el nivell marí

Un dels principals efectes de la variabilitat climàtica són les *variacions eustàtiques* (Coe, 2003). Existeixen múltiples treballs de capçalera sobre els controls que modifiquen els nivells eustàtics (Fairbridge, 1961; Guilcher, 1969; Mörner, 1983; Pirazzoli, 1987, 1996; Stanley, 1995; Zazo, 1999) la majoria de la regió mediterrània. Segons Masselink i Hughes (1997) són diverses les causes que provoquen canvis en el nivell marí, tot i que, hom pot distingir dos grans grups: causes globals, regionals i/o locals.

D'entre de les causes globals, una de les principals causes de les fluctuacions del nivell marí, són les relacionades amb la variació en el volum de les masses d'aigua oceàniques (Church et al., 2010). Aquest fet, és sincrònic arreu del món i s'anomena *eustàsia*.

Un dels principals mecanismes que produeix canvis en el nivell de la mar, són les variacions en el volum de les aigües oceàniques a causa del balanç entre les aigües de l'oceà i les immobilitzades en forma de gel en zones continentals. El canvi de nivell marí associat en aquest procés es coneix com glacioeustàsia (Mörner, 1983; Ginés, 2000). Durant els períodes freds (èpoques glacials), l'aigua dels oceans es transfereix progressivament als continents a través de les precipitacions en forma de neu, s'acumula tot formant casquets glacials i en conseqüència davalla el nivell marí. En canvi, durant els períodes càlids (època interglacial) ocorre el procés contrari, el gel es desglacia

i es transfereix als oceans en forma líquida, tot resultant en un augment del nivell marí (Nilsson, 1983).

Encara que la quantitat d'aigua dels oceans es mantingués constant, el nivell marí pot variar, a causa de les variacions en la temperatura de l'aigua i per la pressió baromètrica. En altres paraules, si l'aigua augmenta de temperatura ocupa un major volum; contràriament, si es produeix una disminució de la temperatura, el volum de l'aigua disminuirà. Aquest fenomen es coneix com *expansió tèrmica* (Masselink i Hughes, 1997). Ara bé, també s'ha de tenir en compte que el nivell marí no es troba a la mateixa cota en les diferents regions del globus. Circumstància que respon a raó de la forma no esfèrica del geoide (Reguant, 2005), és a dir, el geoide s'està deformant i ajustant als diferents canvis rotacionals i gravitacionals (Ginés, 2000).

La *isostàsia* és la condició d'equilibri que presenta la superfície terrestre a causa de la diferència de densitat entre la litosfera i l'astenosfera. Els canvis isostàtics representen les principals causes regionals de canvis en el nivell marí. Essencialment se'n diferencien dos tipus: la glacio-isostàsia i la hidro-isostàsia.

La glacio-isostàsia, és el reajustament isostàtic de la crosta terrestre a causa de la càrrega i descàrrega de les capes de gel (Mörner, 1983, 1987). Les capes de gel, a raó de la seva gran potència provoquen una depressió de la superfície, però quan es desglacen la superfície té tendència a recuperar la posició inicial. Aquest fenomen rep el nom de *Rebot isostàtic*. Aquests moviments són molt lents arran de la rigidesa dels materials de la crosta terrestre (Masselink i Hughes, 1997).

En canvi, la hidro-isostàsia es produeix durant el procés de desgel posterior a una glaciació, moment en el qual hi ha una gran quantitat d'aigua que es transfereix des dels casquets glacials cap als vasos oceànics. Aquest increment en el volum d'aigua líquida provoca una depressió isostàtica de la litosfera en les àrees oceàniques i un aixecament de les àrees continentals. Aquests moviments verticals de la litosfera causats per les variacions en la càrrega hidrostàtica s'anomenen moviments hidrostàtics (Pallàs, 1996). A més a més, la càrrega d'aigua que suporten les plataformes marines no és uniforme, pel fet que la zona més profunda experimenta una pressió superior que la part menys profunda de les zones costaneres cap a la costa, resultant en un enfonsament de la zona més profunda i un aixecament de la zona menys profunda (Chappell et al., 1982). La conseqüència, un descens del nivell de la mar (Lambeck, 1993).

D'entre les causes locals les principals són: els fenòmens tectònics i la subsidència. A escala local, l'activitat tectònica, pot provocar variacions en el gruix de la litosfera (aixecament tectònic) elevant part de l'escorça terrestre. Normalment, aquests moviments són continus i progressius al llarg del temps, però de vegades són moviments sobtats associats a l'activitat sísmica. L'extrem oposat és la subsidència. Aquest consisteix en un moviment de la litosfera quan és sotmesa a extensió, tot produint un enfonsament de la superfície terrestre i la compactació dels sediments (Masselink i Hughes, 1997) i la conseqüent disminució de la potència de capa. La subsidència també pot donar-se per l'extracció d'aigües subterrànies, petroli o gas, per la compactació del sediments associat al descens del nivell freàtic (Pallàs, 1996).

3.1.4.2 Efectes sobre el relleu i els paisatges

El modelat terrestre adquireix diferents aspectes segons la influència del medi biofísic en què evoluciona, els condicionants estructurals, el tipus de roca i especialment el clima en marquen els principals atributs. Així doncs, les variacions climàtiques del Quaternari, caracteritzades per l'alternança de períodes glacials i interglacials, han tingut efectes geomòrfics significatius (Gràcia et al., 2001), fins al punt que molts dels relleus actuals són heretats de paleoclimes i processos anteriors (Gutiérrez-Élorza, 2001).

Així, a quasi bé totes les àrees geogràfiques és possible trobar formes heretades que no es corresponen al modelat actual o dominant al seu context ambiental. Aquestes formes heretades són el testimoni d'èpoques anteriors en què van ser llavorades en altres condicions climàtiques diferents de les actuals i per altres agents i/o processos. Alguns exemples en són els llacs de represament morrènic, els circs i les àmplies valls glacials que es formaren en períodes glacials i que avui es troben en àrees on no hi ha glaceres. O bé, en referència als períodes interglacials, els dipòsits i les formacions superficials com ara platges i/o nivells marins transgressius, paleosòls i crostes ferruginoses (Büdel, 1950; 1977) o calcàries.

Pel que fa a les costes, com a resultat dels canvis climàtics i en especial de l'ascens-descens del nivell marí, hom pot trobar des de línies de costa fòssils (i.e. platges, cherniers, dipòsits de blocs, etc.) o diferents entalladures a les parets dels penya-segats (Hearty i Kindler, 1995; Vézina et al., 1999; Murray i Wallace, 2002; Coe, 2003; Trenhaile, 2001). Algunes d'aquestes geoformes s'han ubicat cronològicament mitjançant mètodes de datació absoluta, d'altres es poden enquadrar dins un període de temps determinat per datació relativa. El principal problema que presenten, és la possibilitat d'haver estat retreballades en diferents moments a causa de les múltiples fluctuacions marines (Gràcia et al., 2001). L'alçada que registren aquestes formes permet conèixer, de manera aproximada, la posició de les antigues línies de costa i establir el rang vertical d'oscil·lació del nivell de la mar (Lowe i Walker, 1997, 2015). En general, els dipòsits de les coves costaneres resulten de gran interès cronològic i paleoclimàtic (Ginès i Ginès, 1986; 1995; Ginès et al., 2001; Tuccimei et al., 2000). L'existència d'espeleotemes d'origen subaquàtic, relacionats amb antigues cotes d'estabilització de la superfície de les aigües freàtiques, les quals han estat al seu torn controlades per les fluctuacions eustàtiques de la Mediterrània (Ginès et al., 2001) permet obtenir la cronologia d'aquestes variacions eustàtiques.

En paral·lel, el registre sedimentari confirma i completa la informació aportada per la forma del relleu (Lowe i Walker, 1997; Reguant, 2005). Per exemple, l'alternança de períodes àrids i períodes humits pot explicar la presència de dipòsits lacustres a les depressions interdunars de medi actualment àrids (Mountney, 2006).

3.1.4.3 Efectes sobre la biota

Altres efectes són les repercussions sobre la biota. El fet que les condicions climàtiques d'una àrea no restin invariables al llarg del temps condiona i modifica les distribucions de les espècies, segons la capacitat adaptativa (Gràcia et al., 2001; Rose et al., 1999).

Per exemple a Europa central i septentrional, la fi de la darrera glaciació ve marcada per un canvi en el tipus de vegetació (Bout-Roumzeilles et al., 2007), produint-se una ràpida expansió de *Betula* (polls) (Bardají i Zazo, 2009; Furundarena i Jiménez, 1998; Helmens, 2014), i també de les espècies de *Pinus*, *Larix Poaceae* i *Artemisia*. Per contra, disminueix la presència de taxons termòfils com *Quercus*, *Hedera*, *Corylus*, *Taxus*, *Carpinus* i *Picea*. Totes elles espècies que foren molt abundants durant el MIS 5 (episodi càlid) (Furundarena i Jiménez, 1998; Helmens, 2014).

3.2 Clima i nivell marí durant els temps Quaternaris

3.2.1 El testimoni dels sediments marins profunds

La proporció dels isòtops d'oxigen O^{18}/O^{16} , present als esquelets dels foraminífers marins és un dels millors indicadors paleoclimàtics (Masselink i Hughes, 1997; Lowe i Walker, 2015). Les variacions dels isòtops d'oxigen presents a la microfauna fòssil dels sediments marins profunds, mostren els diferents canvis en la composició isotòpica de l'aigua als oceans, i per tant, es pot deduir com evolucionà la temperatura a la superfície dels oceans (Waelbroeck et al., 2002; Martrat et al., 2004; 2007; Alarcón et al., 2011). El Plistocè, és característic per la successió d'episodis glacials –clima àrid i fred– i episodis interglacials –clima càlid i humit– (Shackleton i Opdyke, 1976; Imbrie, 1982). Generalment els estadis glacials duren uns 100.000 anys (Martrat et al., 2007), mentre que els interglacials tenen una durada significativament més curta, aproximadament uns 10.000 anys. El darrer període glacial començà al voltant dels 70.000 anys BP i acabà als 11.500 anys BP. De forma general, durant un estadi interglacial, el gel es fon i el nivell de la mar puja, mentre que durant un estadi glacial, les capes de gel augmenten i el nivell de la mar disminueix. Intercalats dins dels períodes glacials i interglacials, existeixen intervals freds i càlids de curta durada (p.e 1.000 anys), coneguts com a “stadials” i “interstadials” respectivament que també tenen com a efecte fluctuacions eustàtiques del nivell marí. Addicionalment, físicament sobre les costes, l'evidència dels diferents nivells de la mar durant un període interglacial resulta en la formació o desenvolupament de plataformes marines, esculls de corall (Harmon et al., 1983; Masselink i Hughes, 1997; Chappell, 2002; Siddall et al., 2006; Muhs et al., 2011; Camoin i Webster, 2015; Muhs et al., 2014) o apilament de successions sedimentàries. Per norma general, les evidències de la posició del nivell marí, associades amb les glaciacions, han estat esborrades per les pujades del nivell marí posteriors.

3.2.2 El nivell de la mar al Plistocè: evidències a partir dels testimonis dels sediments profunds dels oceans.

L'evidència dels canvis en la temperatura de l'aigua de la mar i el nivell marí eustàtic durant el Plistocè es pot derivar dels testimonis dels sediments marins profunds dels oceans, mitjançant la anàlisi de la relació isotòpica de l'oxigen $\delta^{18}O$ (Martrat et al., 2007). L'anàlisi de la relació de l'isòtop d'oxigen, fa ús de la proporció relativa dels dos isòtops d'oxigen ^{18}O i ^{16}O , presents a l'esquelet calcari de microfòssils (i.e. foraminífers) (Shackleton, 1987; Abreu i Anderson, 1998). La relació $^{18}O / ^{16}O$ en aquests

microorganismes es controla pel fraccionament dependent de la temperatura dels isòtops de l'aigua de la mar en l'esquelet del microorganisme. Aquesta relació és dependent de la quantitat d'aigua emmagatzemada en les capes de gel. L'isòtop d'oxigen ^{16}O és més lleuger que l' ^{18}O i durant l'evaporació s'elimina preferentment l'isòtop més lleuger l' ^{16}O . Les capes de gel en creixement impliquen una transferència neta d'aigua des de l'oceà fins a les capes de gel, del que en resulta amb un enriquiment de l'aigua de la mar amb l'isòtop ^{18}O que és el més pesat. Per altra banda, el desglaç de les capes de gel, provoca un enriquiment de l'aigua de la mar amb l'isòtop ^{16}O . Aquesta relació pot ser utilitzat com un indicador del volum d'aigua emmagatzemada en forma de gel i per tant, del nivell marí.

La figura 3.1 mostra els registres l'isòtop d'oxigen ^{18}O per als darrers 2,6 ka, deduïts a partir dels foraminífers bentònics presents en els sediments de les aigües profundes de l'oceà. Els valors més elevats en ^{18}O representen períodes freds, amb una expansió de les capes de gel (nivell marí baix) (Imbrie et al., 2011), i els valors més baixos ens indiquen moment d'escalfament amb la fusió de les capes de gel (nivell marí alt). En la literatura, els pics de variació en el registre isotòpic han estat enumerats consecutivament, donant nombres parells als episodis glacials (freds) i nombres senars als períodes interglacials (càlids) (Shackleton et al., 1990). A l'escala dels estadis isotòpics marins dels darrers 2,6 Ma, es poden observar fins a 50 episodis glacials i 53 episodis interglacials (Imbrie et al., 1984) amb la identificació de 103 estadis isotòpics (Silva et al., 2009).

Els principals canvis registrats a la corba isotòpica des del Plistocè Inferior al Superior inclòs, són: el canvi abrupte que succeí durant la transició de l'estadi isotòpic MIS 20 al MIS 19, traduït amb una disminució de valors d' δO^{18} a la corba isotòpica dels sediments dels fons dels oceans $-4,66\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ a $2,67\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$. Un pic amb alts valors d' δO^{18} corresponents a l'estadi isotòpic MIS 16 (Període) $-4,88\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$. Un marcat canvi d'alts valors d' δO^{18} $-4,87\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ al voltant dels 434 ka, coincidint amb l'estadi isotòpic del MIS 12 (similar a l'estadi isotòpic MIS 16) cap a valors més baixos d' δO^{18} $-2,37\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ - als 400 ka (estadi isotòpic MIS 11, període interglacial). Un pic marcat amb valors δO^{18} baixos $-2,54\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ - corresponents a l'estadi isotòpic MIS 9. Un canvi abrupte de valors d' δO^{18} elevats (MIS 6) cap a valors més baixos als voltant dels 127 ka $-4,71\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ a $2,44\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ - (estadi isotòpic MIS 5, màxim període interglacial registrat a la corba isotòpica). Canvi generalitzat i gradual de valors d' δO^{18} baixos cap a valors d' δO^{18} més alts a partir del subestadi isotòpic MIS 5d a l'estadi isotòpic MIS 3. Un període amb valors d' δO^{18} elevats $-4,63\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ - corresponents a l'estadi isotòpic del MIS 2, i finalment un pic amb valors d' δO^{18} baixos $-2,25\text{‰ } \delta\text{O}^{18}$ - corresponents a l'estadi isotòpic MIS 1 (Lang i Wolff, 2011). Per tant, l'estadi isotòpic MIS 11 i el MIS 5 són els interglacials més càlids registrats a la corba isotòpica dels fons marins. Es a partir del darrer màxim interglacial a on començà un marcat període de refredament constantment interromput per la successió de nombroses oscil·lacions climàtiques de curta durada (± 1500 a) al llarg d'uns 42 ka, anomenats *Dansgaard-Oeschger events* (episodis càlids) i *Heinrich events* (episodis freds).

¹ Dades extretes dels sediments dels fons oceanics bentònics de la mostra ODP 980, Lang i Wolff 2011.

Actualment, sembla que estem en el començament d'un altre cicle d'escalfament. Com a regla general, una diferència de 0,1 isòtops d' ^{18}O és equivalent a 10 m de canvi en el nivell de la mar. Per tant, de la figura 3.4, s'observa que el nivell marí ha fluctuat de períodes glacials a interglacials amb una oscil·lació de més de 100 metres, a més a més, indica que el nivell marí de l'estadi interglacial MIS 11 i del darrer estadi interglacial eren molt similars a l'actual nivell marí (Masselink i Hughes, 1997; Zazo, 2006; Bardají et al., 2009; Zazo et al., 2013; Lowe i Walker, 2015).

3.2.3 Estratigrafia del nivell marí.

Les oscil·lacions del nivell marí durant el Quaternari, producte de les fluctuacions climàtiques, no tant sols han estat estudiats a partir de les variacions isotòpiques dels sediments oceànics, sinó també a partir de l'anàlisi de diferents indicadors, com ara platges fòssils (Fairbridge, 1961; Butzer i Cuerda, 1962; Guilcher, 1969; Cuerda i Sacarés, 1971; Mörner, 1983; Pirazzoli, 1987; Cuerda, 1989; Zazo et al., 2003; Andreucci et al., 2009a, b, 2014; Vicens et al., 2012; 2014 i 2015; Woodroffe i Murray-Wallace, 2012; Rodríguez-Vidal et al., 2013; Pascucci et al., 2014), anàlisis pol·líniques (Helmens, 2014), testimonis del gel polar (*Vostok ice cores*) (Masselink i Hughes, 1997; Suwa i Bender, 2008), successions sedimentàries costaneres (Clemmensen et al., 1997; Rose et al., 1999; Fornós et al., 2002; Nielsen et al., 2004), anàlisis de les característiques taxonòmiques (fòssils) i geomorfològiques de terrasses marines (Cuerda, 1975; Pomar i Cuerda, 1979; Goy et al., 1997; Gràcia et al., 2001; Zazo et al., 2003; Vicens et al., 2012), datacions d'esculls de coralls (Szabo et al., 1994; Hearty et al., 2007; Camoin i Webster, 2015) o evidències de perforadors o mol·luscs de la zona intermareal (i.e gastròpodes o bivalves marins) (Hearty et al., 1986; Hillari-Marcel et al., 1996; Goy et al., 1997; Zazo et al., 2003) i, datacions U/Th realitzades als espeleotemes freàtics situats a diferents alçades (Bard et al., 2002; Ginés, 2000; Tuccimei et al., 2012). D'aquests estudis en resulta una relació cronològica amb la durada i l'alçada del nivell marí de les diferents fluctuacions marines exposada a la taula 3.1.

Els registres d'isòtops d'oxigen a l'estadi isotòpic del MIS 20 mostren un sol pic dominant d' ^{18}O , en canvi al MIS 19 mostren un acusat pic regressiu, el qual marca un nivell marí igual o per sota del nivell marí actual; igual que l'estadi isotòpic MIS 17.

L'estadi glacial del MIS 16 presenta un pic transgressiu d' ^{18}O , un dels més acusats juntament amb els observats a l'estadi isotòpic MIS 12, MIS 6 i MIS 2. Aquests pics d' ^{18}O es tradueixen en una pèrdua de O^{16} als oceans durant els quals el nivell de la mar va davallar considerablement.

Durant l'estadi isotòpic marí del MIS 15 es descriuen tres pics transgressius, un al MIS 15 a on el nivell de la mar probablement estigués a la mateixa altura que el nivell marí actual.

A la corba dels registres d'isòtops d'oxigen s'observa un pic regressiu durant l'estadi isotòpic del MIS 11. Segons Zazo et al., 2013 durant aquest estadi isotòpic el nivell de la mar va romandre igual o per sobre del nivell marí actual; seguit d'un descens del nivell marí, representat per un pic transgressiu a la corba isotòpica al llarg del MIS 10.

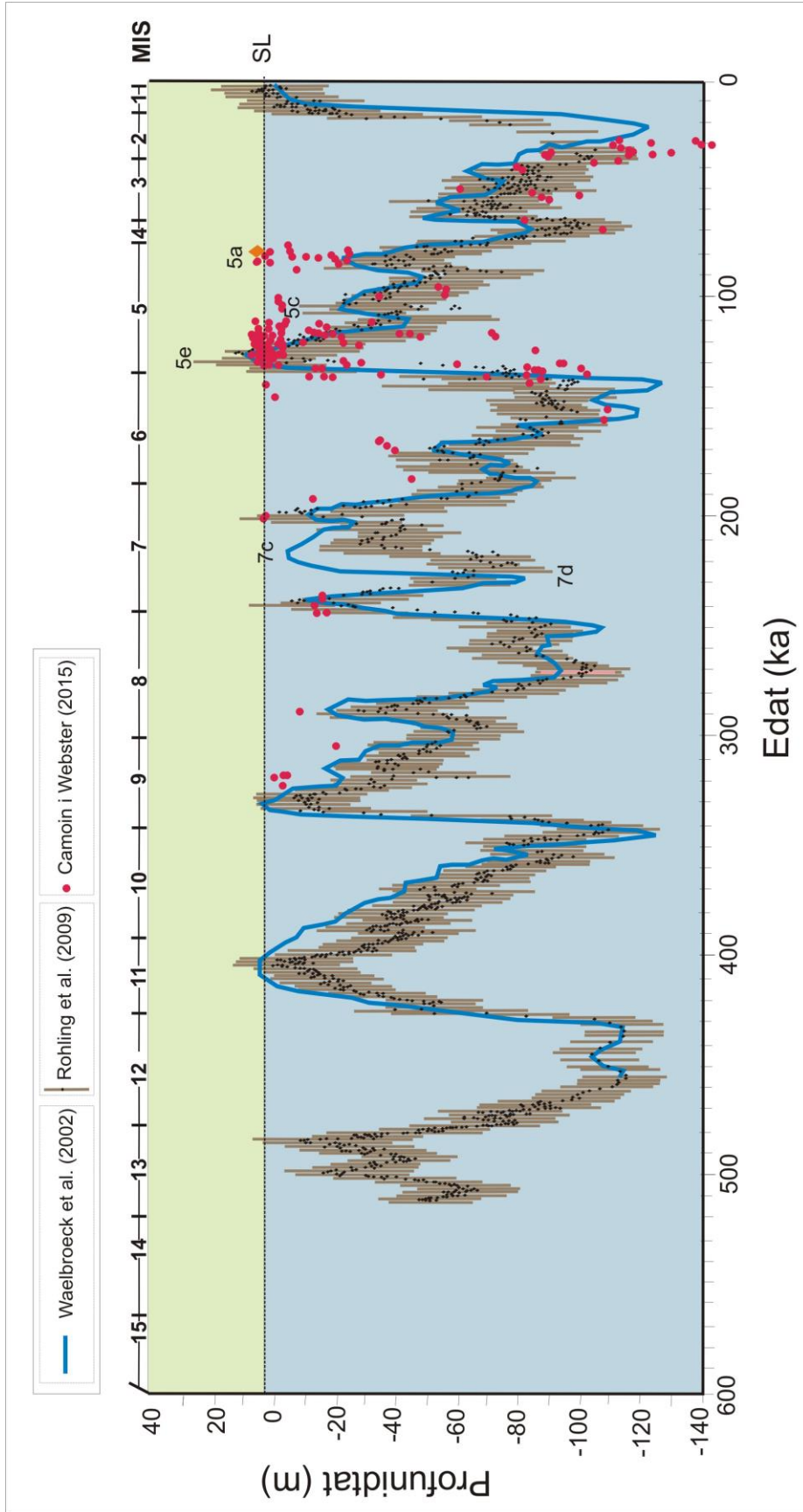


Figura 3.4. Reconstrucció del nivell marí en el Quaternari dels darrers 600 ka en registres continus, a partir dels sediments del Mar Roig (Rohling et al., 2009; 2012) i de la relacions isotòpiques d'oxigen dels foraminífers bentònics de l'Atlàntic Nord i l'Oceà Pacífic Equatorial (Waelbroeck et al., 2002) (Corba eustàtica modificada de Camoin i Webster, 2015).

L'estadi isotòpic del MIS 9 mostra dos pics transgressius i dos regressius, dels quals el MIS 9e és el més important, indicant un nivell marí més alt que l'actual.

L'estadi isotòpic MIS 7 correspon a un període interglacial, compost per dos pics regressius (*lowstands* 7b i 7d) intercalats amb tres pics transgressius (*highstands* 7a, 7b i 7c). Per altra banda, a partir dels espeleotemes freàtics analitzats a Mallorca, al llarg de l'estadi glacial MIS 8, el nivell marí davallà fins als -23 m nmm.

Durant l'estadi isotòpic marí del MIS 5 es descriuen tres moments transgressius (Polyak et al., 2014) un al MIS 5e situat al voltant dels 4 m sobre el nivell marí actual, un al 5c situat als -12 m nmm i el subestadi MIS 5a situat entre la cota 0 i els 2 metres d'altura; i dos moments regressius, el MIS 5b situat al voltant dels 60 metres per sota del nivell marí actual (Polyak et al., 2014) i el MIS 5d situat als -17 m nmm (Ginès et al., 2012).

Segons Siddall et al., (2003); durant l'estadi isotòpic del MIS 4 el nivell de la mar va estar per sota dels 80 m nmm, per sota dels 50 m nmm al llarg del MIS 3 i, d'acord amb Rodríguez-Vidal et al., (2013) i Pascucci et al., (2014), el nivell estigué per sota dels 120 m nmm a l'estadi isotòpic MIS 2.

3.2.4 El nivell de la mar durant l'Holocè.

Fa aproximadament 11,700 anys, un període fred va interrompre l'escalfament gradual que es venia registrant des del final de la darrera era glacial (Walker et al., 2009a; Lowe i Walker, 2015). Les baixes temperatures acompanyaren de principi a fi l'interval de 1.300 anys, conegut com a *Younger Dryas*, abans de què el clima comencés a escalfar-se de nou (Lowe i Walker, 1997; Masselink i Hughes, 1997). Generalment aquest moment ha estat considerat com a part del Plistocè, perquè l'Holocè començà als 11.500 anys BP (Roberts, 1998). El desglaç de les capes de gel durant l'Holocè i l'augment del nivell de la mar associat, es coneix com a la transgressió de l'Holocè. En termes generals, observant la corba isotòpica (Fig. 3.5) aquesta indica un augment relativament ràpid del nivell marí, d'aproximadament $0,5 \text{ cm any}^{-1}$, al final del Plistocè (Camoin i Webster, 2015), accelerant-se fins als 2 cm any^{-1} a l'inici de l'Holocè, fins a arribar al nivell actual (fa uns 5000 anys BP) (Masselink i Hughes, 1997; Lowe i Walker, 1997; 2015).

La composició química dels gasos que han quedat atrapats en bombolles en els testimonis de gel de les capes glaçades més profundes acumulades a les altes latituds, són un bon registre per esbrinar els canvis del clima en el passat (Masselink i Hughes, 1997; Loulergue et al., 2008; Alarcón et al., 2011; Hao et al., 2012; Barker et al., 2015) perquè representen una de les sèries temporals més llargues de les quals en tenim constància i, en aquests materials glaçats, es pot estudiar la variació de les concentracions atmosfèriques de CO_2 , CH_4 , entre d'altres (Ahn et al., 2009; Lüthi et al., 2008; Suwa i Bender, 2008) i, per tant, permeten una reconstrucció detallada del clima en el passat. Aquestes es poden comparar amb les corbes del nivell marí obtingudes a partir dels sediments oceànics i amb altra informació estratigràfica (Masselink i Hughes, 1997).

Estadi isotòpic	Nivell marí
MIS 5/4	- 16 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2012) - 70 m, Sardenya (Pascucci et al, 2014)
MIS 5a	+ 1,3 - 1,9 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2012) 0 to +2 m, nivells marins de Mallorca (Cuerda, 1989) + 3,5 a + 4 m nivells marins del sud-est d'Espanya (Rodríguez-Vidal et al, 2013; Zazo et al, 2003)
MIS 5b	- 17 a - 20,5 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2012) - 60 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Polyak et al., 2014)
MIS 5c	- 10,5 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2012) - 12 m, nivells marins de Mallorca (Cuerda, 1989) + 1,5 a 2,5 m, nivells marins de Sardenya (Pascucci et al, 2014; Andreucci et al, 2010 a, b i 2014) + 4 m, terrasses marines d' Almeria i nivells marins de Mallorca (Zazo et al., 2003)
MIS 5d	-13,5 a - 17 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2012) - 25 m, Sardenya (Pascucci et al, 2014; Andreucci et al, 2010a, b, 2014)
MIS 5e	+ 1,5 a 3 m, espeleotemes freàtics Mallorca (Ginès et al, 2012) + 4 m, nivells marins de Mallorca (Cuerda, 1989) + 6 m, Esculls de coral del Mar Roig (Camoin i Webster, 2015) +2,5 a 5 m, nivells marins de Sardenya (Pascucci et al, 2014; Andreucci et al, 2010 a, b i 2014) + 1 a 10 m, nivells marins del sud-est d'Espanya (Rodríguez-Vidal et al, 2013) + 8 m, terrasses marines del sud-est d'Espanya(Zazo et al., 2003) + 6,5 a 10 m, nivells marins de Mallorca (Zazo et al., 2003)
MIS 5/6	-14 a -16,5 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2001; 2012)
MIS 7a	- 8 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2001) - 5 a -15 m espeleotemes i esculls de coral del Mar Roig (Siddall et al, 2006) + 1,5 m nivells marins de Sardenya (Pascucci et al., 2014; Andreucci et al, 2010 a,b i 2014)
MIS 7c	- 8 m, espeleotemes freàtics de Mallorca (Ginès et al, 2001)
MIS 7e	- 5 a -15 m, espeleotemes i esculls de corals (Siddall et al, 2006)
MIS 9	+ 4 m, evidències d'erosió de Bermuda i Bahamas (Hearty i Kindler, 1995) - 3 m, evidències d'erosió Grand Cayman (Vèzina et al, 1999) - 1 m, evidències sedimentològiques d' Austràlia (Murray-Wallace, 2002)
MIS 11	+ 10 a + 20 m, terrasses marines (Hearty, 2002 in: Zazo et al, 2013) - 3 m, evidències d'erosió de Grand Cayman (Vèzina et al, 1999) + 4 m, evidències d'erosió, Bermuda i Bahamas (Hearty i Kindler, 1995)
MIS 13, 15, 17, 19	0 m, 0 m, -20 m, -15 m, registre de l'oxigen isotòpic (Shackleton, 1987) + 16 m a 34 m, nivells marins de Mallorca (Cuerda, 1989)
MIS 20 Plistocè Inferior	+ 12 m, nivells marins de Mallorca (Cuerda and Sacarès, 1970) + 70 m a 50 m, nivells marins de Mallorca (Butzer and Cuerda, 1962b present a: Vicens et al, 2012)

Taula 3.1. Taula amb algunes de les cronologies i alçades del nivell marí dels antics períodes interglacials.

L'estudi dels testimonis de gel de Vostok dona un dels registres més amplis que inclou dades dels darrers quatre cicles glacials-interglacials (darrers 420.000 anys) (Suwa i Bender, 2008) (Fig. 3.6), de 100 ka de duració aproximada. A la figura 3.6, s'observa com l'amplitud dels canvis de la temperatura és de 12°C i el moment més fred del període glacial es produeix just abans de l'inici d'un període interglacial. També s'observa com la temperatura es correlaciona molt bé amb la corba de concentració de CO₂ i amb la del CH₄. A una temperatura més elevada la concentració de CO₂ augmenta (270 - 280 ppm), mentre que unes temperatures baixes donen concentracions de CO₂ més baixes (190 - 200 ppm). L'estreta relació entre la corba de temperatura i el CO₂ sosté fermament un vincle entre aquests gasos (CO₂, CH₄ i O_{atm}) i el canvi climàtic passat. A més a més, s'observa que les variacions en la temperatura i el CO₂ en els darrers períodes glacials i interglacials que es mostren a la figura 3.6 va paral·lel amb el registre del nivell marí. També cal remarcar que a majors concentracions de CO₂, CH₄, per tant, amb l'augment de la temperatura, el volum de gel sobre el continent disminueix considerablement i viceversa.

3.3 Els dipòsits eòlics i el seu significat: les eolianites

Les eolianites són roques sedimentàries que estan constituïdes majoritàriament per sediments bioclàstics d'origen marí, que han estat arrossegats per l'acció dinàmica del vent terra endins des de les acumulacions litorals a les platges on han arribat per l'acció de l'onatge i dels corrents marins. A les Illes Balears és un tipus de roca, popularment coneguda com a "marès", que ha estat emprada des de temps immemorials pels habitants de tot l'arxipèlag per a la construcció (Galvañ i Ferrer, 2000).

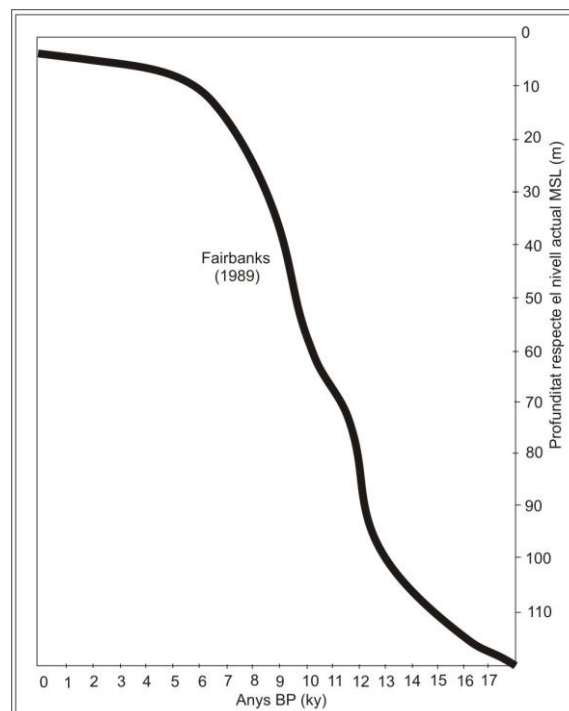


Figura 3.5. Corba eustàtica durant l'Holocè modificat de Masselink i Hughes, 1997.

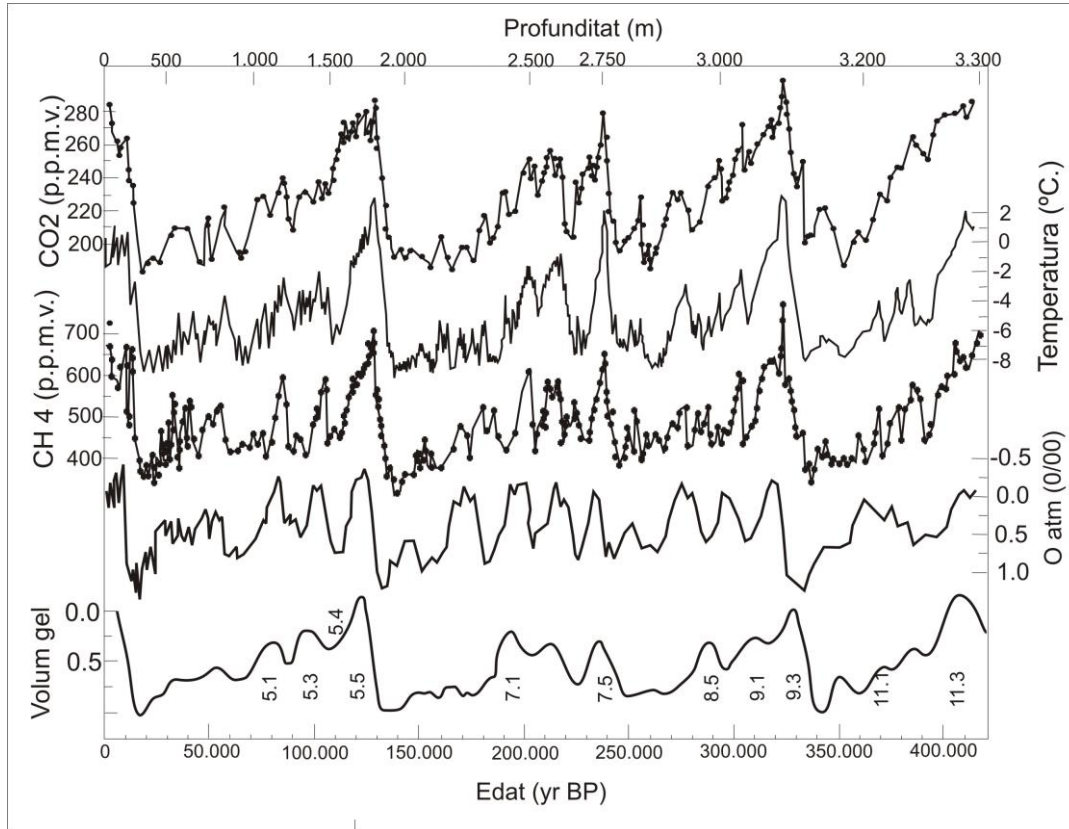


Figura 3.6. Modificat de Petit et al., 1999. Sèries extretes dels testimonis del gel del sondeig Vostok, en relació al temps. CO₂, Temperatura; CH₄, Oxigen atmosfèric i volum del gel.

La ràpida litificació de les eolianites a causa de la seva exposició subaèria, juntament amb l'alternança de dipòsits marins, paleosòls i dipòsits de col·luvions fa que aquestes constitueixin un registre estratigràfic de primer ordre per a la caracterització de les variacions climàtiques d'ençà del Plistocè Superior (Nielsen et al., 2004; Andreucci et al., 2009a; Fornós et al., 2009). Múltiples estudis d'arreu del món (Lancaster, 1990; Goudie i Wells, 1995; Fornós et al., 2009; Andreucci et al., 2009b; Pascucci et al., 2014) posen de manifest que les eolianites són dipòsits típics d'èpoques glaciàries. És a dir, durant períodes freds i àrids que duen associat a un nivell marí baix es produeixen esdeveniments d'intensa activitat eòlica en paral·lel a una disminució de la coberta vegetal (Bout-Roumzeilles et al., 2007).

3.3.1 Definició i aspectes terminològics.

El terme eolianita ha tingut al llarg del temps una certa falta de consens i confusió. Aquest terme ha anat canviant des de la primera definició que realitzà Sayles (1931), a la qual bateja qualsevol roca sedimentària consolidada que hagués estat dipositada pel vent. Ara bé, la base del seu estudi fou una calcària cementada per calcita, a la qual batejà amb el nom d'eolianita calcària. Altres autors com Davis (1983), la definiren com: acumulacions litificades de partícules carbonatades de mida d'arena formant dunes, dipositades a la zona de la platja subaèria (*backshore*); en canvi Abegg et al. (2001) parla

d'eolianita carbonatada per a aquelles roques amb una composició superior al 50% de components carbonatats per evitar confusions amb les altres roques d'origen eòlic (Fornós, 2011). Per altra banda, la definició d'Oriol Riba del Diccionari de Geologia del 1997, defineix el terme eolianita com:

Gres, generalment calcari, de gra i/o ciment, format per a la consolidació d'un sediment acumulat pel vent, esp. les dunes. Si la sorra era de platja com s'esdevé el marès mallorquí, el gra és calcari amb restes de foraminífers, d'algues i de conquilles, etc.

Actualment, s'entén eolianita com una roca calcarenítica costanera, que registra el retreballament eòlic de grans quantitats de sediment carbonatat d'origen marí, la majoria d'aquests estan formats per bioclasts i excepcionalment per elements inorgànics (Brooke, 2001). A més a més, aquesta roca ha de tenir una cimentació carbonatada, i ha d'haver estat sedimentada en un ambient costaner durant el Quaternari (Fairbridge i Johnson, 1978). No obstant això, el terme més simple seria el de la correspondència amb una calcarenita dunar (Fairbridge i Johnson, 1978) d'edat quaternària (Gardner, 1983; Fornós, 2011).

A les Illes Balears les eolianites reben el nom de marès. Aquesta designació es pensa que està relacionada amb el lloc de procedència de la roca. Atès que moltes de les pedreres d'on tradicionalment s'ha explotat aquest rocam són litorals o estat a prop de la mar. De més a més, la seva composició és majoritàriament bioclàstica i les restes d'organismes marins moltes vegades es distingeixen a simple vista (Galvañ i Ferrer, 2000).

Tot i això, les eolianites reben un gran nombre de noms a escala regional. El terme anglès present en la majoria de la literatura científica és *aeolianite* (eolianite amb anglès americà). Al Líban s'anomena *kurkar*, a Israel *ramleh*; *grès dunaire* al sud de França, al Magreb i Madagascar. Al Golf Pèrsic, l'Índia o Arabia, rep el nom de *milliolite*. A les Bahames i Antilles el terme és *cay rock*, a Sudàfrica i Austràlia és *Dunes rock*, als Estats Units i Austràlia s'anomena *Eolian calcarenite* (Brooke, 2001; Fornós, 2011). A les Illes Balears rep el nom de *marès* o *pedra morta* (Riba, 1997) i *pedra tosca* a la costa alacantina.

3.3.2 Localització i ambient de depòsit.

Les eolianitas es localitzen entre els 55° N i els 45° S, especialment a les latituds mitjanes entre els 20° i els 40° d'ambdós hemisferis (Nielsen et al., 2004; Munyikwa, 2005; Fornós et al., 2009); es localitzen sobretot en medis litorals, insulars i a les plataformes d'arreu del món on hi ha vents constants i un clima temperat (Fornós et al., 2011). És remarcable la seva presència tant a les zones tropicals altes com a les subtropicals, a les regions costaneres àrides i a les semiàrides, essent mínima la seva presència a la zona equatorial (Fig. 3.7.) (Butzer, 1962; Brooke, 2001; Fornós, 2011).

Els principals afloraments es localitzen al Mediterrani (Hearty, 1987; El-Asmar, 1994; Clemmensen et al., 2001; Nielsen et al., 2004; Andreucci et al., 2009a, b; 2010; Fornós et al., 2009; Pappalardo et al., 2013), al Sud d'Àfrica, al sud d' Austràlia i al Carib (Brooke, 2001) (Fig. 3.7), aquestes zones estan associades a plataformes de gran producció de carbonats, tant en climes tropicals (Tucker i Wright, 1990) com en climes temperats (James, 1997). Segons Livingstone i Warren (1996), una bona part de les dunes es formen normalment a les zones tropicals, especialment a les zones on hi ha *upwellings*, degut a la seva alta productivitat d'organismes marins, i pel retreballament que sofreixen les closques dels organismes morts a causa de l'onatge energètic de la zona.

A l'àrea mediterrània mostren una àmplia distribució (Briand i Maldonado, 1997) emperò estan particularment concentrades a la costa sud (El-Asmar i Wood, 2000; Sivan i Porat, 2004; Plaziat et al., 2006; El-Mejdoub et al., 2011) i la seva presència disminueix amb la latitud. Aquests dipòsits també hi són presents a la costa de la Península Ibèrica (Brückner, 1986; Fumanal, 1995), a la Península de Gibraltar (Rodríguez-Vidal et al., 2004, 2012; Rodríguez-López et al., 2012), a les Illes Balears (Hillari-Marcel et al., 1996; Clemmensen et al., 1997; Fornós et al., 2002, 2009) a Sardenya (ESU, 1978; Ulzega i Hearty, 1986; Melis, 1996; Andreucci et al., 2009a, b; Pascucci et al., 2014) i a Còrsega (Guilcher, 1985; Conchon, 1999). A més a més, a Itàlia, els sediments eòlics litorals s'han descrit des de l'illa d'Elba (Cremaschi i Trombino, 1998; D'Orefice et al., 2007) a la costa de la Toscana (Mazzanti, 1983; Mauz, 1999; Sarti et al., 2005) i a Apulia (Mastronuzzi i Sansò, 2002 in: Pappalardo et al., 2013).

Per aquesta raó, les eolianites estan compostes majoritàriament per bioclasts. Entre aquests destaca la presència de les algues coral·linàcies, els fragments de mol·luscs i els foraminífers. Per altra banda, els components no esquelètics estan formats majoritàriament per ooides i peloides i altres elements detrítics en funció de l'àrea font. Puntualment també s'hi troben fragments o elements sencers d'organismes terrestres com gasteròpodes o ossos de vertebrats (McKee i Ward, 1983; Gardner, 1983; Fornós, 2011). Des del punt de vista textural, es tracta de gresos de gra fi a gruixat amb una gran variabilitat i una classificació en general bona encara que variable, els grans tenen un índex d'arrodoniment de moderat a bo. La classificació textural de les eolianites és de tipus *grainstone* (Gadner, 1983; McKee i Ward, 1983).

3.3.2.1 Arquitectura i sedimentologia.

Les eolianites presenten una gran varietat de formes, que venen controlades normalment pel tipus de costa –baixa o alta– on es desenvoluparen les dunes. Normalment aquestes es generen a partir del límit superior de la platja (*backshore*) presentant diferents dimensions i elements arquitecturals que fàcilment superen la desena de metres i amb extensions de l'ordre quilomètric si la topografia i la intensitat del vent ho permeten. Així, a les costes baixes i relacionades amb sistemes de platja barrera–cordons de dunes; són comuns els cossos arenosos lobulats que evolucionen per coalescència a partir de les característiques formes transversals (*foredunes*). Les eolianites són les més freqüents en aquest tipus de costa, observant-se en elles un fort pendent de la morfologia en direcció a terra. Aquests cossos sedimentaris evolucionen terra endins cap a dunes parabòliques; que són les que predominen en el registre fòssil

(McKee i Ward, 1983), essent especialment abundants a les costes formades per penya-segats baixos i esglaonats i, amb el desenvolupament d'una vegetació més o menys incipient (Butzer, 1962).

L'estructura típica eòlica que presenten la majoria de les dunes és l'encreuada, però també existeixen altres estructures com la laminar, la subhoritzontal, l'encreuada de baix angle i la massiva (Allen, 1982).

Les dunes es formen a favor de la direcció del vent de major intensitat, traslladant les partícules de sobrevent a sotavent. Aquestes estructures poden arribar a presentar angles màxims de cabussament de 32° a la cara de sotavent, i presentar angles inferiors als 10 - 15° a la cara de sobrevent. Per tant, la cara de sobrevent de les dunes tenen un pendent de baix angle, mentre que la cara de sotavent el pendent és d'alt angle (Servera, 1997; Walker et al., 2009b) (Fig. 3.8). Les parts basals de les làmines (*foresets*) tenen una relació tangencial amb la superfície basal per culpa de la gran quantitat de deposició per suspensió i càrrega, que com a resultat els hi dona una forma convexa (Fornós, 2011) (Fig. 3.9).

Normalment la laminació sol ser de l'ordre mil·limètric (de 2 mm a alguns cm), amb petites variacions de la mida de gra (Allen, 1982), aquestes variacions poden ser producte de les diferències estacionals o per les fluctuacions del vent (règim), que està relacionat amb una diferència en el grau de cimentació (Calvet, 1979). Aquestes làmines poden presentar marques de gotes de pluja, deformacions a causa d'esllavissades a les làmines de major pendent, petjades d'animals terrestres o per la vegetació donant a lloc en alguns casos a formes acampanades i *ripples*. Aquests darrers, es caracteritzen per tenir una orientació paral·lela a la direcció de capbussament de les làmines de sobrevent (Fornós, 2011).

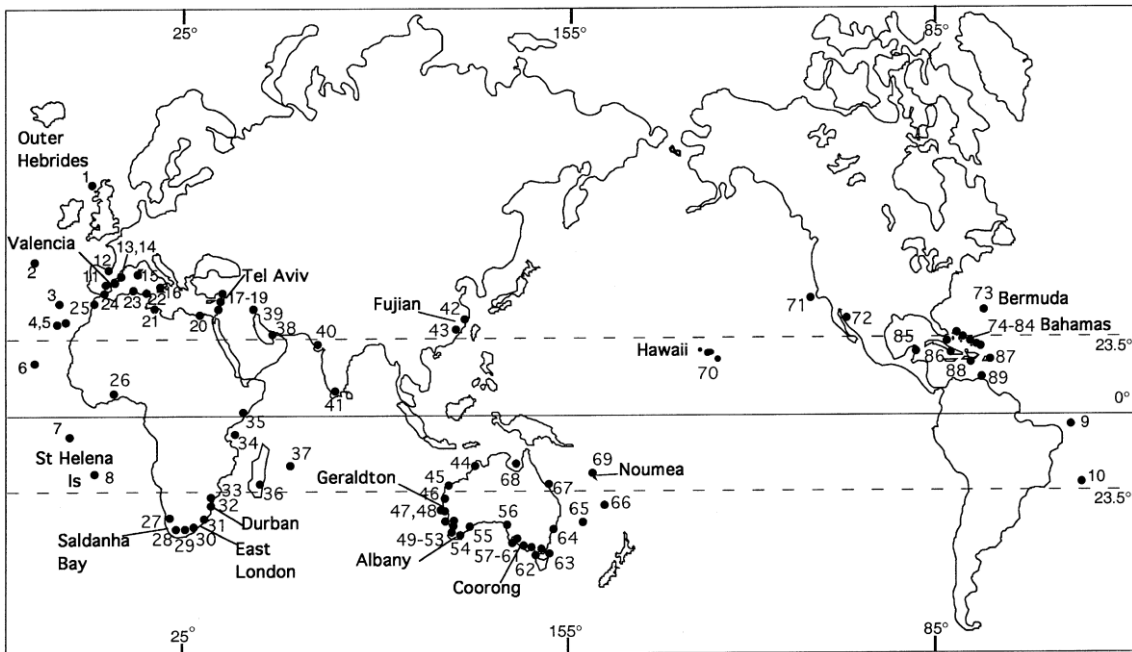


Figura 3.7. Distribució global de les eolianites carbonatades del Quaternari (Brooke, 2001).

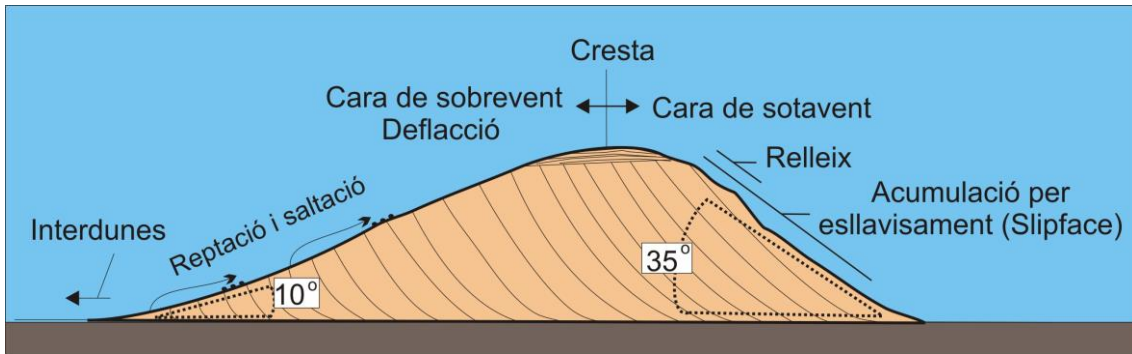


Figura 3.8. Descripció terminològica d'una morfologia dunar. Modificat de Pye i Tsoar et al., (2009) i Servera, (1997).



Figura 3.9. Laminació còncaua de la part basal de les dunes de Cala Xuclar (unitat U4).

3.3.2.2 Tipologia dunar

La classificació de les dunes es basa en factors molt variats, encara que els elements més emprats per a la seva classificació són la morfologia general de la mateixa duna i la posició de les seves cares d'esllavissament (lineals, transversals, barjans, parabòliques o en estrella són les més comunes).

Cada tipus de duna, es pot trobar al camp de forma individual. Aquestes morfologies presenten un perfil dissimètric, una cara de sobrevent (*stoss slope*) de forma convexa i amb pendent suau i una cara de sotavent (*lee o slipface*) de perfil còncau amb un pendent més acusat, exposat al vent i sense vegetació (Servera, 1997); però normalment es disposen a l'espai en forma que responen a una superposició de dues o més morfologies d'un mateix tipus, fet que dóna lloc a la formació de dunes complexes (Fig. 3.10 i 3.11) (McKee, 1979; Pye i Tsoar, 1990) i a camps dunars, on es poden observar morfologies còncaues i convexes relictas (Fig. 3.12) (Fig. 3.14). En els espais interdunars és característica l'acumulació de materials fins i de restes carbonosos a causa del creixement de la vegetació, en els espais interdunars.

Altres morfologies dunars litorals són: les làmines d'arena (*sand sheets*), els zibars (Fig. 3.13), les lleties d'arena (*stringers*), o les franges d'arena (*streaks*) (Sanjaume i Gràcia,

2011). En línies generals les làmines d'arena es caracteritzen per tenir una superfície plana o ondulada, en forma de tascó, a més de no tenir *slip face*, aquestes tenen un rang de potència que va dels pocs centímetres al metre, amb angles de 6°, la mida del gra no superar els 2 mm (Clemmensen et al., 1997; 2001; Servera, 1997).

Als perfils de costa alta, com ara els penya-segats, les dunes es caracteritzen per grans acumulacions d'arena que mostren un creixement en vertical (dunes eco) (Tsoar, 1983), preservant les lamines tant de sobrevent com de sotavent, amb estructures de *zig-zag* a la cresta, alineades amb el traçat del penya-segat (Clemmensen et al., 2001). Quan el relleu se suavitza, les dues eco evolucionen a dunes remuntants o ascendents (*ascending* o *climbing dunes*), o segons el pendent a rampes d'arena amb laminació subhoritzontal (*sand ramps*) (Fornós, 2011). Aquestes tipologies són el resultat dels condicionants topogràfics (Allen, 1982) (Fig.2.10).

- *Les dunes parabòliques (parabolic dune)* són dunes en forma de ferradura. Els seus extrems apunten en direcció contrària i s'estenen cap a sobrevent. Les voreres estan ancorades per la vegetació i és la zona central del lòbul, la que es mou en la direcció del vent; aquesta migració és lenta i pot derivar a una duna transversal o barjan (Cooke et al., 1993; Riba, 1997; Sanjaume i Gràcia, 2011; Servera, 1997).

- *Dunes remuntants o grimpadores (Climbing dunes)*. Aquestes dunes es desenvolupen quan hi ha un vent carregat d'arena o quan una duna migratòria es troba amb una barrera topogràfica i la remunta total o parcialment (Clemmensen et al., 1997).

- *Dunes descendents (Falling dunes)*. Les dunes descendents es formen quan les dunes penjades tenen tal quantitat d'arena que es segueixen movent i acaben descendint per la cara de sotavent del penya-segat (Sanjaume i Gràcia, 2011).

- *Dunes eco*. Les dunes eco es generen a prop d'una barrera topogràfica subvertical. S'observen en forma de monticle allargat fins a arribar a una cresta més o menys lineal, paral·lela a la barrera. Les cèl·lules de flux invers d'aire i d'ones d'oscil·lació a sotavent determinen l'existència d'un espai o superfície amb absència de sedimentació entre la duna i l'obstacle (Allen, 1982).

- *Dunes adossades al penya-segat*. Aquestes dunes es generen a prop d'una barrera topogràfica subvertical. Presenten forma de monticle allargat fins a arribar a una cresta més o menys lineal, paral·lela a la barrera (Allen, 1982; Sanjaume i Gràcia, 2011).

En canvi en perfils de costa baixa, hi predominen les dunes parabòliques, barjans, longitudinals, transversals, que normalment són de gran longitud i amb les crestes ben marcades, i amb formació d'extenses depressions interdunars (Fig. 3.11). A continuació es fa un resum de les principals tipologies dunars:

- *Dunes Barjan*. Són dunes en forma de mitja lluna, els seus extrems apunten en la direcció del vent. Aquestes dunes es formen quan el subministra d'arena és limitat i la superfície és relativament plana i amb poca vegetació. Vent unidireccional.

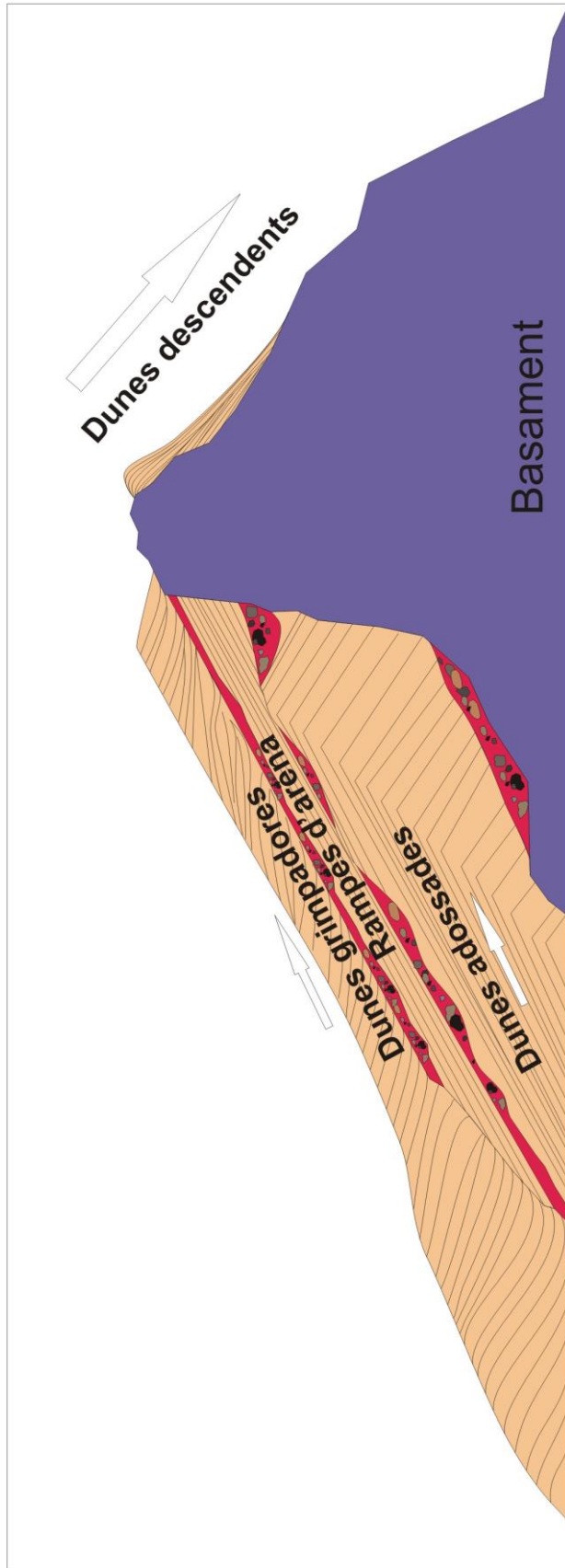


Figura 3.10. Tipologia de dunes predominantants a la costa alta (Cliff-front dunes, sand-ramps, ascending dunes i descendint dunes). Modificat de Clemmensen et al., (1997); (2001).

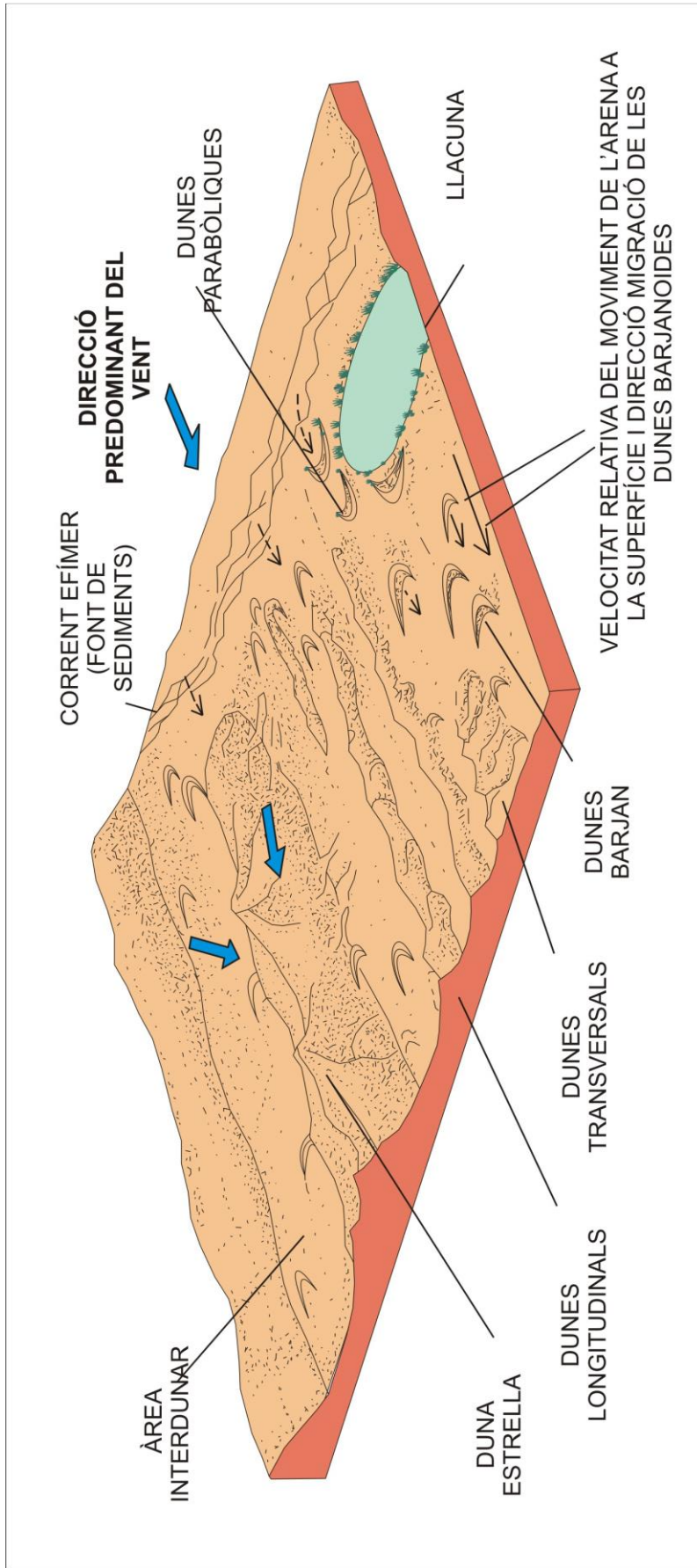


Figura 3.11. Model de la tipologia dunar predominant a la costa baixa. Modificat d'Einsele, (2000).

- *Dunes estrella*. Les dunes estrella són pujols aïllats d'arena de forma complexa, amb tres o quatre crestes que cabussen d'un punt central elevat. Aquestes dunes es desenvolupen quan la direcció del vent és variable.
- *Dunes longitudinals*. Les dunes longitudinals són llargues crestes d'arena que es formen més o menys paral·leles al vent predominant i on el subministra d'arena és limitat.
- *Dunes transversals*. Les dunes transversals són llargues crestes separades per depressions i orientades segons angles rectes respecte al vent predominant, és a dir perpendicular al vent predominant.

Depressions interdunars: la topografia ondulada dels sistemes dunars afavoreixen l'aflorament del nivell freàtic durant els períodes humits a les zones més baixes, especialment a les depressions que separen els successius cordons dunars (Ahlbrandt i Fryberger, 1982; Bakker, 1990; Sanjaume i Gràcia, 2011).



Figura 3.12. Detall de les morfologies còncaves i convexes conservades a les dunes de cala Xuclar.

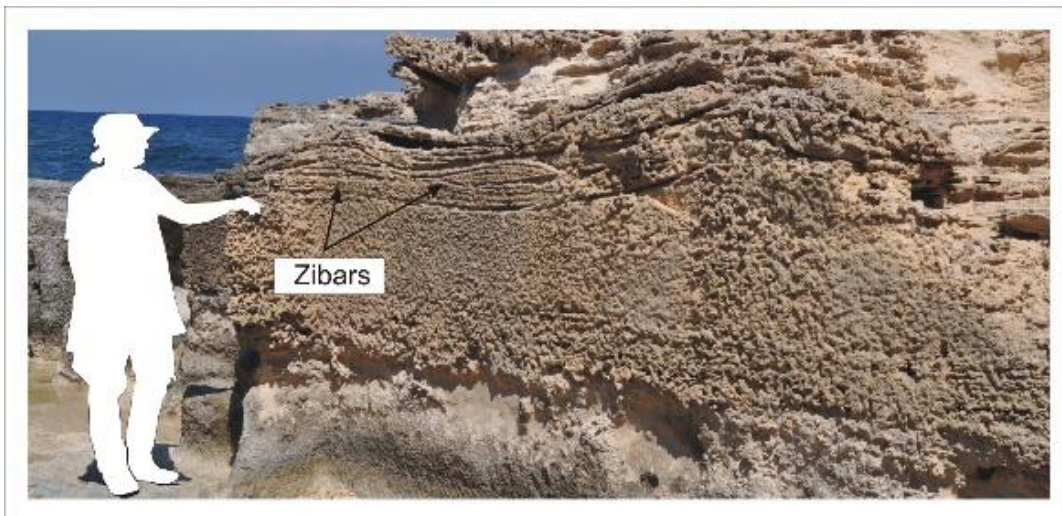


Figura 3.13. Detall de les morfologies Zibars presents a les dunes de Ses Salines (Punta de ses Portes).

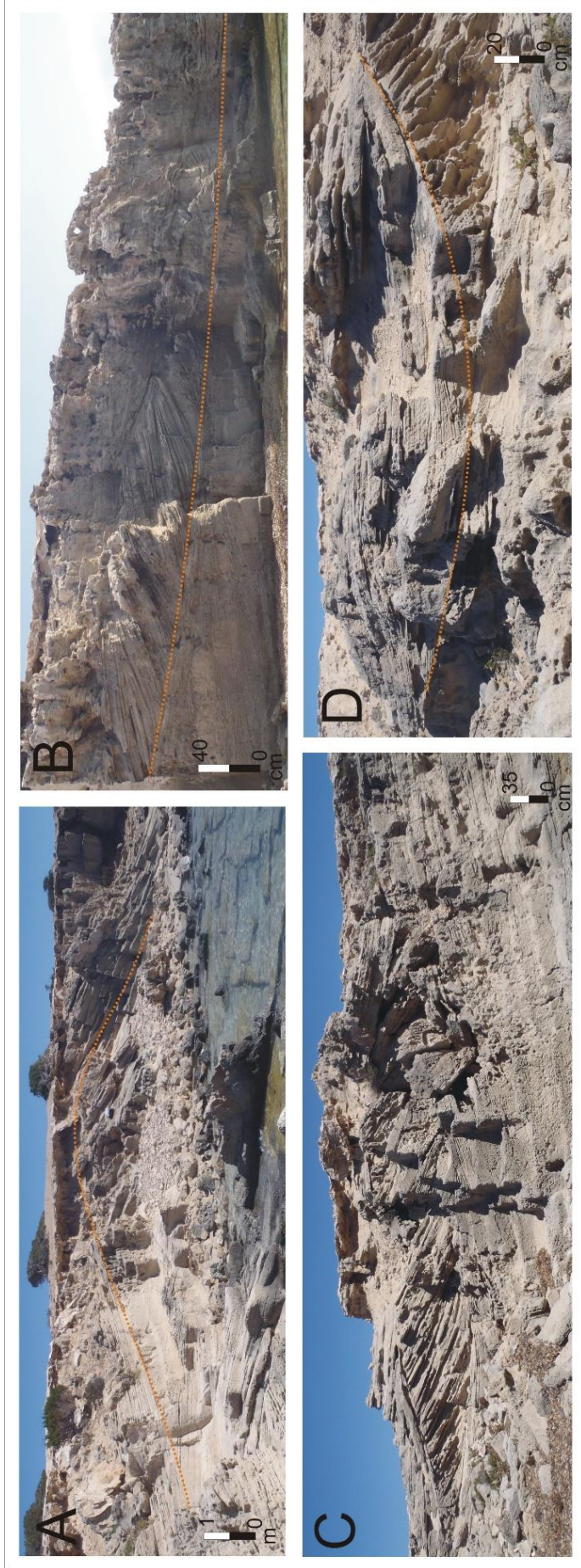


Figura 3.14. Alguns exemples de les dunes presents a Eivissa. A) Duna parabòlica; B) Duna remuntant o escaladora; C) i D) Dunes superposades.

3.3.2.3. Factors condicionants de la gènesi de les dunes (eolianites). Agents i factors.

Per a la formació tant de dunes simples com de complexos camps dunars, s'han de reunir una sèrie de requisits: haver-hi un gran subministrament de material amb un rang de mida de gra adequat (Kocurek i Lancaster, 1999), intensos vents marins persistents de direcció de mar a terra (en el cas de les eolianites), precipitacions moderades, escassa humitat atmosfèrica, platges de poc pendent, extenses zones amb un ampli rang de marea (McKee, 1983) i la falta d'aportacions d'origen continental. Per altra banda, els principals factors que controlen el desenvolupament de les dunes litorals són: la intensitat i direcció del vent dominant del moment, la disponibilitat del sediment (Kocurek i Lancaster, 1999), la topografia, la humitat i presència de vegetació (McKee, 1983). Segons aquestes variables, les eolianites tindran una major o menor gruixa.

La forma de les dunes depèn directament del vent, únic agent dinàmic que intervé en l'emplaçament de l'arena a les àrees del límit superior de la platja (*backshore*). També exerceixen un important paper, la humitat i la vegetació que condicionaran la morfologia resultant (Flor, 1990), i altres variables com, l'onatge de tempesta que modifica les morfologies del límit amb la platja (Tucker i Wright, 1990). També l'actuació de la deriva litoral, l'onatge, l'orientació de la costa enfront dels vents predominants i altres de menor intensitat, a més de la història geològica recent (eustàsia, epigènia i modificació antròpica) determinen la sedimentació eòlica final (Flor, 1990). Podem considerar doncs, en darrer extrem, que el clima és el principal factor en l'evolució de les eolianites. En resum, cada tipus de duna reflecteix els factors ambientals en què es dipositaren, com puguin ser la intensitat i direcció del vent, la disponibilitat de sediment, la distància de l'àrea font, la vegetació i les barreres físiques (McKee, 1979).

Per acabar hem de tenir present que durant una època de clima càlid, la tendència del nivell marí serà a l'alça i es veurà afavorida la producció de carbonats (McKee i Ward, 1983) al mateix temps que es dipositaran al continent materials fluvials, i/o en moments més estables, es veurà afavorida per la pedogènesi; en canvi, en èpoques de clima fred, la tendència del nivell marí serà a la baixa (davalla el nivell marí), deixant exposades grans plataformes marines amb gran quantitat de sediments (Butzer, 1962; Fairbridge i Johnson, 1978; Gardner, 1983; Loope, 1988; Brooke, 2001).

3.3.3 Diagenesi i rizoconcrecions.

Les arenas carbonatades eòliques sofreixen un procés ràpid de cimentació a causa del ciment carbonatat secundari, sobretot a les zones que presenten estacionalitat amb èpoques de dèficit hídric o de gran aridesa. La cimentació carbonatada es considera sindiagenètica, ara bé, el grau de cimentació es va incrementant amb el pas del temps (Calvet, 1979; Cuerda, 1989). Les eolianites presenten una porositat aproximada del 35% als estadis inicials. Aquest percentatge varia de manera progressiva amb el temps, poguent canviar la mineralogia dels carbonats, passant de composicions aragonítiques i de calcita magnesiàna a mineralogies carbonatades més estables (Calvet i Esteban, 1977; Calvet et al., 1980).

La cimentació té lloc per les aigües meteòriques a la zona vadosa (Ward, 1975). Per la sobresaturació que es produeix a causa de la dissolució parcial dels elements aragonítics i de la calcita magnesiàna, que són característics dels components esquelètics marins. La cimentació vadosa, es caracteritza pel ciment de tipus menisc i de tipus microestalactíic de composició majoritàriament calcítica amb baix contingut en magnesi (Calvet et al., 1980; Fornós, 2011). És freqüent també, la presència de ciment fibrós (McKee i Ward, 1983). Tot i això es tracta de roques sedimentàries amb una elevada porositat primària, que es tradueix en una elevada permeabilitat.

3.3.3.1 Les rizoconcrecions.

Les rizoconcrecions són un element diagenètic molt característic de les eolianites. Són concrecions carbonatades formades per la cimentació preferent al voltant de les arrels de la vegetació present (Klappa, 1980) que colonitza a la duna. La característica principal d'aquest element és la seva orientació vertical i amb formes arborescents amb seccions que van des de mil·límetres fins a alguns centímetres de diàmetre i en alguns casos excepcionals d'ordre mètric en la secció vertical (Calvet et al., 1975; Ward, 1975). El terme rizoconcreció fou proposat per Kindle (1923), però ha rebut diferents noms segons l'autor i el lloc, com és el cas del nom *Dikaka* proposat per Glennie i Evamy (1968) quant aquestes distorsionen la major part de l'estructura dunar.

3.3.3.2 Dipòsits associats.

Com s'ha esmentat anteriorment, les successions pliocèniques estan compostes per l'alternança d'eolianites i altres dipòsits que s'associen amb elles (paleosòls, col·luvials, al·luvials, platges, etc.). Alguns camps dunars relictos amb la presència de dipòsits lacustres cobrint les depressions interdunars, proporcionen proves prou convincents de l'alternança de períodes àrids i períodes humits (Loope, 1984). Una altra evidència són les geoformes fluvials i les crostes calcàries. Els processos fluvials es regeixen per una sèrie de variables ambientals que inclouen a més del clima, la geologia, el relleu, els sòls i la coberta vegetal (Lowe i Walker, 1997).

Els elements associats més característics, són els relacionats amb la pedogènesi dels carbonats, que donen com a resultat horitzons amb abundants crostes calcàries (Esteban i Klappa, 1983; Kelly et al., 2000; Huerta et al., 2015) i sòls rics amb argiles, normalment tipus *Terra rossa* (Carew i Mylroie, 2001; Nielsen et al., 2004), formant nivells resistents que cobreixen les seqüències dunars i permeten diferenciar els sistemes dunars sedimentats durant els diversos episodis del nivell marí alt (*High-stands*). Aquests paleosòls són el resultat de la variabilitat climàtica quaternària i solen ésser considerats com a característics d'episodis més humits i càlids.

També s'han de tenir en compte alguns dipòsits d'interferència com els ventalls al·luvials (Rose et al., 1999) i dipòsits col·luvials que indiquen alternances de tipus climàtic amb majors aportacions hídriques en sistemes fluvials més desenvolupats (Bullard i Livingstone, 2002; Fornós et al., 2004). A continuació es descriuen els dipòsits associats i d'interferència:

- Loess

Els mantells de loess, són dipòsits de pols arrossegada pel vent. Estan constituïts bàsicament per partícules de mida llim i/o argiles (entre 60 i 20 µm) que es presenten en forma homogènia. Es caracteritzen per una elevada porositat, amb un percentatge menor de carbonats (10 a un 20%). Segons Muhs et al., (2014) el seu origen és principalment africà, perquè durant els períodes càlids a les Illes Balears predominen vents de component sud que són capaços de transportar sediments argilo-llimosos des del nord d'Àfrica que sedimenten amb les precipitacions (Fiol et al., 2005; Fornós et al., 1997; Muhs et al., 2010; Moreno et al., 2002).

-Paleosòls

El terme paleosòl va ser definit per Ruhe (1965), com a qualsevol sòl que s'ha desenvolupat en una superfície de la terra en el passat (Catt, 1990; Lowe i Walker, 1997). Aquesta definició pot ser complementada per les de Riba (1997) i Retallack (2001) que defineixen paleosòl com a: sòl antic, desenvolupat durant un moment qualsevol de la història geològica i que s'ha conservat fins avui, bé com a sòl relicte o no enterrat, bé com a sòl fòssil sota sediments i sèries estratigràfiques (Fig. 3.15).

Segons Mensching (1955) i Butzer (1964), els paleosòls són bons marcadors estratigràfics, tot relacionant-los amb els horitzons fòssils, es poden fer deduccions sobre les condicions ambientals en el moment de la seva formació (Lowe i Walker, 1997). Altres com Gerrard (1981) i, Fumanal i Carmona (1995) argumenten que els paleosòls intercalats en els registres eòlics, són indicadors dels canvis en els sistemes geomorfològics.

- Nivells de platja

La paleoplatja es defineix com a l'acumulació de sediments marins formats normalment per conglomerats i/o arenes amb abundant presència de fauna marina fòssil (Cuerda, 1989). Generalment presenta una laminació amb un perfil còncav amb pendent suau cap a la mar (Riba, 1997). En el cas de la platja de còdols, aquests mostren una clara imbricació dels clasts (Fig. 3.16).

Els nivells de sediments marins (paleoplatja) ens marquen la posició d'una riba antiga, i per tant, ens indica un paleonivell marí. Aquests nivells han estat àmpliament estudiats a les Illes Balears, sobretot a les Illes de Mallorca i Menorca (Cuerda, 1989; Fornós et al., 2009; Pomar et al., 2013; 2015).

- Dipòsits fluvials

Són múltiples i variades les interferències dels dipòsits fluvials amb els dipòsits sedimentaris eòlics, d'aquí què en fem un incís per a conèixer quins són els principals dipòsits fluvials que ens podem trobar dins dels dipòsits Plistocens. Primerament, cal esmentar que fluvial, és un terme utilitzat en geografia i geologia per referir-se als processos associats als rius i rierols, així com als sediments i als accidents geogràfics creats per ells. (Neuendorf et al., 2005; Wilson i Moore, 2003).

- Dipòsits col·luvials.

Els sediments col·luvials estan formats per material rocós arrencat d'un vessant, procedent de la desagregació de les roques que formen part del basament, transportat a poca distància i acumulat per l'escorriment difús al peu del vessant per l'acció de la gravetat, amb la possible intervenció de la gelifluxió. La textura dels sediments és més angulosa que la dels al·luvions, i manté una relació estreta amb les formacions superficials (Riba, 1997) (Fig. 3.17).

Sheet-floods (escorriment de mantell): escolament superficial i turbulent que s'esdevé en una zona àrida, durant el ràpid drenatge d'un gran volum d'aigua originària de la conca de captació en un moment de fortes pluges, per ràpid desglaç o per l'alliberament d'aigua emmagatzemada. Aquests dipòsits es caracteritzen per un transport sedimentari de manera laminar, que tenen una gran capacitat de transport i d'erosió, la qual contribueix a l'aplanament lateral dels pediments, i col·labora també a la desagregació mecànica o química. Normalment representen la part més distal del col·luvial (Blair i McPherson, 1994; Miall, 1996; Riba, 1997; Blair, 1999a, b; Harvey, 2011).

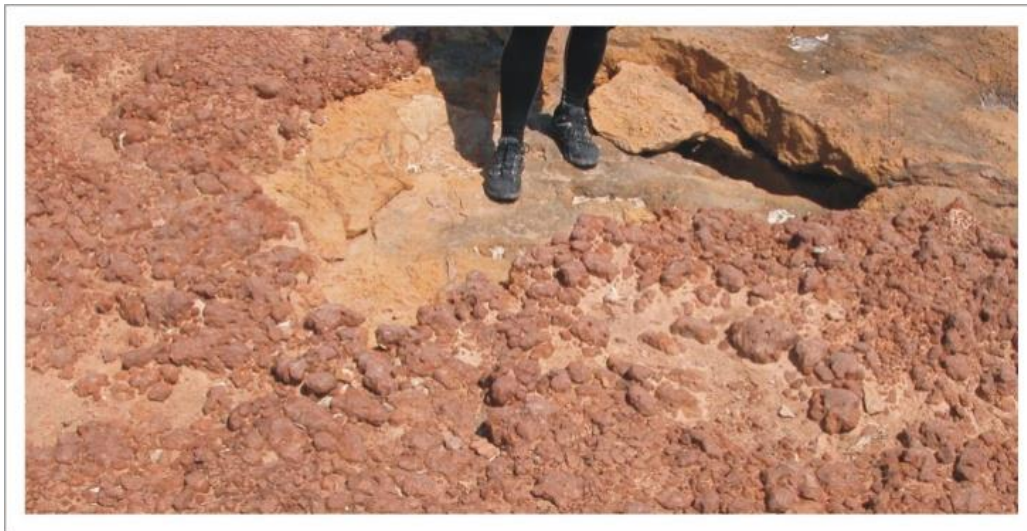


Figura 3.15. Detall dels paleosòls presents a Cala Compte.

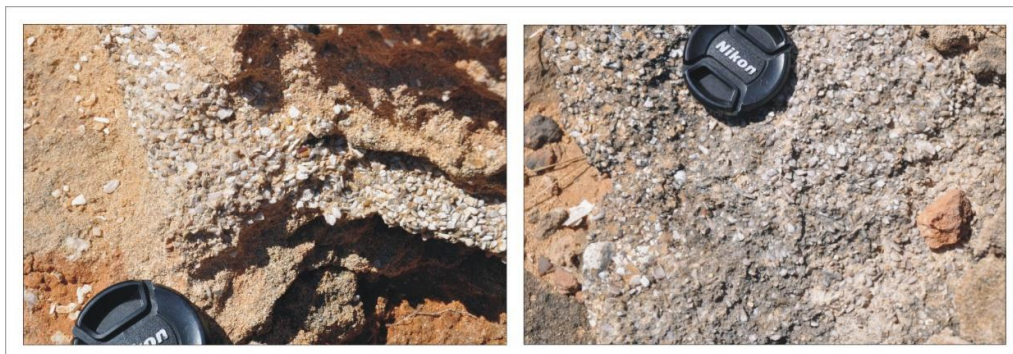


Figura 3.16. Imatges de la Platja fòssil de Cala Xuclar, (esquerra) visió paral·lel, (dreta) visió en planta.

Debris Flow (colada rocallosa): massa detrítica fangosa que s'escola per efecte de la gravetat, en condicions subaèries o subaquàtiques. Formada per sediment detrítics de dimensions superiors a la mida sorra (> 50% de la massa) i acompanyada per una matriu arenosa i lutítica amarada d'aigua, que li dona plasticitat i baixa viscositat, la qual un cop estabilitzada no sol presentar cap laminació interna; hom hi pot trobar una granoclassificació (*graded bedding*) incipient, còdols o cairells suportats pel fang (*mud supported*) (Riba, 1997).

- Altres dipòsits associats

Travertins: roca sedimentària continental que es disposa a les surgències càrstiques i petites cascades, a la zona d'expansió de les aigües i, de vegades, al límit de les zones lacustres. Formada per petits llits irregulars concrecionaris de colors groguencs i grisos. Generalment presenten motlles de plantes i mol·luscs, on la precipitació del carbonat és activa per l'agitació de l'aigua tant superficial com subterrània, amb la pèrdua de CO₂ i l'activitat vegetal i bacteriana. La porositat dels motlles és d'aspecte cavernós a causa de la matèria vegetal alterada que hi queda incrustada (Riba, 1997; Flügel, 2014) (Fig. 3.18).

Pisoids o pisolits: es formen a partir de la intensiva precipitació d'aigua hipersalina, en un entorn de poca fondària (zones perimareals), sobretot allà a on hi ha depressions o zones més enfonsades. Consisteixen en làmines concèntriques d'ordre mil·limètric, formades per calcita o aragonita sedimentats en capes que difereixen en el gruix i el color. Una característica notable de la majoria de les bandes de color dels pisoids és causada per diferents composts de ferro i per les impureses orgàniques. Els nuclis són petits fragments de roques i minerals. Presenten una mala ordenació (Flügel, 2014) (Fig. 3.18).

Esquerdes de dessecació (*mudcracks*): estructures de dessecació formades durant un període més àrid a partir de la completa dessecació de les capes superficials compostes per argiles durant la seva exposició subaèria, que produïa la seva contracció, amb la formació d'esquerdes generant formes poligonals en planta i el posterior rebliment de les esquerdes (Stow, 2006) (Fig. 3.18).

3.3.4 Icnologia.

És normal trobar a part de vegetació, tant restes com rastres d'animals, ara bé, són estructures poc comunes per la textura gruixada de les dunes i per l'elevada alteració que els sol afectar. A més a més, és fàcil confondre-les amb altres morfologies d'erosió o deformacions físiques (Loope, 1986). D'aquests tipus de morfologies es destaquen les formes ovalades tubulars formades per l'acció dels insectes i nius d'aràcnids, així com les bioturbacions formades per les abelles (Esteban i Klappa, 1983; Mas i Ripoll, 2010; Fornós, 2011) pistes sinuoses pel desplaçament d'organismes, galeries horitzontals i xarxes arborescents produïts per insectes i especialment pistes de vertebrats terrestres, que poden dur a concentrar-se en determinats nivells deformant parcialment o en la seva totalitat la laminació de les dunes (Fornós et al., 2002) (Fig. 3.19).



Figura 3.17. Alguns exemples dels sediments col·luvials.

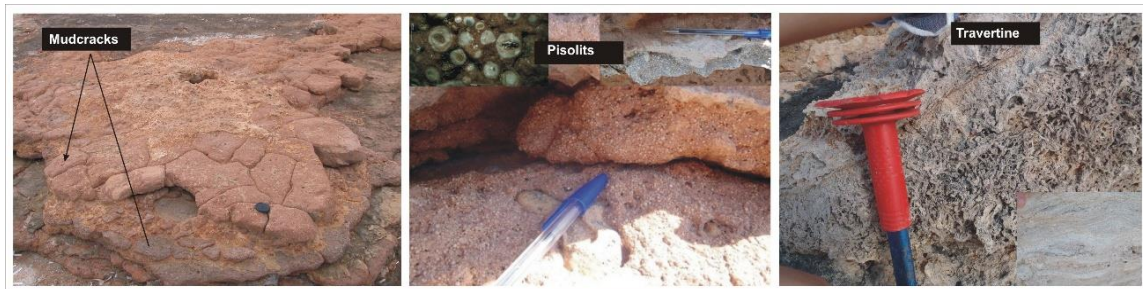


Figura 3.18. Alguns exemples dels dipòsits associats: mudcracks, pisòlits i travertins.

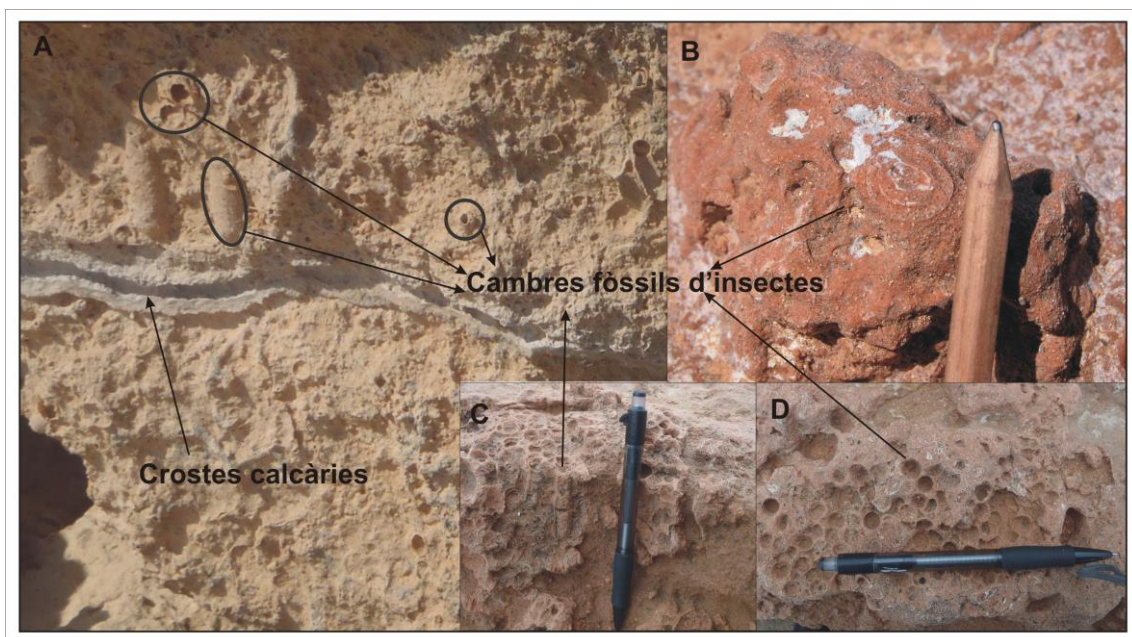


Figura 3.19. Alguns exemples de traces fòssils del Plistocè Superior d'Eivissa. A) Ses Salines; B), C) i D) Cala Xuclar

3.4. El coneixement del Quaternari a la Mediterrània Occidental

3.4.1. Mediterrani occidental

L'estudi dels dipòsits plistocens és una línia de recerca molt desenvolupada en l'àmbit internacional. Segons Brooke (2001), els afloraments més representatius d'eolianites quaternàries es troben a la costa Mediterrània occidental, d'aquí que en la darrera època s'hagi despertat un gran interès, amb un increment dels treballs realitzats que han donat lloc a una extensa bibliografia científica sobre la matèria. Per aquest motiu, només es detallaran els treballs més destacats que se relacionen d'una forma més directa amb l'àmbit geogràfic en que es desenvolupa aquesta memòria.

Atenent només a la literatura més recent, al final de la dècada dels 80, es posaren de manifest els diferents coneixements dels dipòsits quaternaris que es tenien fins aleshores a Espanya, tant els referents a les costes mediterrànies i com a les costes atlàntiques (Zazo et al., 1987; Goy i Zazo, 1988; Zazo i Goy, 1989). Els treballs descriptius i estratigràfics evolucionen a partir de principis dels 90, en la realització d'estudis que inclouen el coneixement de l'evolució de la temperatura de l'aigua al Mediterrani occidental a partir de diferents testimonis, i que permeten establir la relació amb els canvis climàtics al Plistocè (Vazques, 1991; Cornu et al., 1993). A partir d'aquest moment, es produeix un *boom* dels estudis sobre els dipòsits plistocens i la seva relació amb els canvis climàtics i la conseqüent relació amb els diferents paleonivells marins (Rossellò i Fumanal, 1996; Zazo et al., 1997; Riquelme i Blázquez, 2001; Martrat et al., 2004).

Al segle XXI es generalitzen els estudis que impliquen la utilització de tècniques de datació com el C^{14} , Th/U, paleomagnetisme, aminoàcids o OSL (*Optically Stimulated Luminescence*), i que dona com a resultat, la construcció acurada de corbes de les variacions eustàtiques en el darrer interglacial i la seva correlació amb els estadis interglacials, com és el cas de Zazo et al., (2000, 2003) o els estudis realitzats per Tuccimei et al., (2003, 2012), en els quals fa una comparació dels nivells marins registrats a Mallorca i a Sardenya durant el darrer interglacial MIS 5a, partir de la datació d'espeleotemes freàtics.

A partir del 2009, es generalitzen tota una sèrie de treballs centrats a la Mediterrània occidental, on es va més enllà de la descripció estratigràfica i sedimentològica i es fa una interpretació ambiental i paleoclimàtica. Aquests estudis es duen a terme a diferents parts del Mediterrani: a Sardenya (Andreucci et al., 2009a, b i c; Andreucci et al., 2010; Thiel et al., 2010; Pascucci et al., 2014) a Croàcia (Pavelic et al., 2006, 2011) a Cypre (Frébourg et al., 2008, 2012) a la península Ibèrica (Rodríguez-López et al., 2012, Abad et al., 2013) a Mojave (Bateman et al., 2012); també cal destacar, els estudis realitzats per Muhs et al., (2010) i Andreucci et al., (2012), els quals expliquen el paper que juga la pols sahariana en la formació dels sòls, així com els treballs de Bout-Roumazelles et al., (2007) i Bardají et al., (2009), en els que es realitza una reconstrucció paleoclimàtica del Mediterrani occidental amb especial èmfasi als paleovents durant el darrer interglacial (MIS 5e).

3.4.2. Illes Balears

Els dipòsits d'eolinaites del quaternari estan presents tant a la península Ibèrica com a les Balears i les Canàries (Gutiérrez-Élorza et al., 2001) però sens dubte, els millors i més representatius afloraments d'eolianites quaternàries es troben a la costa mediterrània occidental, tant a la part continental com a les Illes Balears. Són especialment interessants a Mallorca, on en són ben coneguts a la literatura internacional, els dipòsits de dunes carbonatades (Butzer i Cuerda, 1962; Clemmensen et al., 1997, 2001; Rose et al., 1999; Nielsen et al., 2004, Silva et al., 2005; Fornós et al., 2009) i també a tota la costa valenciana fins a Almeria (Goy i Zazo, 1986; Goy et al., 1993; Riquelme, 1999).

La gran majoria de les contribucions del Quaternari fan referència a l'àmbit mallorquí, així i tot existeixen diversos estudis de detall a Menorca i d'altres de caràcter general a Eivissa. Els primers estudis del Quaternari de les Illes Balears els realitzaren dos destacables autors, Joan Cuerda i Karl Butzer, els quals publicaren una sèrie d'estudis sols o juntament amb altres autors (i.e. Antich, Gràcia, Galiana, Muntaner, Sàcares o Vicens) en els quals es reflectia la localització i descripció sedimentològica i paleontològica d'aquests dipòsits. Durant la dècada dels seixanta fins a gairebé a la dècada dels noranta, Joan Cuerda al 1975 publicà el que sèrie el precedent i llibre de referència de posteriors estudis del Quaternari, "Los Tiempos Cuaternarios en Baleares". També Guillem Colom (1957) a la seva obra Biogeografia de les Balears, aporta moltes dades per comprendre l'evolució paleogeogràfica de les Illes Pitiüses (Abad et al., 1998).

A partir dels anys noranta amb l'increment d'aplicació de les noves tècniques de datació, comencen a aparèixer una sèrie de treballs més acurats que van més enllà de la descripció sedimentològica i fan interpretacions paleoclimàtiques (Clemmensen et al., 2001; González-Hernández et al., 2001; Nielsen et al., 2004; Csoma et al., 2006; Fornós et al., 2009; Dorale et al., 2010; Pomar et al., 2013a, b, c). Arran d'aquests avanços, el camp es diversifica i comencen a aparèixer les primeres contribucions cronològiques i de datació dels paleonivells marins a partir dels espeleotemes freàtics de Mallorca (datació Th/U) (Tuccimei et al., 1998; 2000; 2010) que es relacionen amb els registres sedimentaris del Plistocè.

3.4.3. Pitiüses

L'existència de dipòsits plistocens a l'illa d'Eivissa, corresponents a la successió d'ambients eòlics i fluvials, ha estat posada de manifest, tot i que amb caràcter general, per diferents treballs (Rangheard, 1972; Henningsen et al., 1981; Cuerda, 1984; Servera, 1997) i la cartografia geològica (Domingo et al., 2009). Només existeixen alguns treballs més específics relacionats amb els dipòsits plistocens a les illes Pitiüses a punts molt localitzats, algun de caràcter paleontològic, a l'illa de Formentera. A continuació es fa una breu relació de totes les contribucions realitzades de les illes Pitiüses.

Els primers estudis geològics de les Illes Pitiüses, són unes primeres referències a la geologia de Formentera de la segona meitat del segle XIX, realitzades pel geòleg barceloní Silví Thos i Codina (1876), però foren els enginyers de mines Lluís M. Vidal i Eugenio Molina els que realitzaren una descripció física dels dipòsits quaternaris més

recents d'Eivissa (descripció d'alguns talls de Cala Salada, a l'oest de l'illa de Tagomago, Cap Falcó i es Codolar) i Formentera l'any 1888, en els quals diferenciaren tres unitats diferents:

- Unitat Inferior, formada per conglomerats calcarenítics sense fòssils.
- Unitat intermèdia, formada per una calcarenita compacte amb mescla de fauna marina i terrestre.
- Unitat Superior, formada per margues vermelles (llims) amb nòduls calcaris i crostes.

A més a més, assenyalaren l'extracció de la sal i l'explotació del marès per a la construcció (Vidal, 1888; Butzer i Cuerda, 1962 i Rangheard, 1972).

Per altra banda, un dels primers estudis del Plistocè Superior d'aquest grup d'illes el realitzà Nolan (1895), tot indicant la presència de platges quaternàries amb *Strombus coronatus*, Defr. a l'illot de s'Espalmador. També localitzà un aflorament de calcàries plisticèniques amb *Helix* a Punta Prima, (Formentera).

Ja al segle XX, el geòleg francès Paul Fallot (1922), aportà informació sobre la localització dels nivells d'eolianites i remarcà la seva presència a la façana septentrional d'Eivissa (Portinatx, Cala Xarraca, la vall d'en Lluqui) per la seva riquesa en contingut de marès. En feu una descripció en funció de l'altura a on es trobaven, i hi diferencià cinc nivells compresos entre els 0 i els 340 m.

- Nivell format de marès, localitzat al Puig Racó a uns 370 m.
- Nivell format per un cordó de marès al Pla de Sant Mateu a uns 220 – 225 m.
- Nivells situats al Coll de Sant Miquel, Torrent Furnás, entre la Serra de Rafel Trobat i la Serra de Beniferri, Cala d'Hort i la serra de Sant Josep als 160 – 180 m.
- Nivells localitzats al Port Roig, Portinatx – Cala Xarraca, Vall d'en Lluqui, Sant Antoni, Cala Llentrisca – Cubells, a uns 120 – 140 m.
- Nivell de marès, localitzat a la Serra de Jondal Cap de Martinet, entre els 0 i els 60 m.

Amb posterioritat dos geòlegs alemanys, Spiker i Haanstra, (1935), realitzaren un estudi geològic de les dues illes, on citaren els afloraments de marès tot indicant la seva composició paleontològica a la part sud de sa Cova Rotja, la badia entre el cap Jueu i cap de Llentrisca, del Puig de Mestre, l'oest de Sant Antoni, el nord de Cala Grassió i a Cala Xarraca.

L'any 1953, Joan Vilà Valentí estudià les Salines d'Eivissa i Formentera així com les condicions físiques de les Illes Pitiüses (insolació, evaporació i vent). A més a més, de fer una breu descripció de les planes d'Eivissa i Formentera l'any 1960 i d'explicar l'explotació de les salines, com un cas típic d'explotació salinera de la Mediterrània.

Luís Solé Sabarís entre el 1957 i el 1961 portà a terme un treball sobre el Quaternari de l'illa d'Eivissa, on assenyalà l'existència de terrasses del Plistocè Superior a altituds compreses entre els 2 – 4 m sobre el nivell de la mar: a Cala Grassió, Sant Antoni, Cala

Jondal, Cala Llonga, Niu Blau, Illa Plana, Talamanca i el Figueral (Solé, 1962); i reconegué tres nivells marins formats per conglomerats, alternant amb nivells continentals, aquest, formats per llims vermells, seguit de dunes recobertes per crostes calcàries del Quaternari:

- Nivell de 25 a 30 metres format per dipòsits de gra gruixat, amb dipòsits continentals al damunt i glacis. (Cubells, Cala d'hort, Es penyal, Cala Torrent, Cala Xarraca).
- Nivell de 5 a 6 metres que es propaguen cap a l'interior de l'illa per les terrasses fluvials (Figueral, Cala Portinatx, Cala d'Hort).
- Nivell de 2 a 3 metres (Sant Antoni, Cala Jondal, Niu Blau, Illa Plana, Talamanca i el Figueral).

Solé Sabarís, veient la similitud que hi havia entre els nivells estudiats a Eivissa i els estudiats a les altres Illes Balears (Mallorca i Menorca), va fer una relació dels nivells que estaven a la mateixa altura i tenien aparentment la mateixa edat, conclouent que el nivell de 25 a 30 m, corresponia al Tirrenià (Paleotirrenià), el nivell de 5 a 6 m al Tirrenià II, i el nivell de 2 a 3 m al Tirrenià III (Neotirrenià). També observà la repetició dels cicles sedimentaris, nivells formats per llims vermells, de loess, dunes, etc., i els relacionà amb les diferents oscil·lacions climàtiques (Cuerda, 1989; Solé, 1962). El seu treball fou posteriorment ampliat per Butzer i Cuerda, (1962), en un estudi de caràcter descriptiu realitzat a les zones de Talamanca, Punta d'en Marí (Cala Gració), Punta Gastabí, Cala Boch i Salines de Cala Sabina.

No fou fins a l'any 1969 quan es tornaren a realitzar treballs de caràcter geològic a les Pitiüses. Corresponen a la realització de la tesi doctoral de Yves Rangheard, amb una síntesi regional de les principals unitats geològiques de les Illes. Correspon a l'estudi més exhaustiu i important realitzat fins aleshores; on es descrivia el Mesozoic, el Miocè, i els materials quaternaris, i, feia una descripció detallada dels afloraments i l'evolució morfo-genètica de les illes. Un any després es publicaren els fulls del Mapa Geològic a escala 1:50.000 de l'Instituto Geológico y Minero de España (IGME) amb la corresponent memòria explicativa (Rangheard, 1970).

L'any 1981, els alemanys Henningsen, D., Kelletat, D., Hagn, H. realitzaren un estudi sobre les eolianites, en el qual realitzaren una descripció dels dipòsits i de les espècies fòssils que contenien, i també feren una sèrie de talls geològics que per primer cop a les Pitiüses, relacionaren amb les diferents oscil·lacions climàtiques. També cal esmentar que Joan Cuerda el 1975 i 1989 (2^a edició) dedicà un apartat a descriure i a localitzar diferents àrees amb afloraments plistocènics de les illes Pitiüses (Eivissa: Platja de Talamanca, Cala Gració, Punta Embarcador, Cala Portinatx, Punta Galera, Punta Portas i Cap Jueu. Formentera: Cala Savina, Platja de Migjorn, Cala d'en Baster, S'espalmador, Punta Gastabí i cala de Boc) dins dels llibres: Los tiempos Cuaternarios (Cuerda, 1989) i Biogeography and Ecology of the Pityusic Islands (Kuhbier et al., 1984).

A partir de la dècada dels 80, la majoria dels treballs realitzats a les Pitiüses se centren en la temàtica paleontològica, llevat de dos estudis geològics de Formentera. En un

d'ells, Costa et al., (1985), fa una descripció general dels aspectes geomorfològics i estructurals de l'illa de Formentera, en l'altre l'elaborat per Sanjaume et al., (1985), s'estudia el litoral plistocènic de Formentera, tot fent-hi una descripció estratigràfica i mineralògica, i aportant nous perfils estratigràfics del nord de l'illa (es Borronar, Platja de Pujols, Platja de Marroig, voltant dels estanys Pudent i des Peix) (Guasch, 2002).

Els treballs de caire paleontològic relacionats amb dipòsits plistocens de les illes Pitiüses per ordre cronològic són els següents:

L'any 1981 Torres i Alcover, donaren a conèixer la presència del gastròpode *Tudorella ferruginea* en estat fòssil a l'illa d'Eivissa, al jaciment de la Cova de na Reia, i feren algunes consideracions biogeogràfiques i evolutives. Per altra banda, un any després Gasull i Alcover (1982) hi estudiaren els fòssils de l'aflorament plistocènic amb la descripció de diverses espècies, treball que prosseguiren amb posterioritat en diverses publicacions (Alcover et al., 1981; Gasull i Alcover, 1982; Trias, 1982).

Paul C.R.C. (1982) portà a terme un estudi sobre els dipòsits plistocens que contenen mol·luscs terrestres a Cala Salada (Eivissa). En aquest treball hi fa una descripció de les eolianites, i una descripció detallada de les espècies de mol·luscs terrestres que es troben en aquests dipòsits: *Tudorella ferruginea*, *Oxychilus pityusanus*, *Rumina decollata*, *Xerocrassa ebusitana*, *Helicondantinae sp.*, *Ariantinae*, *Iberelus companyoni*, *Helix cf. aspera Müller*.

Passats uns anys, Alcover i Muntaner (1985) descriuen restes fòssils de diferents espècies d'ocells a la Cova de na Reia, i posen en consideració la importància de les Pitiüses com una de les zones de cria d'ocells més importants del Mediterrani occidental durant el Plistocè Superior.

Un altre estudi de caràcter paleontològic del mateix any, fou el realitzat per Bour (1985), en el qual explicava la trobada d'unes restes de tortuga a Santa Eulària, a la cova de na Reia (Eivissa) i en feia una relació filogenètica amb altres espècies del gènere *Cylindraspis* trobades a les Illes de Mallorca i Menorca.

Altres estudis del mateix àmbit d'estudi, són el realitzat per Florit et al., (1989) sobre l'ornitofauna fòssil del jaciment plistocènic d'Es Pouàs, Eivissa. En aquest jaciment s'identificaren 21 taxons, essent tots, menys un, nous per al registre fòssilífer d'Eivissa, la qual cosa permeté una reinterpretació biogeogràfica de les diferències faunístiques existents entre les illes que componen les Balears.

Vicens et al., (1992) descriuen els jaciments del Plistocè Superior marí del Torrent Fondo a Formentera, i fan el seu estudi paleontològic amb la citació de cinc noves espècies del Quaternari a les Pitiüses. Més tard, l'any 1992, Paul i Altaba, ampliaren l'estudi anterior, realitzant una descripció dels materials i de les espècies de mol·luscs terrestres d'altres afloraments de les Pitiüses (Cala Salada, Cova de na Reia, Es Penyals).

L'any 1997 es publicà la tesi doctoral de Jaume Servera (Servera, 1997) centrada en l'estudi dels sistemes dunars litorals de l'arxipèlag de les Illes Balears, dins la qual va fer

abundants referències sobre els dipòsits plistocens, i una aproximació de les localitzacions d'aquests tipus de dipòsits a les Pitiüses (Fig. 3.20).

Finalment cal esmentar el treball de Gàsser i Ferrer (1997), on es descriu la troballa nous jaciments paleontològics del Quaternari i del Miocè no citats abans a Formentera (els Arenals, es Copinar, Racó de ses Ampolles, Pujol des Fum i la Costa del Bou), i els treballs de Gàsser (1998; 2001; 2002) on es descriuen els jaciments paleontològics marins del Miocè i del Quaternari marí, a tres ubicacions més de l'illa de Formentera: Es Copinar, s'Estufador i Es Ram.

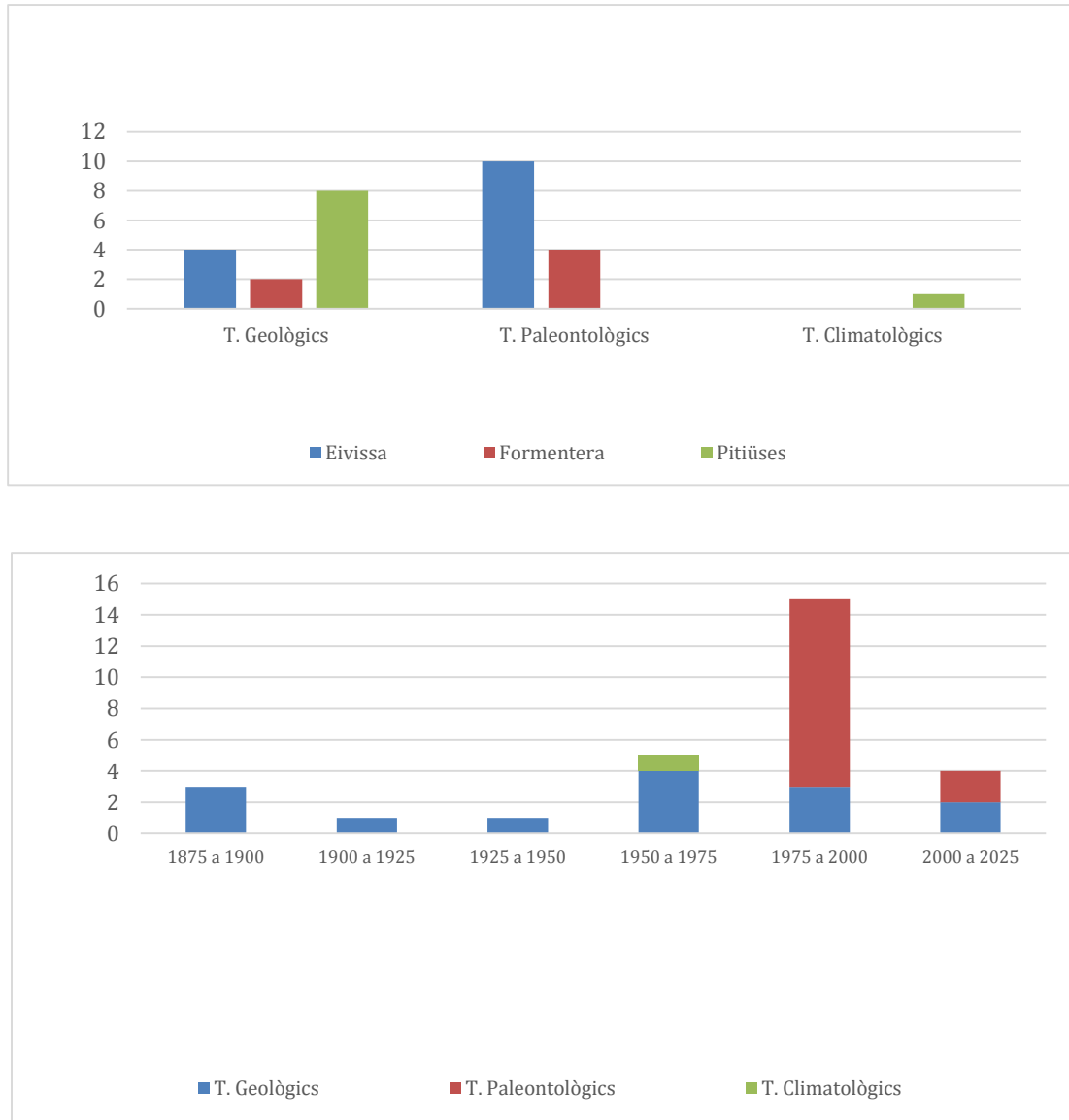


Figura 3.20. (Adalt) Nombre i temàtica dels treballs realitzats a les Illes Pitiüses des de 1876 al 2014. (Abaix) Evolució cronològica del nombre de treballs per temàtica realitzats a les Illes Pitiüses.

BLOC 4: MARC GEOGRÀFIC I GEOLÒGIC

4.1 Localització i principals trets fisiogràfics

La Mediterrània occidental està constituïda per un conjunt de conques, algunes amb fons oceànic, separades per illes i envoltades per cinturons-cadenes de relleus associats al plegament alpí (Fig. 4.1). És una zona molt complexa, en l'estructuració de la qual han intervingut processos extensionals i compressius (Gelabert, 1998). En aquest context l'arxipèlag Balear, constitueix la part emergida del promontori balear que correspon a la prolongació cap al NE de les Serralades Bètiques i que queda delimitat per tres conques: la catalano-balear al NW, la nord-Africana al S i la conca Liguro-Provenzal al NE.

El subarxipèlag de les Pitiüses l'integren les illes d'Eivissa, Formentera, l'Espalmador i una seixantena d'illots, dels quals cal destacar per les seves dimensions (superiors a 260 ha) l'illa de Conillera, Tagomago, el Vedrà i l'Espardell.

La situació de les illes Pitiüses, queda determinada per les coordenades geogràfiques 39° 66' 22" i 38° 40' 27" latitud nord i 1° 17' 23" i 1° 37' 48" longitud est, són les illes més occidentals de la Mediterrània i les més properes a la Península Ibèrica i al sector centre occidental de la costa nord-africana (Barbaria). Les distàncies de l'illa d'Eivissa a les terres properes són: de l'illa d'Eivissa (Cala d'Hort) a la Península (Cap de Sant Martí), 58 milles; d'Eivissa a l'Alger, 152 milles i d'Eivissa a Barcelona, 162 milles (Vilà-Valentí et al., 2000).

L'illa d'Eivissa per les seves dimensions ocupa el tercer lloc respecte de les altres illes balears. Té una superfície al voltant dels 573 km² i una línia de costa aproximada de 210 km (Fig. 4.1) (Servera, 1997; Giménez et al., 2007). Eivissa està separada de l'illa de Formentera per un canal amb profunditats inferiors als 50 m (Fallot, 1922). Presenta una forma el·líptica amb un eix major orientat en direcció NE – SO d'uns 41 km i un eix menor de 21 km de NW – SE (Servera, 1999).

Des del punt de vista fisiogràfic, l'illa d'Eivissa presenta una orografia relativament accidentada. Els seus relleus es disposen en dues alineacions orientades de sud-oest a nord-est, separades per un corredor topogràfic. Al nord, trobem els relleus dels Amunts, on el Puig de Fornàs amb 410 m d'altitud constitueix la major alçària de la contrada. En

canvi, a la part meridional, es troba la Serra de Sant Josep amb la màxima alçària de l'illa, la Talaiassa de 475 m.

La depressió central, les planes i els fons de valls que solquen les dues alineacions muntanyoses, estan reblers amb materials detrítics, llims vermells i sòls de *Terra Rossa* del Quaternari. Aquests cossos detrítics, on poden arribar a distingir-se dos o tres cicles sedimentaris superposats (Riba, 1979). Al peu dels vessants, aquests dipòsits incrementen la presència de conglomerats i derrubis, tot donant pas a importants formacions de dipòsits al·luvials i col·luvials que s'adossen als relleus estructurals (Servera, 1999).

Dels 210 km lineals de costa de l'illa d'Eivissa, uns 100 km lineals són costes de penya-segats amb altures superiors als 50 m. Només uns 35 km lineals són de costa arenosa distribuïts en una cinquantena de cales i platges (Fig. 4.2).

La costa eivissenca té un marcat control estructural. D'aquí que en trobem quatre tipus principals de costes (Fig.4.3): costes amb penya-segats abruptes amb altures superiors als 50 m, costes amb penya-segats amb altures inferiors a 50 m, costes amb penya-segats baixos i esglaonats i, costes arenoses. L'exemple més destacat de penya-segats amb altures superiors a 50 m, és el sector costaner des Amunts, especialment al quadrant nord-oriental, i al quadrant sud-occidental. Als dos quadrants restants (meridional i oriental) hi dominen els penya-segats baixos i esglaonats, que formen terrasses, amb altures inferiors als 50 m.

Al llarg de tot el litoral, la costa es veu freqüentment trencada per la presència d'entrants i petites badies arrecerades a les quals aboquen materials efímers de cursos fluvials (Balaguer, 2012). Tal vegada la nota més discordant en el litoral de l'illa d'Eivissa, la constitueix la petita península meridional del cap Falcó i el Corb Marí, on queden intercalades Ses Salines de costa baixa i arenosa (Servera, 1999).

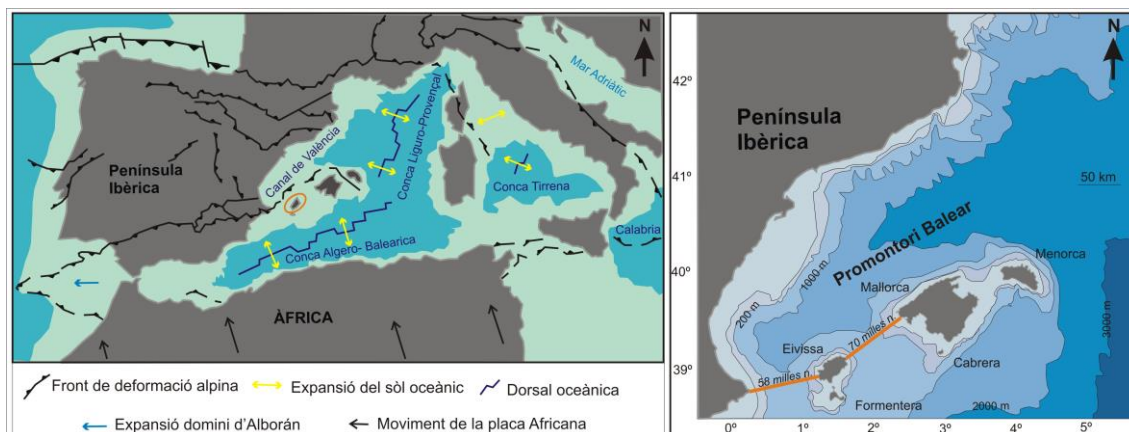


Figura 4.1. (Esquerra) Localització de l'illa d'Eivissa al Mediterrani Occidental, modificat de: Díaz, (2009) i Gelabert, (1998). (Dreta) Promontori Balear i distàncies de l'illa d'Eivissa a la Península Ibèrica i Mallorca (Modificat de Fornós i Gelabert, 2011).

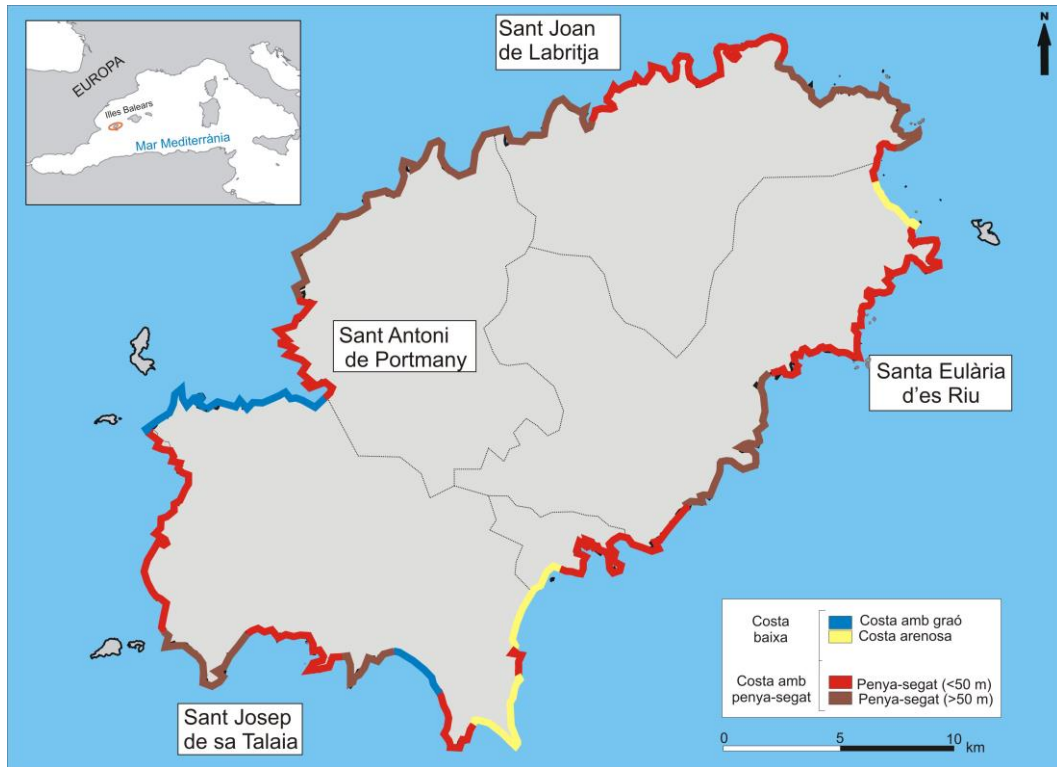


Figura 4.2. Mapa del tipus de costa a l'illa d'Eivissa. Modificat de l'Atles Geogràfic de les Illes Balears (1998).



Figura 4.3. Imatges de les diferents costes presents a l'illa d'Eivissa.

4.2 Geologia

El conjunt pitiús, igual que la resta de les Balears, des d'un punt de vista estructural forma part de la prolongació cap al nord – est, de les Serralades Bètiques (García de Domingo et al., 2009; Sàbat et al., 2011). Les Pitiüses es consideren com una sola unitat morfològica en què es diferencia un domini nord format per Eivissa, on bàsicament afloren els materials plegats per l'orogènia alpina, i un domini meridional format per

Formentera i els illots del canal de Formentera, en el que afloren materials post-alpins (Miocè Superior i Plio-Quaternaris) (García de Domingo et al., 2009).

L'estructura geològica de l'illa d'Eivissa, és el resultat de la successió de tres fases principals de deformació. Cadascuna d'aquestes etapes ha deixat una empremta en l'actual estructura i morfologia de l'illa (Fornós i Gelabert, 2011). Així hom diferencia entre:

- a) La *Distensió mesozoica*, caracteritzada per un notable desenvolupament dels processos sedimentaris que colmaten les conques generades durant la distensió.
- b) La *Compressió terciària*, caracteritzada per l'apilament d'encavalcaments cap al NW, amb un cabussament general de les làmines cap al SE, i responsable de la configuració estructural de l'illa i dels seus principals relleus.
- c) Finalment, la *Distensió finimiocena*, de poca incidència a nivell d'aflorament a l'illa d'Eivissa, generà macroestructures corresponents a falles normals de gran incidència en la morfoestructura actual (García de Domingo et al., 2009).

L'edat de la deformació compressiva a les Pitiüses coincideix amb la resta de les Balears, és a dir, que té lloc entre finals de l'Oligocè i el Miocè Mitjà. Després d'aquesta etapa de deformació es dipositen materials terrígens d'edat Plio-Quaternària que conformen actualment grans afloraments a les zones deprimides d'Eivissa (Servera, 1999; GEN-GOB, 2004; García de Domingo et al., 2009; Fornós i Gelabert, 2011). Aquests consisteixen principalment en una sèrie d'acumulacions eòliques i platges, conegudes popularment com a marès, amb la presència de crostes calcàries, anomenades localment com a pedra morta. També hi destaquen els dipòsits al·luvials, col·luvials i un nombre important de ventalls al·luvials (GEN, 2004).

Les roques més antigues que afloren a les Pitiüses, daten de l'era secundària, més exactament del Trias Mitjà on es produí una sedimentació carbonatada, donant lloc a dolomies i calcàries dolomítiques (150 m), de color gris fosc, en general massives, de vegades estratificades. Cobertes per calcàries compactes, de color blau fosc, de gra fi que contenen fòssils de lamel·libranquis, gasteròpodes i cefalòpodes (Rangheard, 1971). A partir d'aquest període, a l'illa hi són representats tots i cada un dels períodes corresponents a l'era secundària. Destaquen per la seva important presència els materials del Juràssic –base de molts dels relleus més recents– i els del Cretaci Inferior també per la seva abundància i contribució en la definició del relleu de l'illa (Servera, 1999). Del Terciari, el Paleogen, no se té cap informació estratigràfica. Ara bé, és a partir de llavors quan comencen a actuar els impulsos tectònics alpins que duraran fins al Miocè Mitjà (García de Domingo et al., 2009). Després d'aquesta etapa de deformació es dipositen materials terrígens d'edat Plio-Quaternària que conformen actualment els grans afloraments de l'illa d'Eivissa (Fornós i Gelabert, 2011).

L'illa d'Eivissa, presenta una gran varietat litològica amb materials carbonatats, detrítics, evaporítics i roques ígnies d'edats compreses entre el Triàsic i el Quaternari (Fig. 4.4). En una primera aproximació, els materials que afloren a l'illa poden agrupar-se en tres

conjunts, la importància dels quals resta en el seu paper en la història de la regió i en la seva representació superficial, que fet i fet és molt variable. Així es distingeix entre:

a) Els materials mesozoics que formen el substrat base dels materials miocens i quaternaris. Aquests estan formats predominantment per sediments carbonatats d'origen marí, observant-se una gran homogeneïtat a les fàcies del Triàsic, Juràssic i Cretaci Superior, però amb notables variacions que afecten el Cretaci Inferior. Aquests, han sofert diverses etapes de deformació, el resultat de les quals és el desenvolupament d'encavalcaments desplaçats cap al NW, acompanyats d'atapeïts plecs tombats convergents en el mateix sentit.

b) Els materials miocens que es disposen de forma discordant sobre les unitats mesozoiques com a resultat de l'enèrgic paleorelleu generat al llarg el Paleogen amb una participació activa de la tectònica d'encavalcaments. S'han diferenciat tres unitats sedimentàries miocenes en funció de la litologia dominant: una potent successió margosa, que constitueix el conjunt majoritari, una sèrie de trams conglomerítics, disposats tant al sostre com a paret de la sèrie margosa o com intercalacions dins d'ella, i, finalment, un conjunt de nivells calcarenites que es relacionen amb la resta de la successió miocena mitjançant canvi lateral.

c) Els materials quaternaris tenen una naturalesa molt variada i estan distribuïts de forma irregular, configurant sovint afloraments de gran extensió. Per la seva contribució al registre estratigràfic de l'illa destaquen els sediments de caràcter fluvial i els litorals.

S'han diferenciat tres dominis estratigràfics per a l'illa d'Eivissa, sèries d'Eivissa, Sant Josep i Aubarca (Rangheard, 1971) (Fig. 4.4). La definició de les sèries es basa exclusivament en les diferències sedimentàries observades a l'interval Titonià-Albià, a on s'aprecia una gran uniformitat en els materials del Triàsic, Juràssic, Cretaci Superior i Miocè de tot el territori insular. Durant aquest interval, la Sèrie d'Eivissa es caracteritza per un registre fonamentalment margós, corresponent a fàcies de plataforma oberta. Cap al nord-oest, l'aparició en l'interval Titonià-Valanginià d'un tram carbonatat corresponent a fàcies de plataforma que indica major energia i proximitat al continent, constitueix el criteri que permet definir la sèrie de Sant Josep, sense que s'apreciïn diferències en el registre del Hauterivià-Albià respecte a la Sèrie d'Eivissa. Així mateix l'aparició cap al nord-oest de nivells carbonatats d'origen escullós durant l'Aptià permet definir la Sèrie d'Aubarca, sense l'apreciació d'altres diferències notables respecte a la Sèrie de Sant Josep (García de Domingo et al., 2009).

Des del punt de vista tectònic, l'illa d'Eivissa ha estat dividida clàssicament en tres unitats tectòniques que conformen franges amb orientació NE – SW i apilades en sentit NW. L'estructura en escames apilades, ha estat reconeguda en tots els treballs cartogràfics i estructurals realitzats al llarg del passat segle a Eivissa (Fallot, 1922; Spiker i Haanstra, 1935; Rangheard, 1969).

Aquests tres dominis estratigràfics de SE a NW són: Eivissa, Llentrisca – Rei i Aubarca (Fig. 4.5). A cada un d'ells s'han reconegut plecs i encavalcaments de direcció al NW i

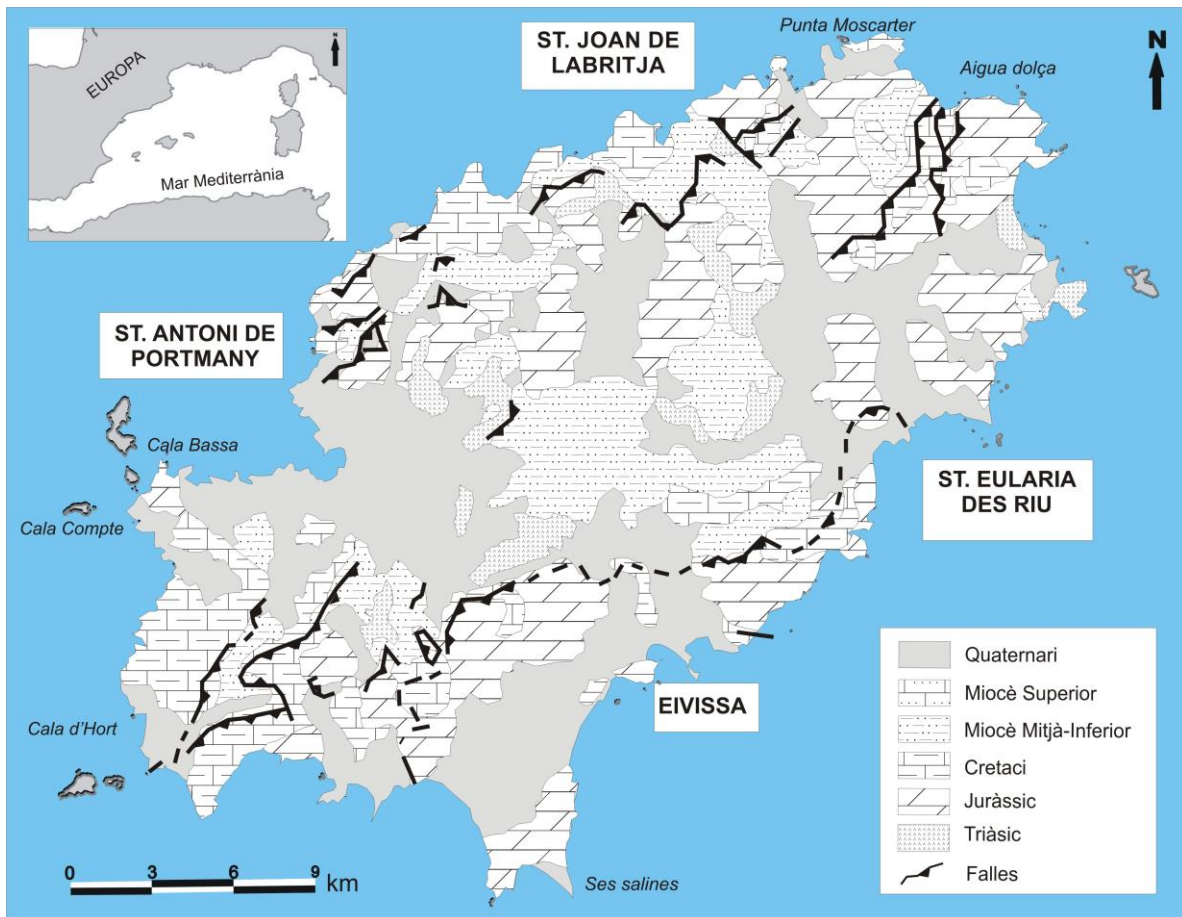


Figura 4.4. Mapa geològica d'Eivissa. Modificat de Fornós i Gelabert (2011).

d'altres de direcció cap al SE. Aquests darrers, estan associats a falles normals mesozoiques (Fontbotè et al., 1983; Rangheard, 1972).

La unitat d'Aubarca es localitza al sector occidental, està constituïda especialment per materials del Cretaci Inferior i Miocè. Comprén diversos plecs tombats cap al NW, donant lloc a un relleu contrastat en el qual se succeeixen relleus de carenes arrodonides i barrancs moderadament encaixats.

La unitat tectònica de Llentrisca – Rei, és la unitat que presenta l'estructura més complexa. Aquesta unitat, fou dividida en tres subunitats, de NE a SW, Rei, Forn Nou i Roques Altes. Des del punt de vista general, aquesta unitat, està constituïda principalment pels materials mesozoics i miocens de la sèrie de Sant Josep i, per tant, pels d'Aubarca.

La unitat d'Eivissa, està formada per materials juràssics i cretàcics. Es troba replegada i encavalca sobre els dipòsits miocens de la unitat de Llentrisca – Rei. Aquesta unitat és la més elevada topogràficament

4.3 Unitats estructurals

Des del punt de vista morfològic, a Eivissa es diferencien dues zones muntanyoses i dues àrees deprimides que conformen franges amb orientacions ENE- WSW. De nord a sud són: la franja muntanyosa septentrional (Serra d'Es Amunts - Serra de Sant Vicent); la depressió central (Sant Antoni - Santa Eulària); la franja muntanyosa meridional (Serra de sant Josep - Serra Grossa) i la depressió de Sant Jordi - Ses Salines (Fig. 4.6).

La *franja muntanyosa septentrional* està composta per les Serres Nord (Serra d'es Amunts - Serra de Sant Vicent) on s'hi troben les majors elevacions de l'illa, Puig Furnàs (410 m) i Camp Vell (398 m) i hi sovintegen els penya-segats abruptes constituïts per calcàries i dolomies del Juràssic Inferior i Cretaci Mitjà. Per contra, el vessant meridional presenta pendents més suaus. Aquesta asimetria és el resultat del capbussament general dels materials cap al ESE.

A la *depressió central* (Sant Antoni - Santa Eulària) es diferencien alguns pujols arrodonits que arriben als 300 m d'altitud, emperò la gran majoria no arriba als 100 m. En aquesta àrea afloren bàsicament materials detrítics del Miocè Inferior i Mitjà d'origen marí (turbidites i conglomerats), juntament amb materials triàsics, argiles i guixos de les fàcies del Keuper.

La *franja muntanyosa meridional*, està composta per les serres meridionals (Serra de Sant Josep - Serra Grossa) on es troben les majors elevacions de l'illa (i.e la Talaiassa de 475 m). També cal esmentar, que l'illot d'es Vedrà forma part d'aquesta zona, amb menys d'1 km² d'extensió i s'eleva fins als 380 m d'altitud. La part occidental d'aquestes serres, acaben amb penya-segats orientats cap a l'oest i nord-est formats per paquets de calcàries del Cretaci Superior. La part meridional i oriental presenta relleus suaus i arrodonits. (García de Domingo et al., 2009; Fornós i Gelabert, 2011).

A la *depressió de sant Jordi - Ses Salines*, afloren bàsicament materials plio-quadernaris de diversos orígens. Aquesta depressió es pot associar a un plec sinclinal probablement associat a falles normals del Neogen Superior, encara que segons Giménez et al., 2007 no es pot descartar la presència de falles post-alpines (Fornós i Gelabert, 2011).

4.3 Climatologia

Les illes Pitiüses se situen a la franja de les latituds mitjanes de l'hemisferi nord. La circulació atmosfèrica s'organitza sota la influència de dues bandes zonals. Cap al sud, es localitza el cinturó d'altres pressions subtropicals, que afavoreix l'augment de les temperatures i la disminució de la humitat relativa de l'aire i cap al nord, es localitza el cinturó de depressions associat al front Polar, amb vents de l'oest que afavoreixen l'entrada de masses d'aire càlides i humides, que duen associats processos de precipitació (Servera, 1999; Bardají et al., 2009).

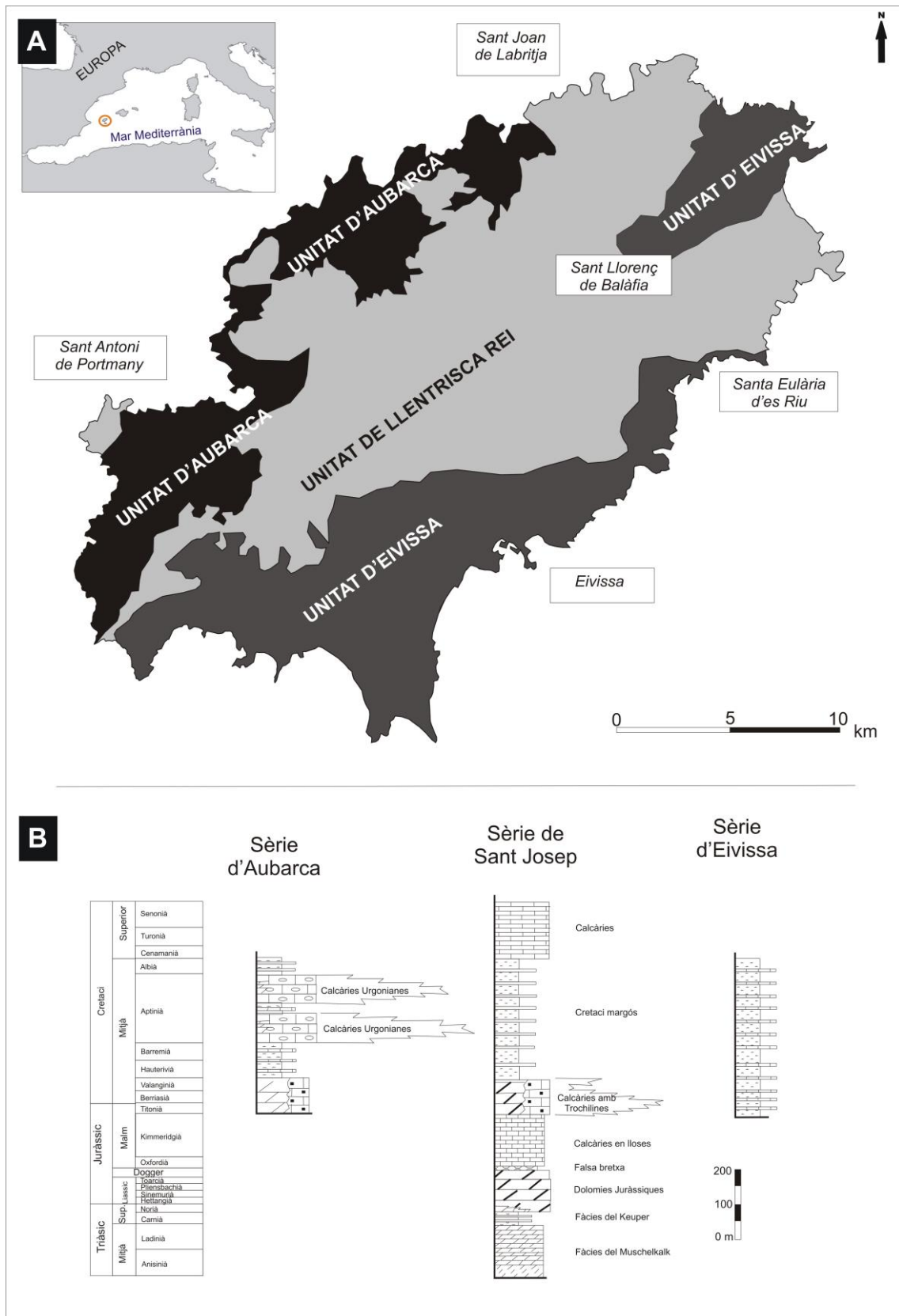


Figura 4.5. A) Mapa de les unitats tectòniques d'Eivissa. B) Esquema estratigràfic de l'illa d'Eivissa amb les sèries que afloren a l'illa. Modificat de García de Domingo et al. (2009).

Els factors geogràfics, tant els regionals com els locals juguen un paper molt important pel que fa al clima, entre els quals cal destacar la localització de les illes dins del Mediterrani i l'efecte termoregulador que exerceix la mar; com també els trets fisiogràfics de l'illa, que poden crear perturbacions convectives a Eivissa, encara que no té unes grans muntanyes, aquestes no es poden menystenir, més encara si es posen en relació a l'extensió de l'illa. De fet, els dos conjunts principals –els Amunts i la Serra de Sant Josep– són suficientment importants com per fer sentir la seva influència en el clima de l'illa (Guijarro, 1992).

L'illa d'Eivissa presenta un clima mediterrani, amb una forta influència marítima, és a dir, que gaudeix d'uns hiverns suaus i uns estius càlids i secs, on les pluges es concentren bàsicament als equinoccis (tardor i primavera). La temperatura mitjana anual d'Eivissa se situa entorn dels 17 °C amb una oscil·lació tèrmica d'uns 14 °C, entre els 11 - 12 °C del mes més fred (generalment el mes de febrer) i els 24 - 26 °C del mes més càlid (juliol), amb màximes de 35 °C i mínimes de 0 °C (Vilà-Valentí et al., 2000; GEN-GOB, 2004) (Fig. 4.7). El període de sequera estival és molt acusada, amb una intensa evaporació, pel fet de coincidir amb les temperatures més elevades. Cap a l'interior de l'illa d'Eivissa, aquests valors tèrmics presenten algunes variacions que incrementen les oscil·lacions, fet que s'ha de relacionar amb la presència dels relleus més importants. La insolació és molt elevada, arribant a prop de les 3000 hores de sol anuals (Vilà-Valentí et al., 2000).

Pel que fa a la distribució espacial del règim anual de precipitació a Eivissa, aquesta s'emmarca dins els 620 mm de mitjana a punts de la part més septentrional del conjunt muntanyenc dels Amunts i els 300 mm de la punta de Torre de les Portes, al litoral més meridional de l'illa (Fig. 4.8 i 4.9). Respecte a la quantitat i distribució d'aquestes precipitacions en el temps, es presenten força desiguals. Aquestes precipitacions es registren en una mitjana de dies a l'any per damunt dels 89 dies a Eivissa, independentment de la quantitat registrada.

El mes amb menor precipitació a Eivissa és el de juliol, on es registren mitjanes entre els 3 i 6 mm, amb una distribució mitjana de dies amb presència de precipitació per davall de 2,2 dies. El mes amb majors precipitacions, és el de desembre, entorn dels 68 mm de mitjana, seguit pel mes d'octubre, amb 66 mm (Guijarro, 1986). Pel que fa a la distribució estacional aquesta presenta una seqüència típica de clima mediterrani. En efecte, la precipitació es distribueix de manera que en major mesura es registra durant la tardor, per anar davallant a mesura que transcorre l'hivern, mentre que la primavera és la segona estació més plujosa i l'estiu és l'estació més seca de l'any. Igualment que la distribució temporal, la intensitat amb què es produeixen les precipitacions mostra una important desigualtat, per la mateixa naturalesa irregular dels fenòmens atmosfèrics que es produeixen en aquesta àrea de la Mediterrània. Així doncs, del 15% dels dies que registren precipitacions, aquestes no arriben a superar els 10 mm. Mentre que habitualment en uns pocs dies de la tardor es produeixen precipitacions de forta intensitat –pluges torrencials– com a conseqüència de l'acusada inestabilitat que es produeix quan una depressió en alçària, associada a una invasió d'aire fred, es troba

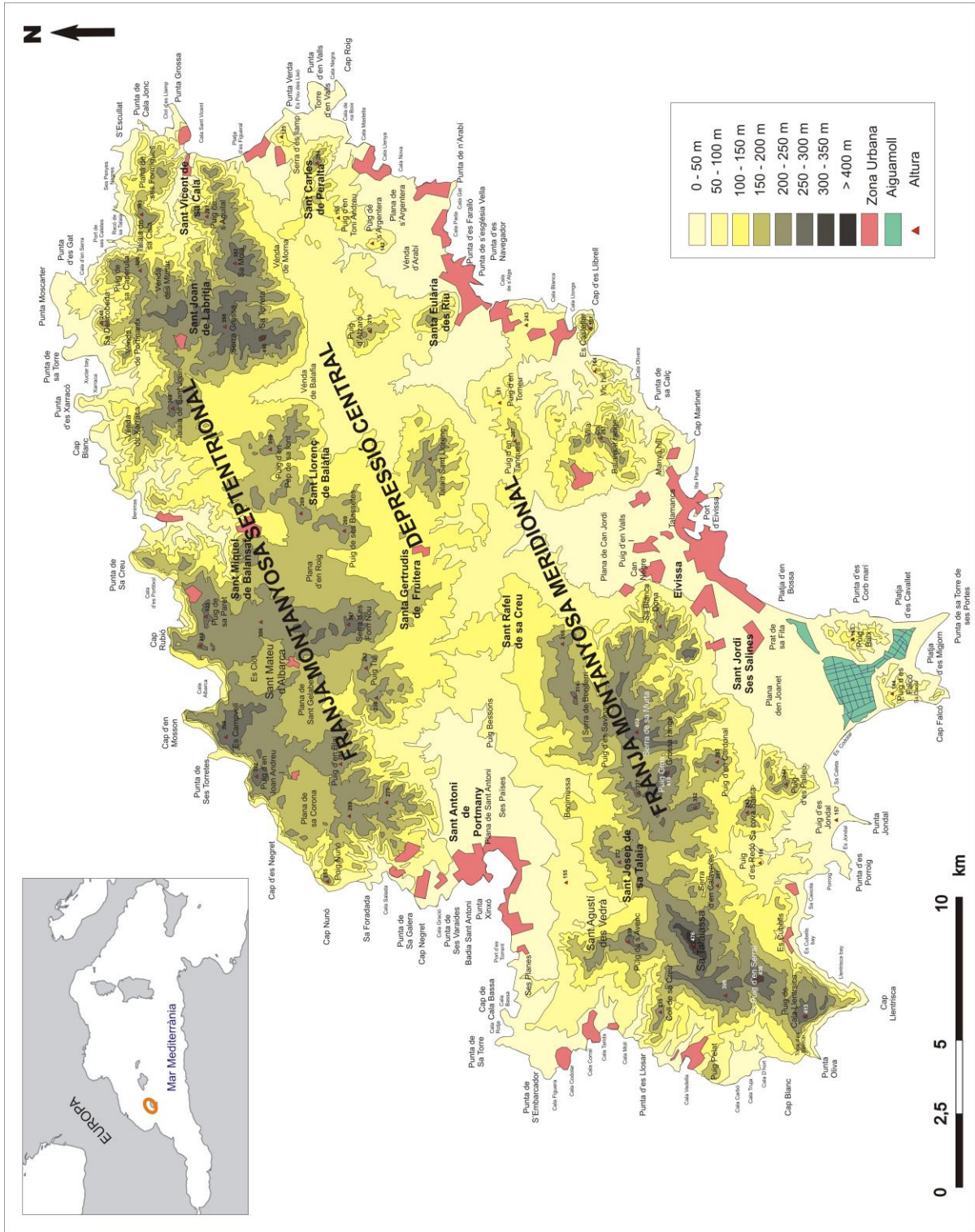


Figura 4.6. Mapa dels principals trets fisiogràfics i toponímia de l'illa d'Eivissa, modificat de García de Domingo et al., 2009 i de l'Atlas Geogràfic de les Illes Balears (1998).

damunt la Mediterrània occidental. L'evapotranspiració potencial per a Eivissa és de 897 mm segons el mètode de Thornthwaite, en tant que, l'evapotranspiració real mitjana pel període comprès entre 1973 i 1985 és de l'ordre del 80% de la precipitació (Servera, 1999).

Respecte els vents, en general són vents secs, a excepció dels de component SW (Llebeig), responsable de bona part de les precipitacions importants, en ser el més humit i càlid. L'explicació al fet que les pluges es produeixin sobretot a la tardor vendria perquè en aquesta època es combina el manteniment de vents de component est (humits i càlids) amb la presència, en les capes altes, de masses d'aire més fred, com a preludi de les que predominaran a l'hivern (Fig. 4.10).

A l'estiu dominen els vents de component sud; a més del Llebeig, el SE i el del component S. A l'hivern dominen els vents del nord: N, del NE i del NW, molt fred. Les gelades –fredorades en l'eivissenc més genuí–, no massa freqüents, es produeixen per l'entrada de vents de component nord (tramuntana) i nord-est (mestral), cap als primers mesos de l'any (GEN-GOB, 2004, Puertos del estado, WANA 21 021 06). Sovint, durant l'estiu, es fa evident la influència del Xaloc, vent càlid provinent de l'Àfrica. Excepcionalment, a l'hivern, les illes poden ser afectades per invasions d'aire polar. En situació anticiclònica es produeixen les anomenades calmes –altrament dites moines pels naturals de l'illa–, de gener, de dies freds i clars, amb la mar tranquil·la i plana (Vilà-Valentí et al., 2000).

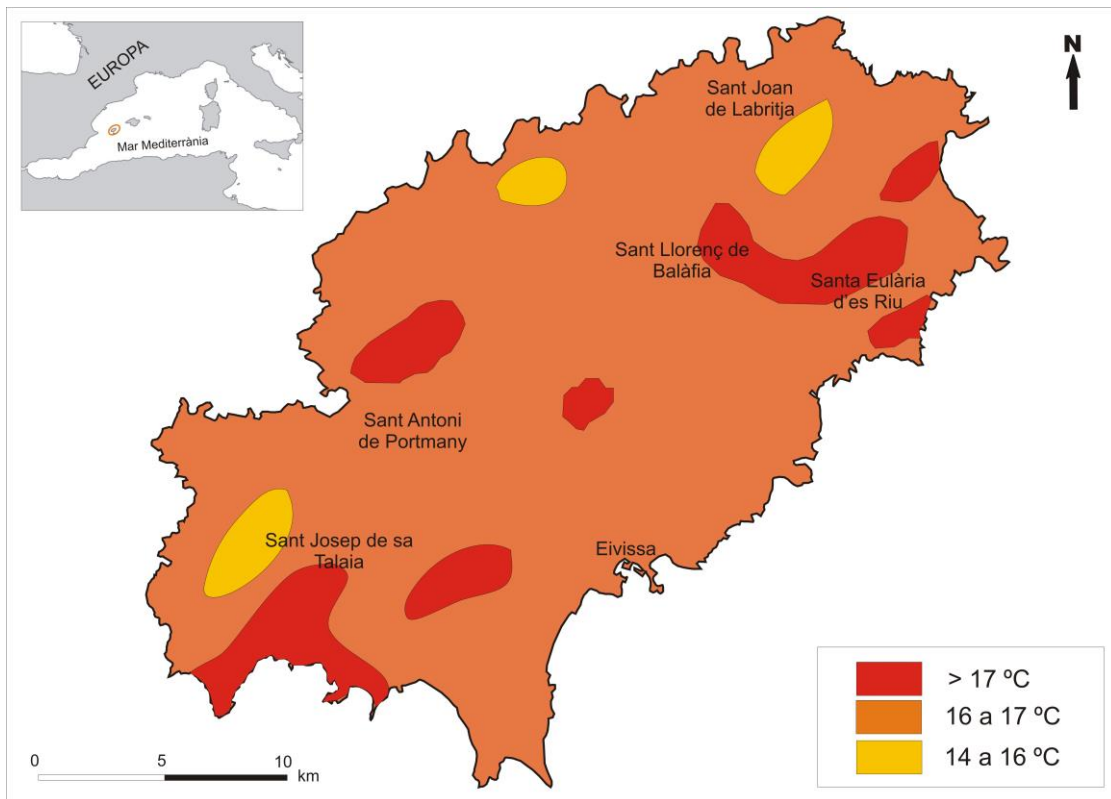


Figura 4.7. Mapa de les temperatures mitjanes anuals de l'illa d'Eivissa. Modificat de Guijarro (1986).

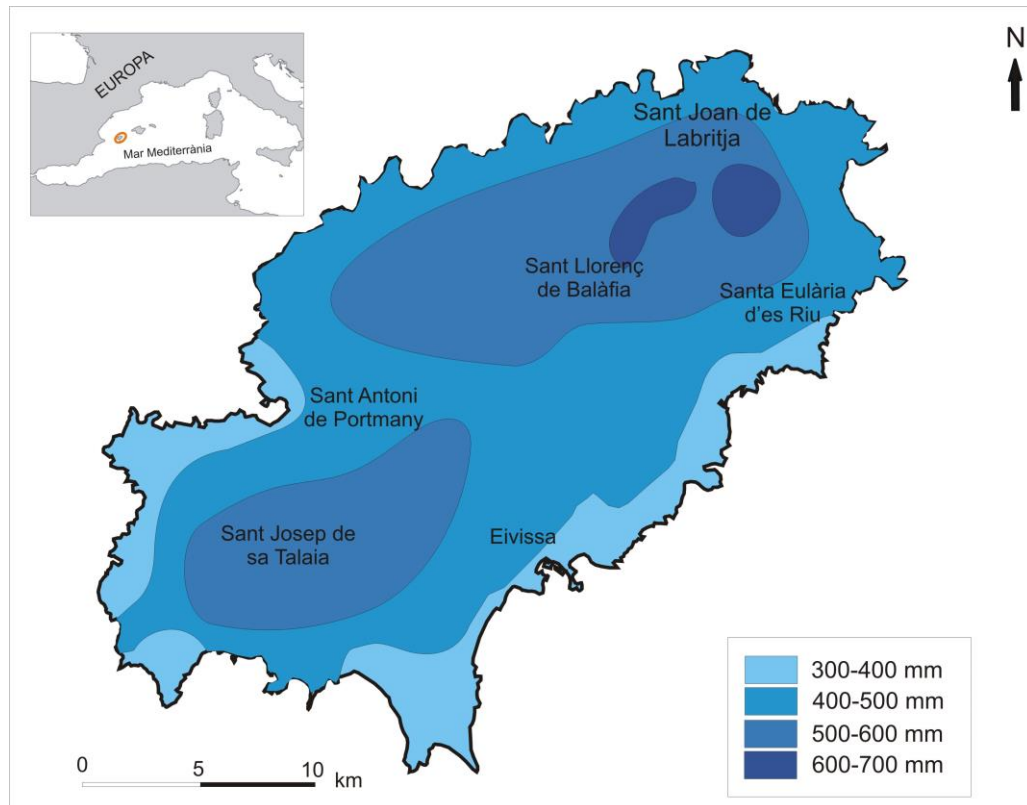


Figura 4.8. Mapa de les precipitacions mitjanes anuals de l'illa d'Eivissa. Modificat de Guijarro (1986).

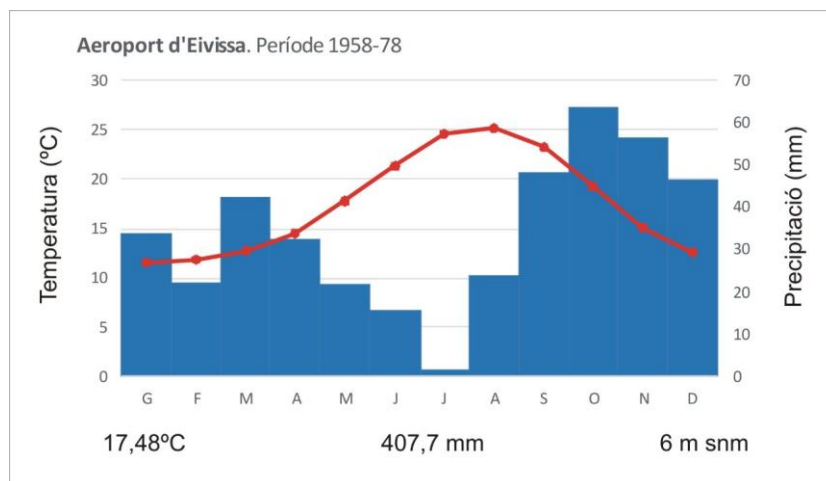


Figura 4.9. Diagrama pluviomètric de l'illa d'Eivissa per al període de 1958 al 1978. Realitzat a partir de les dades extretes de Vilà-Valentí, 2000.

4.4 Hidrologia

La quantitat d'aigua dolça que podem trobar en un territori depèn de l'estructura del relleu, de les característiques litològiques i de la quantitat de precipitació que s'hi registri. La vegetació i el tipus de sòl també influeixen, ja que tenen un paper regulador

de la circulació (GEN-GOB, 2004). Per aquesta raó, la complicació tectònica i litològica, fan de l'illa d'Eivissa un sistema d'aqüífer complicat i compartimentat (PHIB, 2013).

Des d'un punt de vista hidrològic a l'illa d'Eivissa es diferencien sis unitats hidrogeològiques: Sant Miquel-Costa Nord, Santa Eulària, Sant Carles, Sant Antoni, Sant Josep, Eivissa i Serra Grossa (Fig.4.10). Els principals aqüífers corresponen a terrenys Terciàries i Quaternàries que conformen les planes de l'illa d'Eivissa. A les Serres, els aqüífers corresponen a formacions calcàries en les quals es produeix una important circulació càrstica amb l'aparició de fonts de gran cabal. Aquests aqüífers es consideren independents entre si, ara bé, és evident la important circulació subterrània que és dur a terme. La recàrrega dels aqüífers es produeix per infiltració directa de la pluja o pels torrents, especialment hi ha una gran infiltració d'aigua als pòlies i a les planes.

Els aqüífers generalment funcionen, com lliures, emperò de vegades els canvis de fàcies, o l'estructura geològica, imposen condicions de confinament o semiconfinament. Quan l'aqüífer només rep l'aigua de pluja per una zona on hi ha materials permeables, recàrrega al·lòctona on l'àrea de recàrrega es troba allunyada del punt de mesura, i pot ser directa o indirecta de si és aigua de pluja que entra en contacte directe amb un aflorament de l'aigua subterrània, o les precipitacions han de travessar les diferents capes de sòl abans de ser integrada a l'aigua subterrània. Ara bé, tots coincideixen en el fet que l'aigua infiltrada té dos camins o es dirigeix cap a altres punts de l'illa o vessen directament al mar (PHIB, 2013).

Des del punt de vista de les aigües superficials, la gran majoria dels cursos de l'illa estan secs quasi tot l'any, menys aquells que reben aportacions de brolladors, fonts o quan es produeixen precipitacions amb una certa intensitat horària. Els principals torrents d'Eivissa són: Benirràs, Sant Miquel, des Cirer, d'entre els quals destaquen el riu de Santa Eulària, i, el seu afluent el torrent de Labritja i el torrent de Buscatell (PHIB, 2013).

Els torrents més importants d'Eivissa neixen a la zona des Amunts (Fig. 4.11). El de Buscatell recull les aigües del Pla de Son Gelabert i del Racó d'Alcalà. Sa Séquia Llevantera també neix al Racó d'Alcalà, al costat de la Serra des Forn Nou, i es dirigeix cap al sud fins a arribar al pla de Vila. El riu de Santa Eulària, neix a la Vall de Besora, mentre que el seu principal afluent, el torrent de Labritja, recull totes les aigües dels vessants occidentals de la serra de la Mala Costa i els meridionals de sa Talaia de Sant Joan; el de Morna, neix a la serra de Mala Costa, i es dirigeix cap al sud, que és la principal aportació del torrent de s'Argentera (GEN-GOB, 2004).

A Eivissa també són d'importància les masses d'aigua de transició, l'estany Pudent, l'Estany d'es Peix i Ses Salines, que conformen unes àrees amb una gran biodiversitat. L'escassa disponibilitat d'aigües superficials ha provocat l'explotació de pous, i, en conseqüència moltes de les masses d'aigua subterrànies pateixen de sobreexplotació i problemes d'intrusió marina (Giménez et al., 2014).

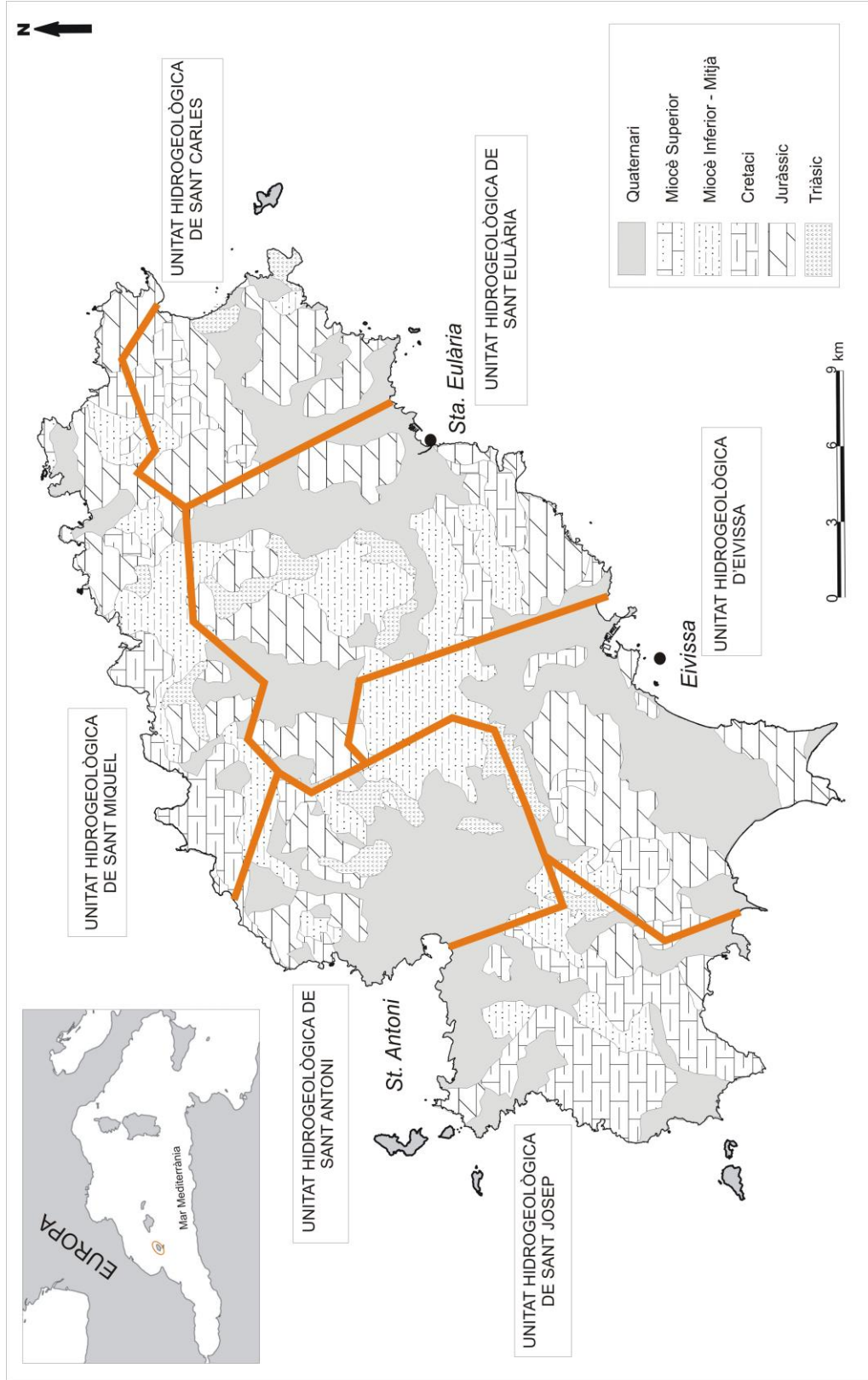
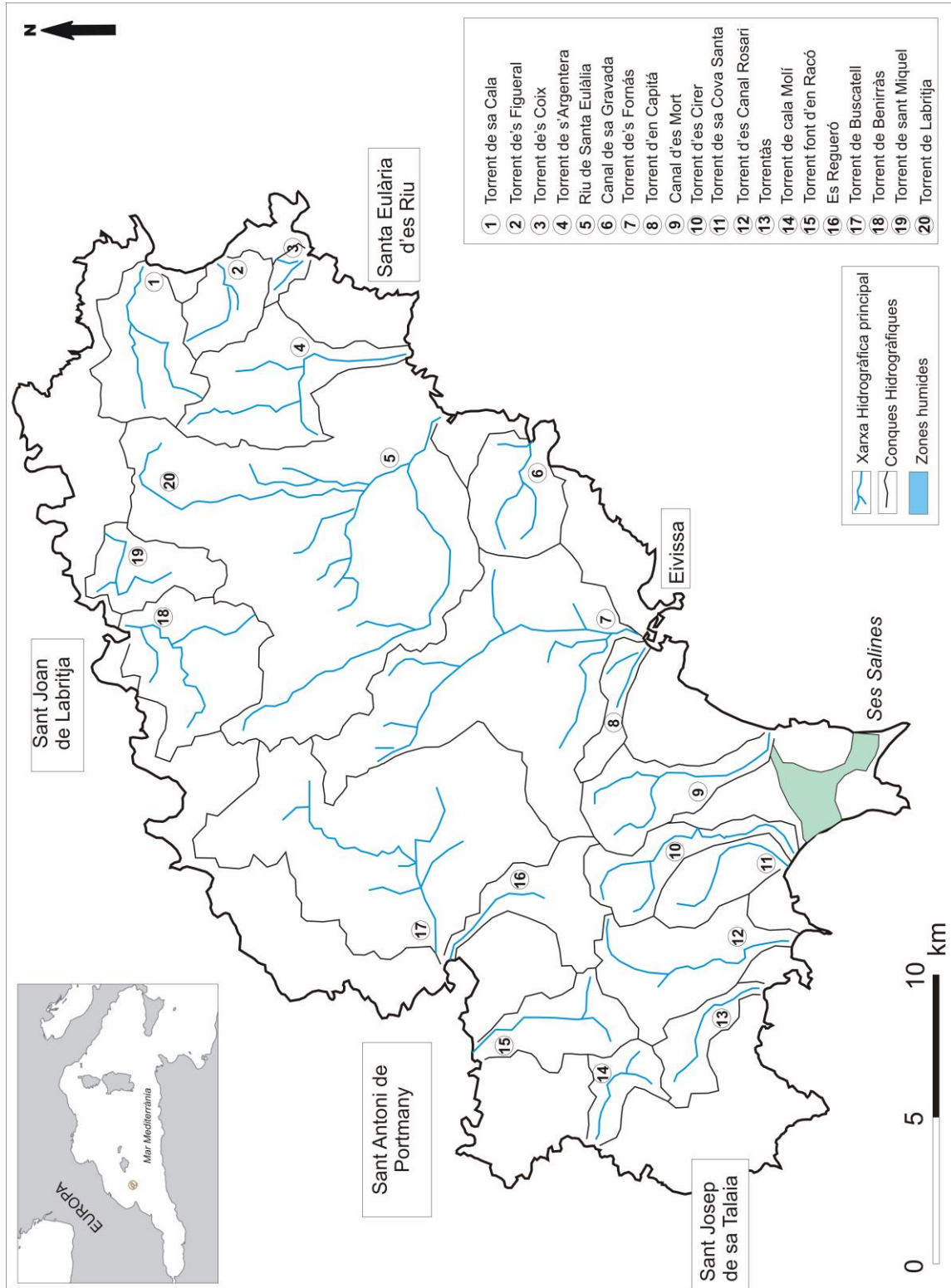


Figura 4.10. Mapa de les Unitats Hidrogràfiques de l'illa d'Eivissa. Modificat de l'IDEIB, (2015).

Figura 4.11. Mapa de la xarxa hidrogràfica amb els torrents principals d'Eivissa. Modificat d'IDEIB, (2015).



4.5 Vegetació

Bàsicament a les Illes Pitiüses hi predomina la flora mediterrània, els arbres i arbusts de fulla perenne. Aquesta vegetació gaudeix d'una gran capacitat d'adaptació (diferents sistemes), per tal, de resistir a les sequeres estivals i als forts vents, característics del clima mediterrani (GEN- GOB, 2004).

A grans trets, es poden diferenciar quatre grans grups, que responen a una tipologia de paisatge: les comunitats forestals i arbustives, la vegetació litoral, la vegetació rupestre (no litoral) i la vegetació arvense (Fig. 4.12). A les comunitats forestals, una de les característiques d'aquests indrets boscosos d'Eivissa, és el predomini d'espècies de gimnospermes (*Pinus halepensis*, *Juniperus phoenicea*, *Juniperus oxycedrus*), també es desenvolupa un ric i complex sotabosc.

Un fet característic de les Pitiüses és la poca presència d'alzines (*Quercus ilex*), que es troben de forma aïllada o formant petits redols –aulets–, a alguns indrets de l'illa. Així doncs, el paisatge forestal eivissenc està constituït per denses màquies calcícoles de savina (*Juniperus phoenicea*), ginebre (*Juniperus oxycedrus*), mata (*Pistacia lentiscus*), raspall (*Cneorum tricocum*), romaní (*Rosmarinus officinalis*) i cepell (*Erica multiflora*). Més localment aquestes comunitats es poden enriquir amb l'arbocer (*Arbutus unedo*), el coscoll (*Quercus coocifera*), les argelagues (*Ulex parviflorus* i *Calcytome spinosa*), les estepes (*Cistus albidus*, *C. Monspeliensis*, *C. Salviaefolius*), l'albada (*Anthyllis cytisoides*) o la murta (*Myrtus communis*), amb la presència d'arbusts ginestoides (*Chronanthus biflorus*, *Genista dorycnifolia*).

En les *comunitats arbustives* hi ha una gran presència del pi bord (*P. halepensis*), amb l'aparició de plantes calcífugues, com la genista (*Genista hirsuta*), el bruc (*Erica arborea*) o el tomaní (*Lavandula stoechas*). La degradació de les màquies condueix a la formació de les timonedes, riques en espècies de la família de les labiades, dintre de les quals, predominen la frígola (*Thymus capitatus*), l'herba de sant Ponç (*Teucrium polium* s.l.) i diverses espècies del gènere *Micromeria* (*M. graeca*, *M. nervosa*, *M. microphylla*), junt amb algunes esparregueres (*Asparagus stipularis*), i representants de les Cistàcies (*Cistus sp. Fumana* sp.).

Entre les clarianes de les formacions arbustives, coincidint amb els llocs amb poc pendent i no massa lluny de la mar, es poden trobar comunitats de plantes herbàcies, que reben el nom de pradells. Són formacions efímeres, riques en plantes anuals (*Bellis annua*, *Evax pygmaea*, *Chaenorhinum formenterae*, *Solenopsis minuta*) i en geòfits (*Allium antoni-bolosii* subsp. *Eivissanum*, *Ophioglossum lusitanicum*, *Merendera filifolia*, *Romulea columnae*, *R. Assumptionis*, *Ophrys* sp. pl.) acompanyades de nombroses espècies de molses, hepàtiques i líquens.

La *vegetació del litoral*, es veu afectada per la salinitat, dins aquest grup, es poden reconèixer tres tipus de paisatges (vegetació dels penya-segats, vegetació de les platges i dunes i la vegetació salinera/salars). La vegetació que viu als penya-segats litorals es

caracteritza per l'abundància de coixinets del gènere *Limonium* (saladines), sobretot *L. Ebusitanum* i afins i pel fonoll marí (*Crithmum maritimum*).

En la vegetació de les platges i dunes, hi trobem un mosaic de plantes herbàcies d'espècies estoloníferes, com el càrritx de platja (*Ammophila arenaria*) el lliri de platja (*Pnacratium maritimum*), l'escard de platja (*Eryngium maritimum*), algunes lletreres (*Euphorbia* sp.pl.), la *Cakile marítima* o el *Lotus cystisoides*.

Als arenals fixats rere el cordó longitudinal o de les foredunes apareixen les bosquines, amb el predomini de la savina (*Juniperus turbinata*). Cal destacar la presència d'espècies herbàcies anuals que s'intal·len als arenals no exposats, com el molinet (*Silene cambessedesii*) i el *Chaenorrhinum formenterae*.

Als llocs salins, que pateixen alteracions estacionals del nivell de l'aigua freàtica, es desenvolupa una vegetació característica formada per arbustos i anuals de tiges i fulles crasses (*Suaeda* sp. Pl., *Salicornia europaea*, *Arthrocnemum* sp.pl.), així com diverses espècies de joncs (*Juncus* sp. pl.) i gramínies. Sovint també hi poden aparèixer alguns representants endèmics o subendèmics de saladines (*L. grossi*, *L. gibertii*).

La *vegetació rupestre no litoral*, es desenvolupa a comunitats força distribuïdes al llarg del territori, als cingles, roquissers. Les falgueres d'Eivissa són característiques d'aquest grup (*Asplenium* sp. Pl., *Cosentinia vellea*, *Cheilanthes acrosticha*, *Polypodium cambricum*, *Adiantum capillusveneris*). També són característiques les plantes fissurícoles (com *Cephalaria squamiflora subsp. Mediterranea*, *Galium crespianum*, *Scabiosa cretica*, *Biscutella ebusitana*, *Silene hifacensis*, *Asperula pau*, *Chaenorrhinum organifolium subsp. Crassifolium*) moltes de les quals, són endemismes amb un alt interès evolutiu i conservacionista a causa de la fragmentació i al baix nombre d'individus de les seves poblacions. Als voltants de sa Talaia, la costa nord eivissenca i alguns illots (es Vedrà, es Vedranell) alberguen la màxima representació d'aquesta vegetació rupícola.

La *Vegetació arvense*, es desenvolupa majoritàriament als erms, als marges de camins i conreus, i en general, als ambients fortament alterats per l'acció humana; aquesta vegetació alberga una gran diversitat de comunitats de plantes usualment herbàcies. És el món de la Ravanissa (*Diplotaxis arucoïdes*, *Sinapis alba*, *Raphanus sativus*, *Eruca vesicaria*, *Rapistrum* sp. Pl.), el llevamà (*Calendula arvenses*), la rosella (*Papaver* sp. pl.), el vinagret (*Oxalis pescaprae*), la rapa (*Arisarum vulgare*), el bolig (*Chrysanthemum coronarium*), l'espadella (*Gladiolus segetum*), la lletrera (*Euphorbia* sp. pl.) i nombroses espècies dels gèneres *Fumaria*, *Chenopodium*, *Amaranthus*, *Vicia*, *Reseda*, *Verònica*, *Medicago* i *Melilotus*, entre d'altres (Gil et al., 1992).



Figura 4.12. Diferents paisatges vegetals presents d'Eivissa.

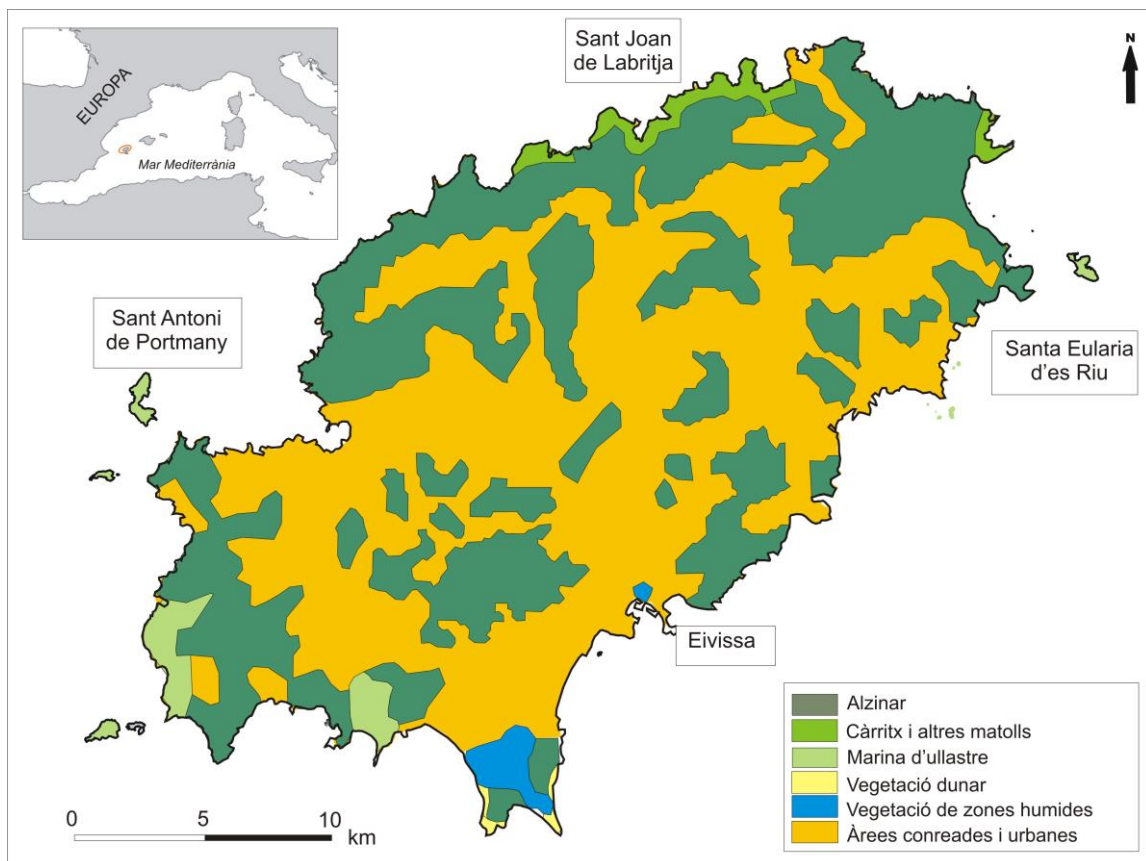


Figura 4.13. Mapa de vegetació d'Eivissa, modificat de l'Atlas Geogràfic de les Illes Balears (1994).

BLOC 5: EL PLISTOCÈ LITORAL D'EIVISSA

5.1 L'abast geogràfic dels dipòsits del Plistocè litoral d'Eivissa

En aquest bloc es presenten els resultats obtinguts del treball de camp: els resultats de les dades sedimentològiques i estratigràfiques i el tractament i anàlisi de les direccions de migració de les dunes fòssils. Aquests resultats s'exposen agrupats per trams de costa (septentrional, occidental, meridional i oriental) (Fig. 5.1), que a la vegada s'han subdividit en 14 àrees d'estudi. A cada àrea d'estudi s'ha realitzat una descripció de les fàcies que s'han complementat amb les corresponents figures i taules. Finalment es presenta la descripció de les unitats i s'exposen mitjançant columnes estratigràfiques les correlacions estratigràfiques.

També es donen els resultats de les 25 datacions OSL realitzades als sediments arenosos (eolianites) de set localitats d'estudi (Cala Xuclar, Cap Negret, Punta de sa Pedrera, Cala Bassa, Cala Compte, es Codolar i s'Estanyol), en forma de breu resum i interpretació de les dades cronològiques resultants. Finalment, es fa una reconstrucció paleoambiental de cada àrea d'estudi, que més endavant (Bloc 7) es relaciona en un context regional.

A l'illa d'Eivissa s'han descrit diversos afloraments de dipòsits plistocens, aquests ocupen una extensió aproximada de 37,8 km² que de manera discontinua es poden perllongar terra endins fins a 3 km, arribant en alguns casos a la cota dels 200 m (Servera, 1999).

Gràcies al bon estat de conservació d'aquests dipòsits, a l'exposició natural i en alguns casos a la presència de petites pedreres, ens ha estat possible realitzar estudis detallats de l'arquitectura de les fàcies sedimentàries en 2D i 3D, així com desentrellar l'estratigrafia i la seva significació sedimentològica, ambiental i geomòrfica. La principal causa de la conservació de les eolianites és la ràpida litificació de bona part d'aquests sistemes deposicionals; el que permet la realització d'una acurada cartografia i una fàcil classificació morfològica (Fornós et al., 2009).

En molt de casos la forma del basament condiona la morfologia de les dunes, donant com a resultat variacions lateralment i verticalment en la arquitectura.

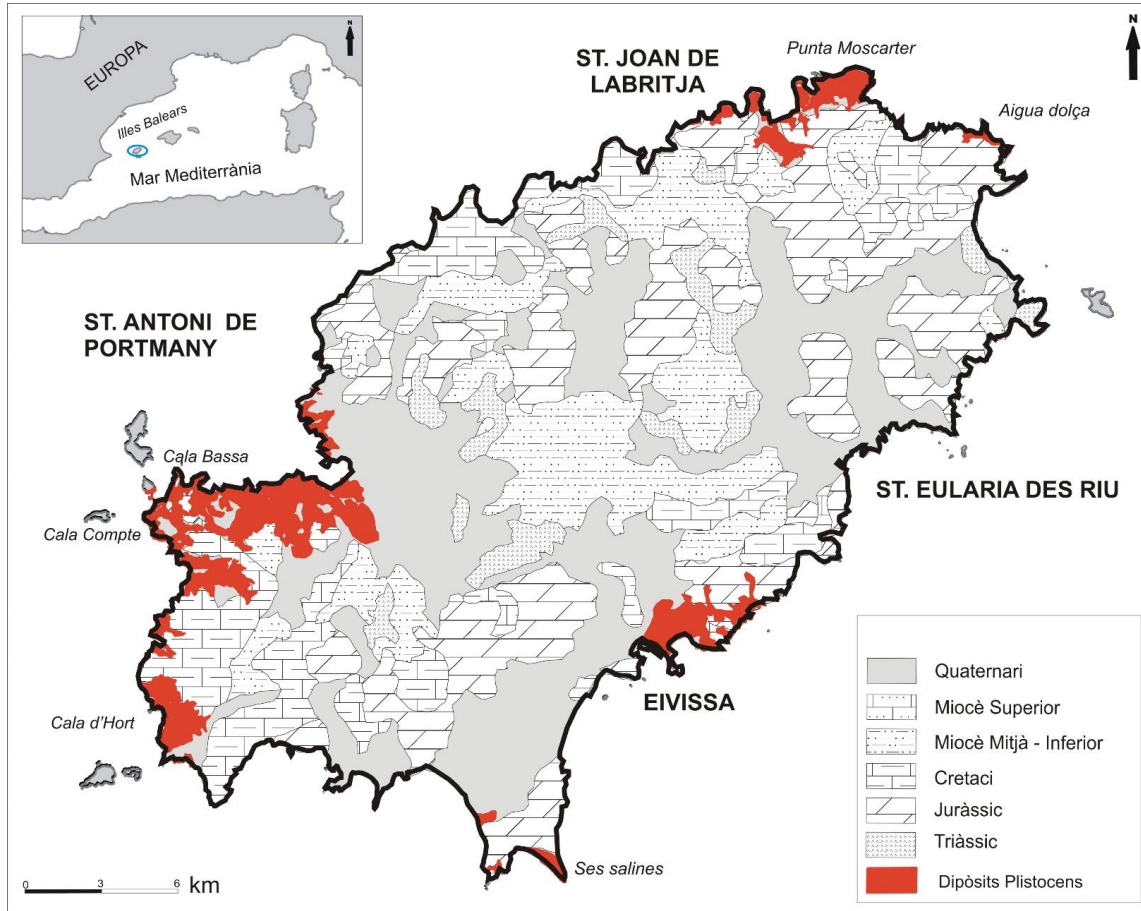


Figura 5.1. Distribució dels afloraments plistocens litorals de l'illa d'Eivissa.

5.2 La costa septentrional

Els dipòsits plistocens de la costa septentrional s'observen als afloraments de Cala Xuclar, Cala Xarraca, Caló de s'illa, Portinatx, Portitxol, Punta des Moscarter, Caló d'en Serra i Aigua Dolça. Aquests, es presenten de forma discontinua al llarg de la costa, durant 17,4 km lineals i ocupen una extensió de 5,6 Km² (Fig. 5.2). Alguns d'aquests afloraments han estat descrits amb anterioritat (i.e., Cuerda, 1989; Henningén et al., 1981; Solè i Sabaris, 1962) i s'ha atribuït la seva edat al Plistocè Superior a partir de la fauna marina present a terrasses marines ubicades dos metres sobre el nivell actual de la mar (Cuerda, 1984).

5.2.1 Cala Xuclar

Localització i principals trets fisiogràfics

L'àrea d'estudi es localitza al nord-oest de l'illa d'Eivissa en el municipi de Sant Joan de Labritja, a les coordenades geogràfiques 39° 06' 16" N - 1° 30' 54" E (Fig. 5.3). S'han

observat set dipòsits eòlics superposats intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls (Fig.5.4). Aquests, estan presents aproximadament 1 km al llarg de la costa i, estan exposats als penya-segats de manera quasi continua dels 2 als 9 metres d'alçària respecte al nmm. Al sector est de l'aflorament de Cala Xuclar, es troba la desembocadura del torrent de Sa Palanca, i, a mitjan aflorament a l'est de s'Illot d'en Rencli, al Caló d'es Forn, es troba un petit torrent penjat, el torrent del Caló d'es Forn. Ambdós torrents drenen per la conca del puig de sa Xarraca amb relleus que no superen els 231 m d'altitud.

Estratigrafia i sedimentologia.

S'han aixecat 17 columnes estratigràfiques (Fig. 5.5) i diferents croquis lito-estratigràfics. La seqüència Plistocena descansa sobre un basament juràssic format per roques carbonatades plegades i fracturades. El grau de deformació del basament i el modelat dels penya-segats que en resulten controlen l'arquitectura general del cossos sedimentaris plistocens. La forma i entitat dels penya-segats desenvolupats sobre el rocam juràssic, la gran variabilitat lateral d'aquests, juntament amb les petites conques de drenatge que aboquen a la línia de costa, condicionen l'espai d'acomodació i el desenvolupament vertical i/o el tipus de fàcies dels dipòsits plistocens. Així, a partir de les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents s'han pogut diferenciar un conjunt d'11 fàcies sedimentàries (Taula 5.1) que s'agrupen en tres ambients sedimentaris; entre els quals un d'eòlic i dos de terrestres que es descriuen a continuació:

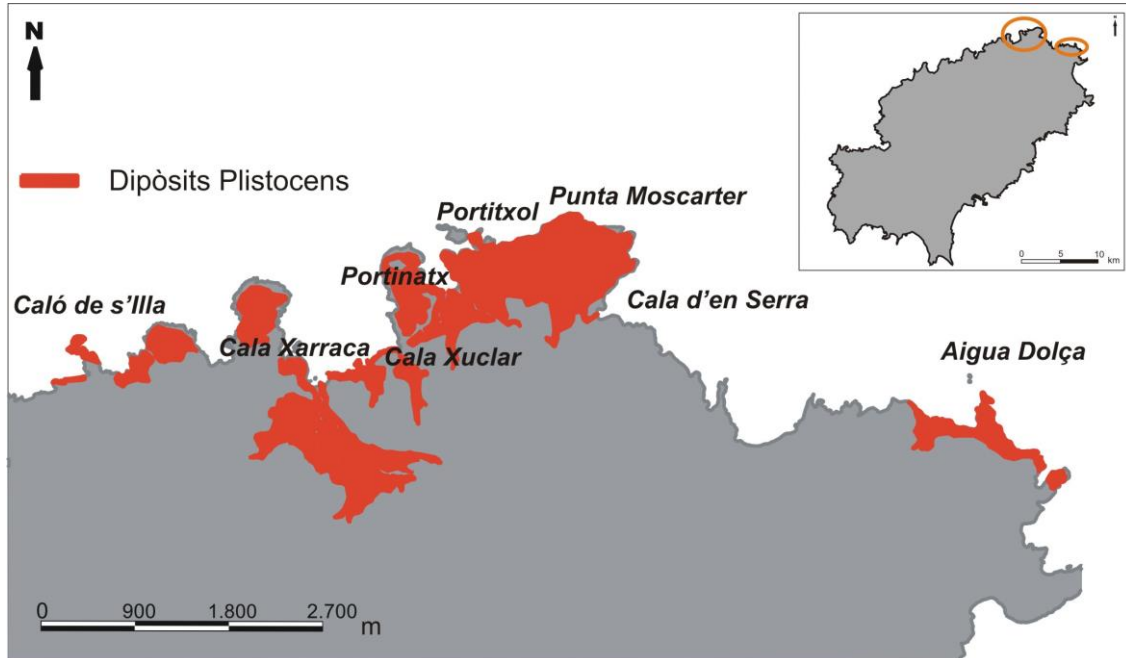


Figura 5.2. Localització dels afloraments i abast dels dipòsits plistocens de la costa septentrional d'Eivissa.

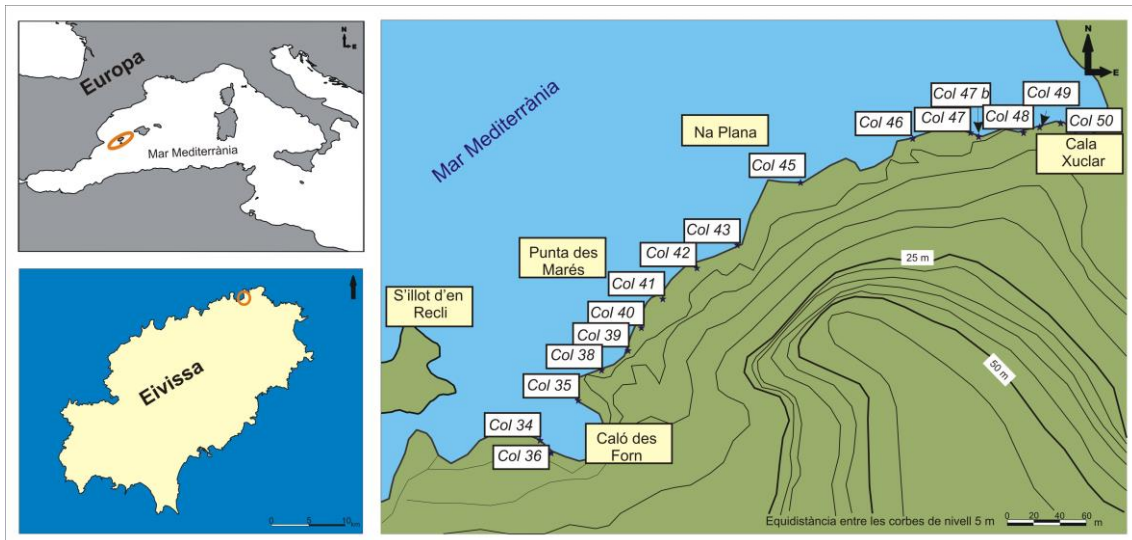


Figura 5.3. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi (Cala Xuclar) i de les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Se*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 μm) alternades amb passades d'arenas gruixades (500 - 1000 μm). Presenten un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,5 a 1 m de potència. Ocasionalment aquestes es veuen truncades, per dipòsits de bretxes en forma de canal. La bretxa es disposa sobre el nivell de gresos amb un contacte erosiu. Es tracta d'una bretxa heteromètrica amb escassa matriu de textura arenosa (arenas mitjanes). La direcció del canal és 320° NW procedents d'es Puig de sa Xarraca. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb abundants rizoconcrecions cementades per calcita. El contingut en carbonats a les arenas, és superior al 80%, amb quantitats menors de quars i feldspats (4%). La laminació assoleix potències d'1 a 2 cm.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats constituïts per arenas bioclàstiques ben classificades (d'arenas fines 125 – 500 μm a mitjanes 250 - 500 μm). Presenten un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura laminar encreuada –mostra una forma asimptòtica a la part basal– de fins a 3 m de potència. La laminació es veu alterada per rizoconcrecions –d'1 a 7 cm de diàmetre i de 0,5 a 1 m d'alçària– de les quals es poden diferenciar dos tipus: unes de les que només en queda el motlle i unes altres que es conserven perquè estan molt calcificades. Localment, els sediments contenen algunes passades de clasts angulars-còdols –d'un cm de diàmetre de mida mitjana– tot surant en una matriu arenosa (Fig. 5.6). Els clasts (de 0,5 a 1 cm) es disposen imbricats mostrant un cabussament en el sentit del pendent dels dipòsits. Destaca la presència d'abundant fauna terrestre (i.e. *Xerocrassa ebusitana*) i també marina (i.e. *Glycymeris* sp.). La composició de les arenas és principalment carbonatada (90%), essent la calcita amb un contingut mig del 85% el mineral perdominant, mentre que el quars tot just assoleix un discret 1%.

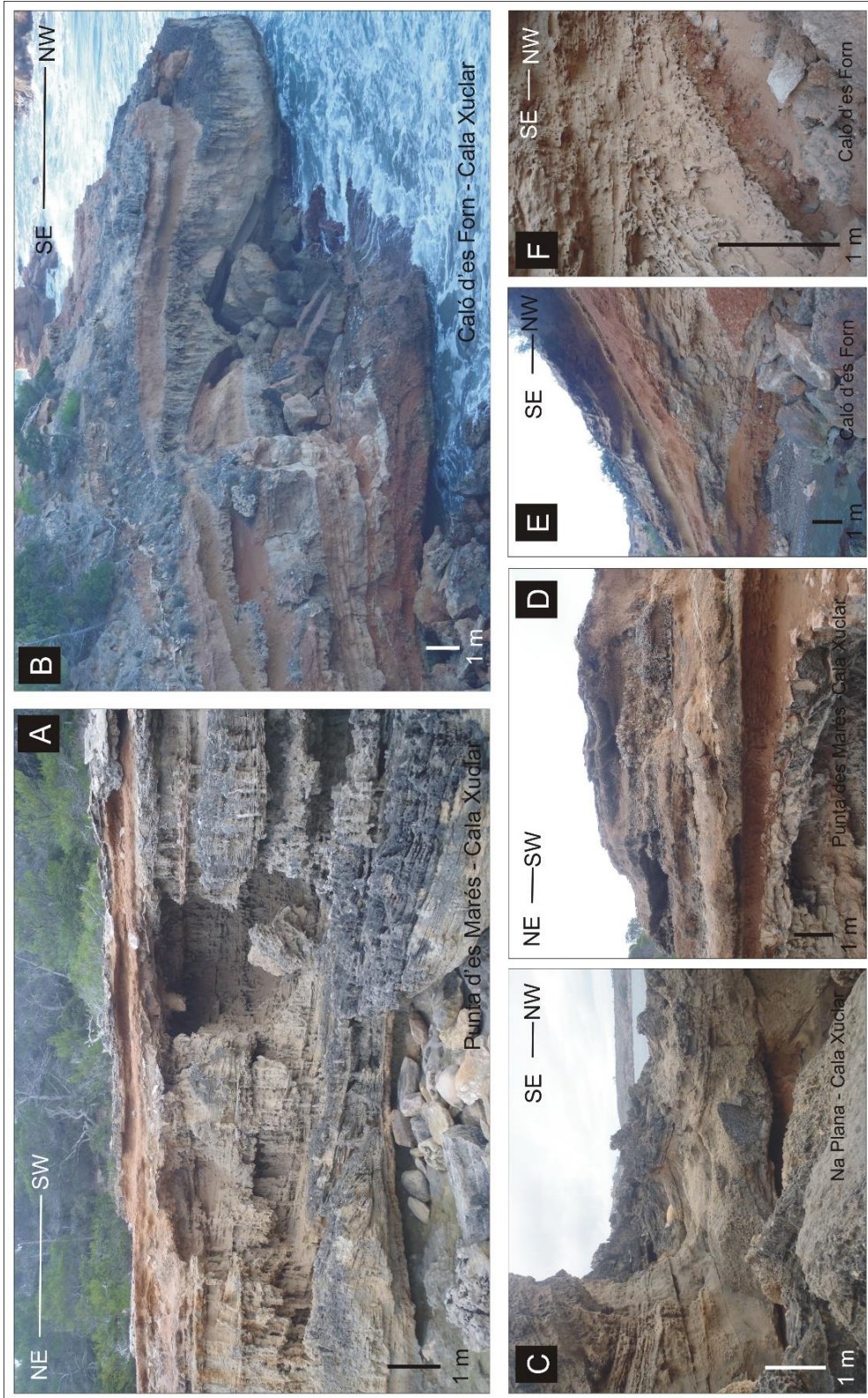


Figura .5.4. Dipòsits plistocens presents a Cala Xuclar. A) Vista general dels dipòsits plistocens des sector oest de Cala Xuclar. B) Vista panoràmica de la successió quaternària al caló d'es Forn. C) Detall de la laminació encruada dels sediments arenosos plistocens. D) Vista general dels dipòsits col·luvials presents a sa Punta d'es Marès – Cala Xuclar. E) Detall dels dipòsits quaternaris de la part inferior de l'aflorament. F) Detall dels sediments eòlics presents a la part inferior de l'aflorament.

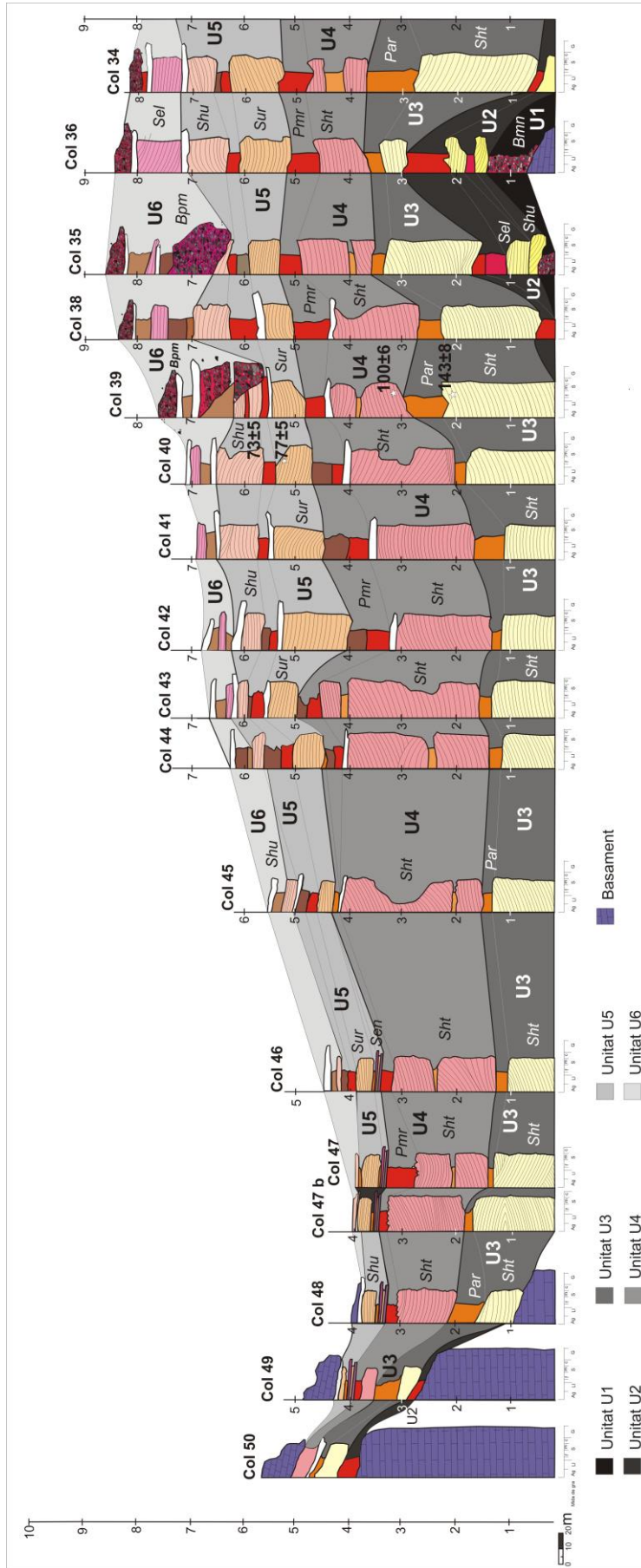


Figura 5.5. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de Cala Xuclàr.

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats composts per arenas bioclàstiques, ben classificades, amb una mida de gra de fines (125 – 250 µm) a mitjanes (250 µm a 500 µm). Presenten un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2, amb una estructura encreuada de baix angle (2° - 7°) formant capes d'1 a 2 m de potència, s'hi observen motlles d'arrels que puntualment trenquen la geometria lineal de les capes. Les làmines internes (0,5 cm a 1 cm de potència) estan poc cimentades. Eventualment apareixen nivells rics en clasts angulosos - 0,5 cm de diàmetre - en forma de lletia (Fig. 5.6), mostrant una paleodirecció del corrent de 300 - 330° NW. La marcada laminació de les arenas indica un sentit de migració de cap el SE, amb un vent predominant del NW. El contingut en carbonats se situa al voltant del 90%, essent la calcita amb una mitjana del 70% el mineral predominant, amb una presència del 3,4% de quars.

Fàcies (*Sur*): gresos carbonatats, composts majoritàriament per arenas bioclàstiques ben classificades, amb una mida de gra de fines (125 – 250 µm) a mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2, d'estructura laminar encreuada tot formant capes de 0,30 a 1,20 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada amb abundants rizoconcrecions – majoritàriament motlles, dels 5 cm als 50 cm d'alçària i dels 2 mm als 7 cm de diàmetre - que donen a lloc morfologies acampanades (Fig. 5.7). El contingut en carbonats de les arenas supera el 80% essent la calcita majoritària amb el 66%, i una presència menor de quars del 6%. En aquesta fàcies s'observa abundant fauna fòssil terrestre (*Xerocrassa ebusitana*). La direcció mitjana de cabussament que mostren les làmines, indica una direcció del paleovent de N-NW.

Fàcies d'ambient col·luvial.

Fàcies (*Cmn*): consisteix en una bretxa d'aspecte massiu – presència al voltant d'un 20% de clasts d'1 cm d'eix màxim - suportats per la matriu argilo-llimosa. La matriu està fortament cimentada i presenta un color rosat HUE 10 YR 8/4. Els clasts formats per calcàries i dolomies provenen del basament Juràssic. La seva angulositat i l'elevada quantitat de matriu llimo-argilosa, indica un feble transport poc energètic.

Fàcies (*Cpm*): composta per una bretxa heteromètrica, amb escassa matriu de textura arenosa (arenas mitjanes) i en forma de canals –de 0,40 a 0,60 m d'amplària i 0,20 cm a 0,30 m de profunditat mitjana– que registren els moviments de masses esporàdiques en superfícies inclinades. La composició de les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 80%.

Fàcies d'ambient costaner

Fàcies (*Sen*): composta per dos nivells de 2 cm de potència, constituït per arenas gruixades bioclàstiques (1000 - 2000 µm), ben classificades, imbricades en sentit cap a la mar, en disposició horitzontal, separades per un nivell arenós d'uns 5 cm de gruixa. El primer nivell té una major presència de litoclasts.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenes, de color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 i aspecte massiu, amb nòduls. Presenta un gruix màxim d'1,5 m, amb una variació lateral que arriba a 10 cm de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada amb abundants rizoconcrecions i fauna terrestre (i.e. *Xerocrassa ebusitana*). Eventualment s'observen alguns clasts d'escala mil·limètrica-centimètrica surant dins la matriu limo-arenosa. La part superior de la fàcies presenta un nivell molt cimentat tot formant fines crostes calcàries de color HUE 10 YR 8/1 blanc. La composició dels llims i les arenes és majoritàriament carbonatada amb un percentatge en carbonats del 80% –essent la calcita amb un 57% el mineral predominant, seguida d'un 23% d'aragonita– i el percentatge de quars d'un 2%.

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles de color vermell HUE 5 YR 6/8, de 40 cm de potència i aspecte massiu. S'observen nivells d'òxid de ferro i nòduls de manganès, també nivells de crostes calcàries a la part superior. Presenta un percentatge de quars del 20%, i, un percentatge en carbonats del 75%, essent la calcita el mineral majoritari.

Paleosòl (*Pmr*): caracteritzat per dipòsits limo-argilosos de color rosat HUE 10 YR 8/4. Presenta una elevada bioturbació, formes nodulars i, una elevada presència de fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*). Les rizoconcrecions presents són de l'ordre mil·limètric molt calcificades. S'observen nivells formats per crostes calcàries molt fines i nivells arenosos amb una mida de gra d'arena mitjana (500 µm). El contingut en carbonats és del voltant del 70% on els minerals predominants són la calcita amb un 60% i la dolomita amb un 12%, cal remarcar la presència de quars amb un 15%.

Paleosòl (*Psr*): compost per llims de color groc vermellós HUE 7,5 YR 7/6, que mostren passades d'arenes mitjanes (250 – 500 µm). Presenta una elevada bioturbació per arrels - 1 a 2 mm d'ample i 5 cm d'alçària màxima -. S'observen nivells formats per clasts angulosos i heteromètrics – dels còdols a la grava fina -. Els clasts consisteixen amb fragments de dolomites i calcàries que provenen del basament, formant petites passades tabulars o en forma de lleties. La composició mineralògica dels llims és predominantment carbonatada al voltant del 70%, amb una presència elevada de silicats (30%), dels quals el 19% són quars i el 9% de caolinita i un 2% de il·lita.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

A partir de l'anàlisi de fàcies hem pogut diferenciar sis unitats: U1, U2, U3, U4, U5 i U6 (Fig. 5.6) de les quals quatre són eòliques compostes per les fàcies (*Shu*, *Sel*, *Sht* i *Sur*), que indicarien unes condicions ambientals d'aridesa.

La unitat U1 composta per la fàcies (*Cmn*), assoleix la màxima potència al sector est de l'aflorament (Fig. 5.8a). Aquests dipòsits col·luvials es disposen directament sobre el basament i la integren bretxes suportades per la matriu, provinents d'àrees font pròximes com el puig de sa Xarraca 231 m. La matriu argilosa de color rosat fortament cimentada indica que és d'origen secundari associat al rentat del material fi derivats dels sòls vessant amunt. Els clasts imbricats, indicarien una direcció del paleocorrent de 350° NW. L'angulositat dels clasts i l'absència de granoclassificació, així com l'alta presència de matriu, indica que aquests dipòsits registren moviments de masses esporàdics poc

energètics a una superfície inclinada propera al penya-segat. Els clasts angulars i els sòls es barrejarien durant esdeveniments que probablement es produïren després de períodes d'intenses pluges.

La unitat U2, composta per dues fàcies eòliques (*Shu* i *Sel*) i un paleosòl (*Pmr*), s'interpreta com a dipòsits de dunes costaneres (Fig. 5.8a). La variació en la mida del gra de les arenes indica una selecció dels grans durant el seu transport, associada a les fluctuacions en la intensista del vent (Armas i Sanchez, 2013). L'elevada bioturbació que presenten els dipòsits suggereix que es tractava d'un clima menys àrid, apte per a la vegetació (*Halofita* i *windproof*) (García-Alba i Morey, 1981). A més a més, la fàcies (*Sel*) corresponent a dipòsits eòlics, es veu ocasionalment interrompuda per esdeveniments col·luvials que formen intervals rics en clasts originaris del basament.



Figura 5.6. Detall del nivells de clasts observats a les eolianites al sector est de Cala Xuclar.

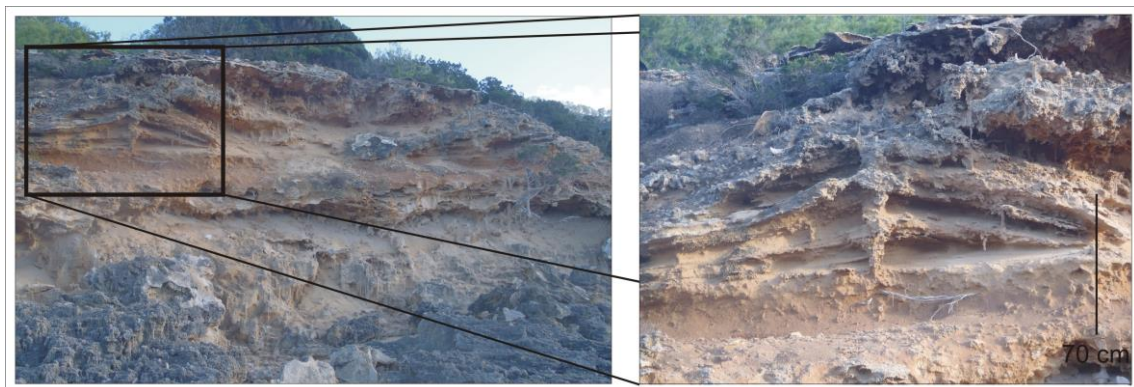
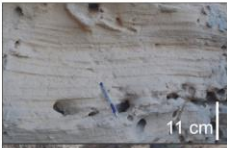



Figura 5.7. Detall de les morfologies en forma de campana produïdes per les rizoconcrecions, presents a Cala Xuclar.

La unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Par*) (Fig. 5.8a i 5.8b). La morfologia lateral mostra un camp de dunes amb una migració activa cap a l'interior, associat a la direcció predominant del paleovent 340° NW, que forma dunes grimpado-

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Estructura tabular, molt bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Bioturbada per vegetació amb passades de clasts angulars d'ordre centimètric.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics d'estructura encreuada de baix angle. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Sur	Gresos bioclàstics d'estructura encreuada de baix angle. Molt bioturbada amb rizoconcrecions.	Dunes	
Par	Llims i arenes bioturbades amb rizoconcrecions i clasts angulars.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles amb nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Pmr	Llims i argiles amb abundant fauna terrestre (<i>Xerocrassa ebusitana</i>) i rizoconcrecions a la part superior.	Paleosòls	
Psr	Llims vermell-grogosos amb clasts angulars. Bioturbada amb rizoconcrecions cimentades i fauna terrestre.	Paleosòls	
Cmn	Bretxa massiva suportada per la matriu argilo-llimosa rosada.	Col·luvial	
Cpm	Bretxa heteromètrica en forma de canal. Matriu arenosa.	Col·luvial	
Sen	Arenes gruixades de geometria tabular. Abundant presència de fauna marina.	Marins	

Taula 5.1. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi de Cala Xuclar. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, B: bretxa, c: còdols; e: mida de gra fi a gruixut, h: mida de gra fi a mitjà; l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva; r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arena.

res o remuntants. Aquestes dunes s'enfilen pel penya-segat fins als 6 - 7 m fossilitzant els nivells inferiors. La marcada laminació mostra un sentit de cabussament del SE, indicant un paleovent dominant del N - NW. D'altra banda, els paleosòls (*Par*) suggereixen un moment d'estabilitat climàtica. La presència d'abundants quantitats de sediments arenosos als paleosòls, indica la seva interacció amb les dunes, a causa d'un vent moderat, que transportava els sediments marins perpendicularment al penya-segat en un moment de baixes precipitacions. També cal destacar que la gradació del color i l'augment dels dipòsits d'arena a la part superior, seria un indicador d'un canvi de condicions semiàrides a àrides.

A partir de l'associació i la relació espacial que presenten els elements arquitecturals s'ha definit la unitat U4, integrada per un nivell eòlic compost per la fàcies (*Sht*), amb abundant fauna marina (*Glycymeris*) i fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*) (Fig. 5.8 a, 5.8c i 5.8d). Aquesta unitat representa un sistema de camp dunar, format per cossos dunars que migren cap a l'interior i es van superposant aprofitant els espais interdunars. La perfecta conservació de les cares de sotavent, és a dir, la part capdavantera de la duna, permet observar la base dels nivells dunars, els quals presenten una laminació en forma asimptòtica de l'estratigrafia de la base. L'estratificació creuada del nivell superior queda alterada associada a l'increment en la densitat de rizoconcrecions d'entre els 2 i el 10 cm de diàmetre, el que evidencia una important coberta vegetal en les regions superiors, sobretot a la cresta i als flancs. Aquesta concentració de rizoconcrecions indica una superfície d'estabilització associada a períodes menys àrids, que permeten la proliferació de la vegetació (Langford i Chan, 1989) i fauna (Andrews, 1981). La laminació indica un sentit de cabussament de 170° SE apuntant una migració de la duna terra endins. Aquesta es veu alterada a la part superior pel paleosòl (*Pmr*).

La unitat U5 està composta per tres fàcies eòliques (*Sur*, *Shu* i *Sel*) i dos paleosòls (*Pmn* i *Psr*) (Fig. 5.8a, 5.8b, 5.8c i 5.8d). S'interpreta aquesta unitat com a rampes d'arena, les quals registren el transport dels sediments marins de forma perpendicular al penya-segat. La fàcies (*Pmn*) composta per un paleosòl vermellós, característic pels nivells d'òxid de ferro, nòduls de manganès i, compost principalment per silicats (70%), ens indica un augment de les precipitacions, és a dir, marca un canvi en les condicions ambientals. Per altra banda, les crostes calcàries de la part superior suggereixen una evolució de les condicions ambientals humides cap a un clima més àrid. Segons Rangheard (1971), aquestes crostes calcàries es van formar després d'un moment humit, quan l'aigua infiltrada al sòl provocà la dissolució dels carbonats, els quals van ser arrossegats de forma ascendent per evaporació en unes condicions ambientals de més aridesa dipositant-se a la superfície en forma de crostes.

Finalment, la unitat U6 formada per la fàcies (*Cpm*), s'interpreta com a dipòsits col·luvials (*debris-flow*) de gran variabilitat, tant lateral com vertical (Fig. 5.8d). D'aquí que verticalment s'observin tres parts ben diferenciades, separades per un límit erosiu amb presència de crostes calcàries. El primer nivell, s'interpreta com a un col·luvial gravitacional (*debris-flow*) que erosiona les dunes dels nivells inferiors (*Shu* i *Sur*). Es tracta d'una bretxa heteromètrica amb escassa matriu (clast suportat) de textura arenosa (arenas mitjanes). El segon nivell consisteix en una bretxa amb clasts d'ordre

centimètric en forma de petits canals (de 0,30 cm de gruixa mitjana d'amplària i 0,70 cm de potència), que alternada amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 μ m) i que s'interpreten com a dipòsits de *Sheet-floods*. A la part superior s'observen crostes calcàries en forma de làmines primes d'1 cm a 2,5 cm de potència, a on es diposita el darrer nivell format per una bretxa heteromètrica amb escassa matriu llimo-arenosa i forma de canal.

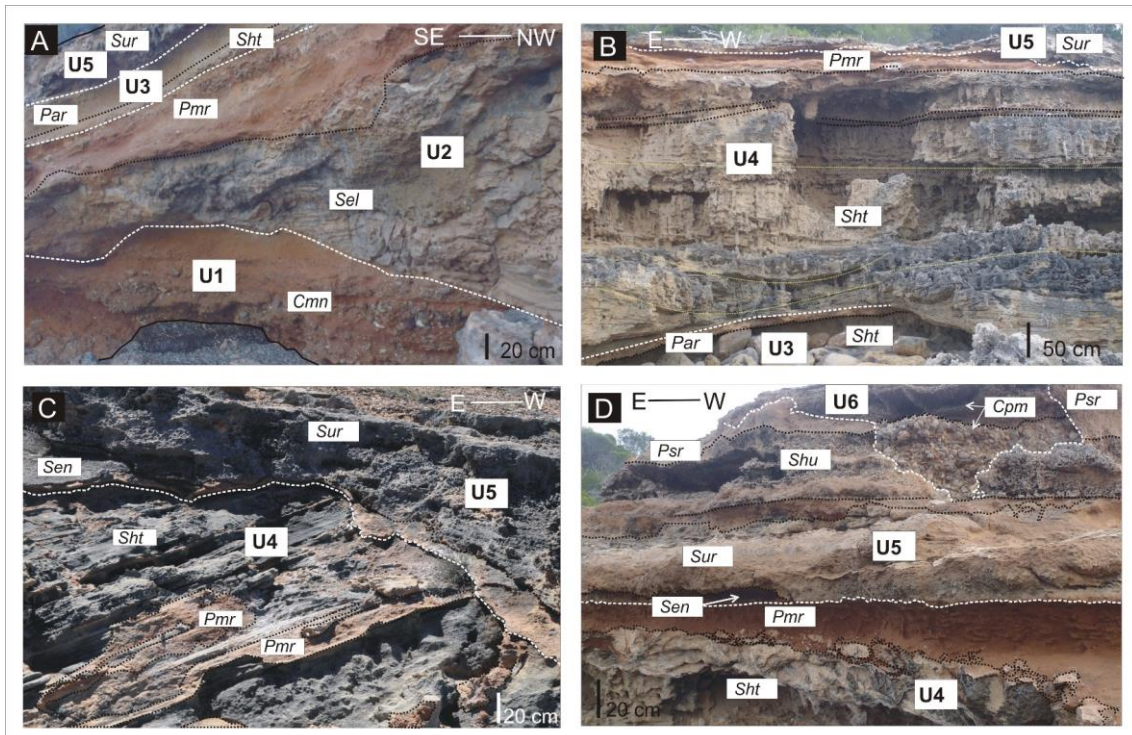


Figura 5.8. Detall de les diferents fàcies i unitats observades a Cala Xuclar. A) De base a sostre s'observa la unitat U1, composta per dipòsits col·luvials. La unitat U2, formada per rampes d'arenas i un paleosòl (Pmr), la unitat U3 composta per les fàcies (Sht i Par) i la unitat U5, formada per la fàcies eòlica (Sur). B) La Unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (Sht). La unitat U4 i la unitat U5 estan compostes per dunes parabòliques (Sht) i rampes d'arenas (Sur) separades per un paleosòl (Pmr). C) Detall de les fàcies (Sht, Pmr i Sen) de la unitat U4 i detall de la fàcies (Sur) de la unitat U5. D) Detall de les fàcies (Sht, Pmr i Sen) de la unitat U4 i fàcies (Pmr) (Sur) de la unitat U5 i la U6, caracteritzada per dipòsits col·luvials en forma de canal.

Cronologia OSL

Es recolliren un total de quatre mostres per datar de les successions plistocenes al llarg de l'àrea de Cala Xuclar. Les edats OSL es presenten a la figura 5.9. De base a sostre, trobem la primera unitat datada, la U3, formada per la fàcies eòlica (Sht), amb una edat de 143 ± 8 ka. Aquesta unitat coincideix amb el penúltim estadi glacial el MIS 6 (130 - 186 ka) i està present en quasi tota l'àrea d'estudi. La següent unitat datada fou la unitat U4, composta per la fàcies eòlica (Sht) que formen dipòsits de dunes amb una edat de 100 ± 6 ka i coincidint amb l'etapa regressiva del MIS 5d (117 - 105 ka). Per sobre

d'aquesta unitat descansa la fàcies (*Sen*) que a causa de la seva mida de gra grollera, no pogué ser datada mitjançant la tècnica d'OSL. Aquesta fàcies formada per dipòsits de platja marca un paleonivell de la mar als 3 metres d'altura. La darrera unitat datada fou la U5. Són dues mostres de rampes d'arena corresponents a les fàcies (*Sur* i *Shu*). Aquestes fàcies tenen edats compreses de 77 ± 5 i 73 ± 5 ka respectivament, separades per un paleosòl (*Pmn*). Damunt aquesta unitat es disposa la unitat U6, composta per la intercalació de paleosòls, rampes d'arena i col·luvials, que s'associen per context regional i d'acord amb la bibliografia a l'estadi MIS 4 – transició al MIS 3.

Implicacions ambientals

A partir de l'anàlisi de fàcies hem pogut diferenciar sis unitats (Fig. 5.5 i Fig. 5.9). Les unitats eòliques compostes per les fàcies (*Shu*, *Sel*, *Sht* i *Sur*), indicarien unes condicions ambientals d'aridesa; i les dues d'ambient continental formades per les fàcies (*Cpm* i *Cmn*) indicarien unes condicions ambientals menys àrides. Gràcies a l'exposició d'aquests dipòsits al llarg de la costa i a la presència de pedreres, s'observa la morfologia lateral, la qual estableix que es tracta de tres elements arquitecturals eòlics: dunes parabòliques, grimpadores i rampes, que s'interdigiten a mesura que avancen cap a terra, donant com a resultat l'alternança de formes còncaves i convexes. Les diferents unitats dunars es van superposant en el seu avanç mostrant un sentit general de migració de cap al SE. Aquestes estan separades per les fàcies (*Pmr*, *Par* i *Pmn*) que suggereixen moments d'estabilitat amb unes condicions ambientals menys àrides. A més a més, la formació de petits paleosòls llimo-arenosos en alguns casos pot evolucionar a petites zones humides interdunars (fàcies *Psr*). Particularment, la presència de rizoconcrecions i de crostes calcàries, indica unes condicions de forta evaporació. Aquest fet podria també marcar o ser un indicador d'un fort contrast estacional (Potenciano et al., 1997).

L'àrea d'estudi presenta una gran variabilitat lateral i vertical, lateralment es presenten de manera local dues fàcies (*Sen* i *Cpm*). La fàcies (*Sen*) suggereix un ambient de transició, representat per un sistema de platja (i.e. berma o dipòsit de tempesta) (Fig. 5.10); i la fàcies (*Cpm*) suggereix un ambient continental, representat per uns nivells de sedimentació col·luvials, que estan en contacte erosiu amb els dipòsits dunars de la unitat U5. A grans trets, verticalment es pot observar una evolució de les dunes, on es passa de les dunes grimpadores i parabòliques (de 2 a 4 m de potència) a les rampes d'arena (d'1 a 1,5 m de potència), aquesta evolució estaria relacionada amb les regressions marines. Les variacions en les potències dels nivells eòlics – menor disponibilitat de sediments - suggereix un canvi de les condicions ambientals.



Figura 5.10. Detall del nivell de la mar corresponent a l'estadi isotòpic MIS 5a present a Cala Xuclar.

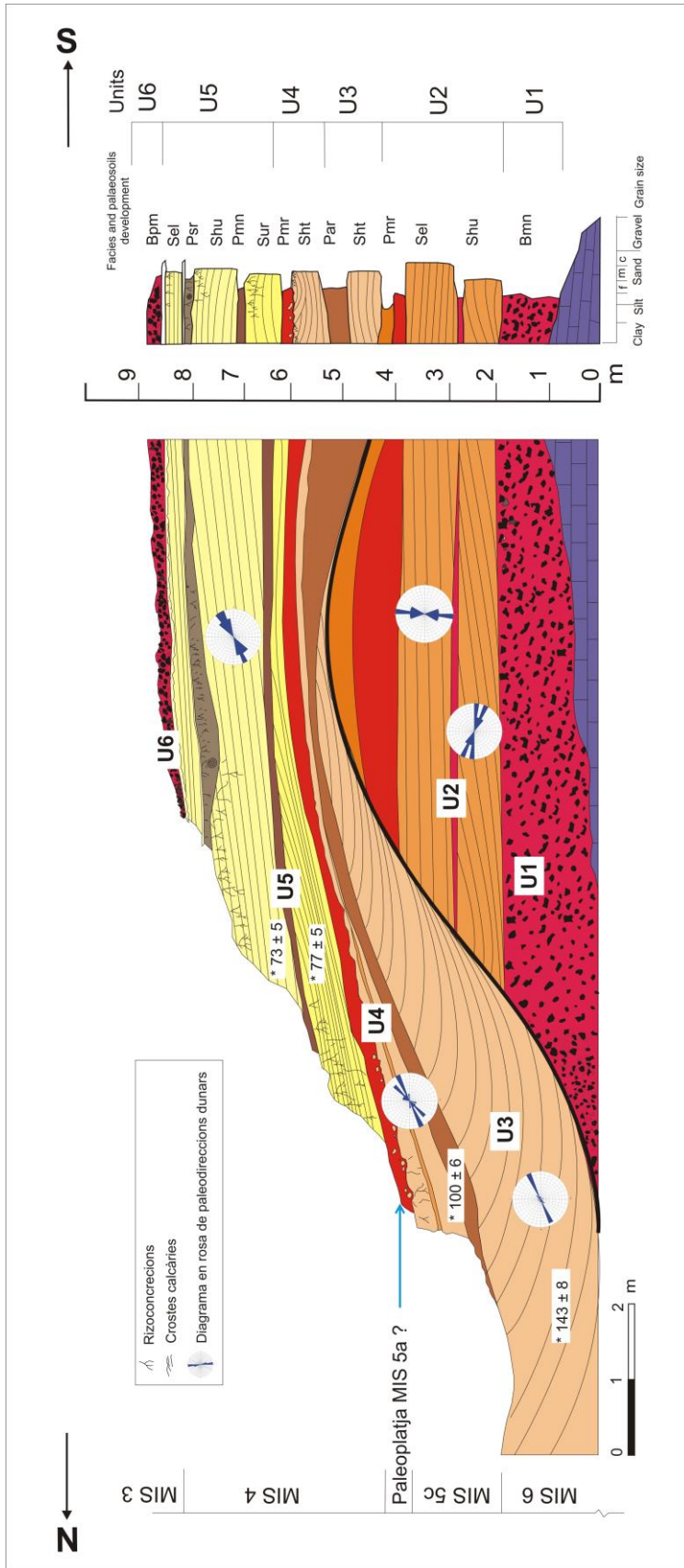


Figura 5.9. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Xuclar.

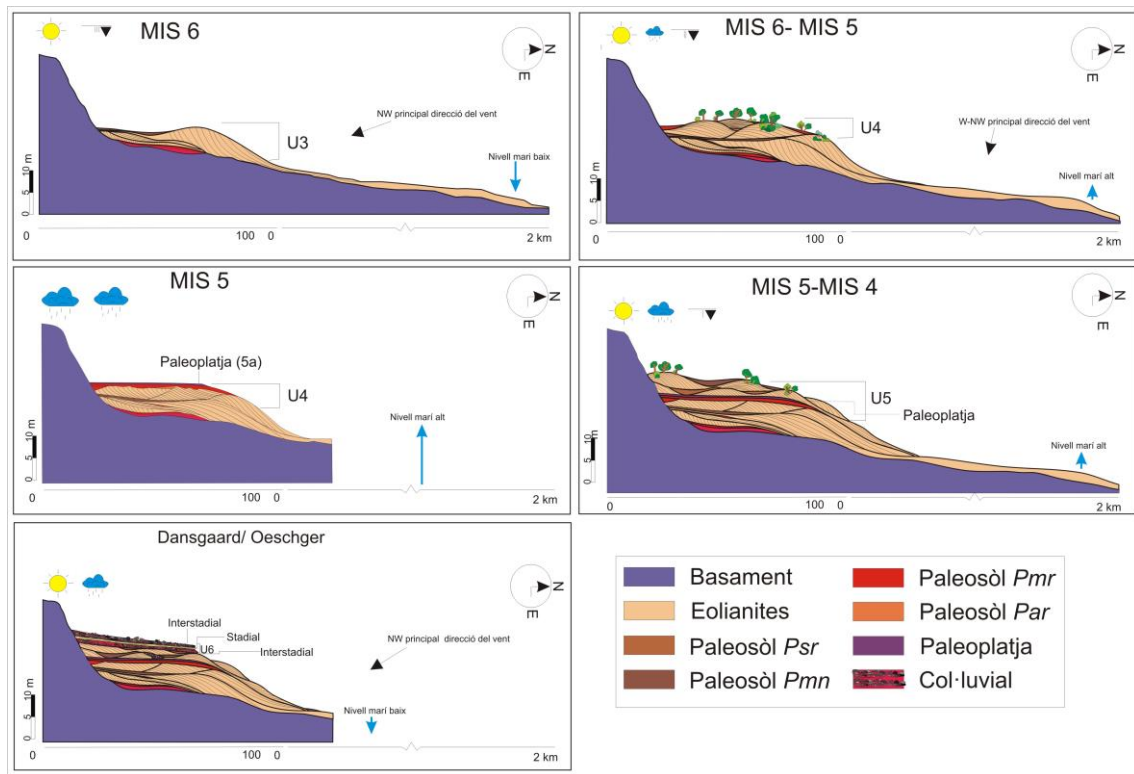


Figura 5.11. Esquema de l'evolució paleoambiental de Cala Xuclar des del MIS 6 al MIS 4/3.

5.2.2 Cala Xarraca i Es Caló de s'Illa

Localització i principals trets fisiogràfics

Cala Xarraca es localitza al nord-oest de l'illa d'Eivissa en el municipi de Sant Joan de Labritja, a les coordenades geogràfiques 39° 05' 54" N - les 1° 29' 51" E. Aquesta cala està situada entre els illots d'en Rencli i de sa Mesquida, al peu del Puig de sa Xarraca (231 m) (Fig. 5.12). Les puntes de sa Torre i sa Xarraca formen els accidents que delimiten la badia de Cala Xarraca. En aquest aflorament s'han observat sis dipòsits eòlics superposats i intercalats amb nivells pedogènètics, presents gairebé 1 km al llarg de la costa i fins a 2,5 km terra endins. Aquests estan exposats als penya-segats de manera contínua des del nivell de la mar fins als 20 metres d'alçària (Fig. 5.13a).

Al sector oest, es troben una sèrie de petites pedreres, fora d'ús, i els varadors dels pescadors (Fig. 5.13b) on es pot observar la forma dels cossos sedimentaris. A la cala, hi desemboca el torrent de Cala Xarraca, alimentat pel puig de Sa Xarraca, pel Puig de s'Ullastres (247 m) i per sa Talaia de Sant Joan (361 m). El basament de l'àrea d'estudi està format majoritàriament per dolomies i bretxes massives del Juràssic (Lias), ara bé, cal remarcar que a la part central afloren argiles i guixos bigarrats del Triàsic Superior (Keuper) i al sector de l'oest margues blanques i calcàries amb rudistes del Cretaci Inferior.

Aquest aflorament fou estudiat tot i que d'una forma molt general per Cuerda (1989), a on hi va descriure la presència de diverses terrasses marines amb abundant fauna marina (i.e. *Patella lusitanica*, *Gmelin*, *Gibbula sp.*, *Monodonta turbinata*, *Theridium rupestre* i *Trunculus sp.*) característica del Plistocè Superior.

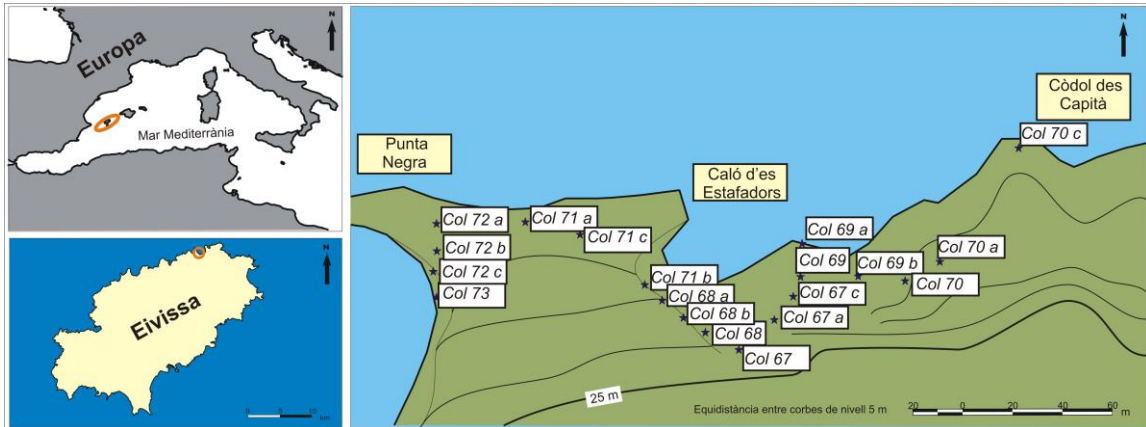


Figura 5.12. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi i de les columnes estratigràfiques realitzades a Cala Xarraca. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Estratigrafia i sedimentologia

De les 18 columnes estratigràfiques realitzades al llarg de tota l'àrea d'estudi (Fig. 5.12 i 5.14), queda palès que la morfologia escarpada i vertical que presenta el basament, controla l'arquitectura dels dipòsits plistocens.

A partir de les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents s'hi han pogut diferenciar 7 fàcies sedimentàries (Taula 5.2) que caracteritzen un ambient sedimentari eòlic, intercalat amb paleosòls i que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (Sel): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm) alternades amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,30 m de potència, assolint una potència màxima d'1 a 2 m. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb abundants rizoconcrecions cimentades per calcita. El contingut en carbonats, és del voltant el 85%, amb una quantitat menor de quars i feldspats.

Fàcies (Sht): gresos carbonatats formats per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura de laminació encreuada. La marcada laminació de 0,4 a 1 cm de potència mostra un sentit de migració cap a terra endins de cap al S – SE. Aquesta es troba altament bioturbada per vegetació a la part superior i s'observen



Figura 5.13. Dipòsits plistocens presents a Cala Xarraca. A) Vista panoràmica de la successió quaternària de Cala Xarraca. B) Detall dels dipòsits plistocens presents a Cala Xarraca i als varadors dels pescadors.

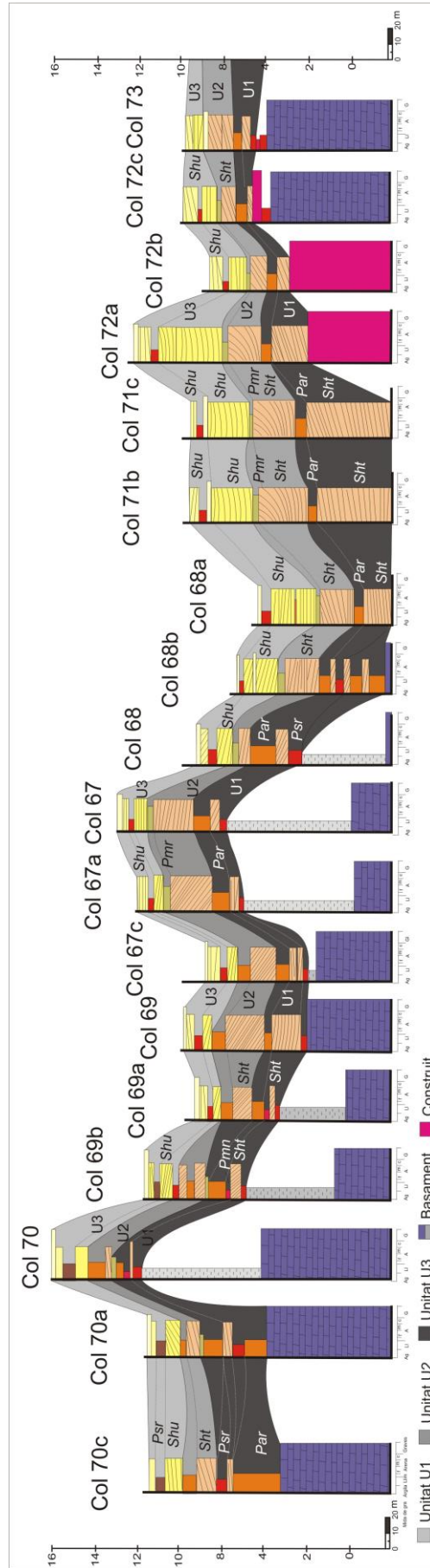


Figura 5.14. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de Cala Xarraca.

rizoconcrecions d'1 a 7 cm de diàmetre i 1 m màxim de potència. La composició és majoritàriament carbonatada al voltant del 90% amb quantitats menors de quars (2%).

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, constituïts per arenes bioclàstiques fines (125 – 250 µm) alternades amb passades d'arenes gruixades (500 - 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura de laminació encreuada de baix angle tot formant capes d'1 m de potència. La laminació de 0,3 a 1 cm de potència, es troba poc cimentada i interrompuda per la vegetació. En aquesta fàcies s'observen rizoconcrecions – motlles – de 2 a 7 cm d'amplària i 1,2 cm de potència màxima i una abundant fauna marina (*Glycymeris*, *Pecten jacobea*, *Chamys varia*, *Arca barbata*) i terrestre (*Xerocrassa ebusitana*).

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenes, amb formes nodulars. Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 que varia a rosat HUE 7,5 YR 7/4 i una potència màxima d'1,5 m. Aquesta fàcies està fortament bioturbada amb abundant fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*, *Helix aspera*). Localment, els sediments contenen algunes passades en forma de canals, amb clasts angulars - de l'ordre mil·limètric al centimètric -. La composició dels llims i arenes és majoritàriament carbonatada al voltant del 67%, amb un percentatge menor de quars del 17% i de feldspats amb valors superiors al 12%.

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles i llims d'aspecte massiu i textura molt plàstica, de 30 – 40 cm de potència. Presenta un color vermell HUE 5 YR 6/8 amb nivells d'òxid de ferro i nòduls de manganès. S'observen nivells de crostes calcàries a la part superior. La composició mineralògica és predominantment silicatada amb un 55%, amb un percentatge menor de carbonats al voltant del 29%.

Paleosòl (*Pmr*): caracteritzat per dipòsits llimo-argilosos amb passades d'arenes mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 i es disposa sobre el nivell eòlic inferior amb un contacte erosiu. Aquesta fàcies està altament bioturbada per arrels –d'amplària i potència mitjana mil·limètrica-. La composició mineralògica dels llims i les argiles està formada principalment per carbonats amb un 60% i un 40% de silicats.

Paleosòl (*Psr*): compost per llims amb passades fines d'arenes mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color groc vermellós HUE 7,5 YR 7/6 i geometria tabular – làmines de 2 cm – lleugerament inclinades cap a la mar tot formant capes de 0,5 als 0,70 m. El contingut en carbonats de la fàcies és superior al 50%, amb quantitats menors de quars (11%).

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

A partir de l'anàlisi de fàcies i les correlacions realitzades al llarg de les diferents seccions durant 1 km aproximat de costa, s'han pogut definir fins a tres unitats estratigràfiques: U1, U2 i U3. (Fig. 5.15 i Fig. 5.16). Els diferents dipòsits eòlics presents a la zona es troben separats per diferents tipus de paleosòls (*Par*, *Pmr*, *Pnr* i *Psr*), els quals suggereixen mo-

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Geometria tabular en capes d' 1 a 2 m. Amb abundants rizoconcrecions.	Rampes d'arena	
Shu	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada de baix angle. Molt bioturbada per vegetació.	Dunes	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims i arenes de color marró molt pà·lid. Molt bioturbada per vegetació amb formes nodulars.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles, de textura plàstica. Amb nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Pmr	Argiles vermelles. Molt bioturbada amb abundants rizoconcrecions cimentades d'ordre mil·limètric.	Paleosòls	
Psr	Llims de color vermell-marronós. Passades de clasts angulars heteromètrics. Presència de fauna terrestre.	Paleosòls	

Taula 5.2. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls; h: mida de gra de fi a mitjà; l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva; r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arena.

ments d'estabilitat climàtica amb unes condicions ambientals menys àrides. Gràcies a l'exposició d'aquests dipòsits al llarg de la línia de costa, s'ha pogut observar la tipologia i l'arquitectura que correspon a dunes parabòliques que evolucionen a grimpadores enfilant-se pel penya-segat (Fig. 5.13a i Fig. 5.16) i arribant fins a la cota de 20 m. La laminació interna de les fàcies eòliques, mostren un sentit d'avanç predominant de cap al SE, i per tant indicarien un paleovent del NW.

Els dipòsits plistocens de l'àrea d'estudi presenten una gran variabilitat lateral i vertical. De manera local al centre de sa cala d'es Estafadors s'observen rampes d'arenes (*Sel*) a la part inferior de l'aflorament descansant directament sobre el basament (Fig. 5.17). En línies generals, les fàcies descrites a Cala Xarraca tenen el seu paral·lelisme i es correlacionen amb les fàcies descrites a Cala Xuclar. No obstant això, s'aprecia l'existència d'una diferència en la tipologia de les dunes i l'absència de dipòsits de platja donada la verticalitat del penya-segat.

La unitat U1 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i pels paleosòls (*Pmn* i *Par*). Sobre el basament es formà un paleosòl (*Pmn*), del tipus *Terra rossa*. Aquest paleosòl és caracteritzat per la seva coloració vermellosa amb predomini d'argiles, nivells d'òxid de ferro i nòduls de manganès. La coloració vermellosa ve donada pel procés de rubefacció i per tant, indicarien un augment de les temperatures (Pye, 1983). Per altra banda, la seva composició majoritàriament silícica i argilosa suggereix un procés de lixiviació, és a dir, la descarbonatació dels paleosòls, a causa d'un augment del contrast estacional, amb períodes molt humits. Fossilitzant el paleosòl vermellós s'observa la fàcies eòlica (*Sht*). La marcada laminació i la morfologia lateral mostren una migració dels cossos dunars cap a l'interior de penya-segat, suggerint un paleovent predominant del WNW i una evolució de les dunes parabòliques a dunes grimpadores (escaladores), ascendint pel penya-segat fins als 15 m d'altura. Les crostes calcàries presents a la part superior de la duna (Fig 5.18a), suggereixen un canvi de les condicions de l'entorn cap a un clima més àrid, seguit d'un moment d'estabilitat representat pel paleosòl arenós (*Par*).

La unitat U2, està composta per dos nivells eòlics, fàcies (*Sht*). Aquesta unitat s'interpreta com un camp dunar costaner, amb una activa migració dels cossos dunars terra endins. Aquests ascendeixen pels penya-segats superposant-se i aprofitant els espais interdunars del nivell eòlic anterior, desenvolupant-se a favor del vent predominant de WNW formant una duna grimpadora. La marcada laminació encreuada està fortament bioturbada per la vegetació, sobretot a la part superior i erosionada pel paleosòl superior (*Pmr*) (Fig. 5.18b). Aquest contacte erosiu indica que es va formar durant un moment d'estabilitat amb l'alternança de períodes més humits i càlids. Les crostes calcàries de la part superior indicarien un canvi en les condicions ambientals cap a més àrides.

La unitat U3 està composta per dos nivells eòlics, fàcies (*Shu*), intercalades amb nivells llimosos que desenvolupen un paleosòl (*Psr*). Aquesta unitat correspon a dipòsits de rampes d'arena que omplen les depressions dels relleus interdunars dels nivells eòlics inferiors. L'alternança en la mida de gra, és a conseqüència de la variabilitat del règim eòlic i, a l'activitat tempestuosa, fet que explicaria l'abundant concentració de restes de fauna marina (*Glycymeris*, *Pecten jacobaeus*, *Chamys varia*, *Arca barbata*).

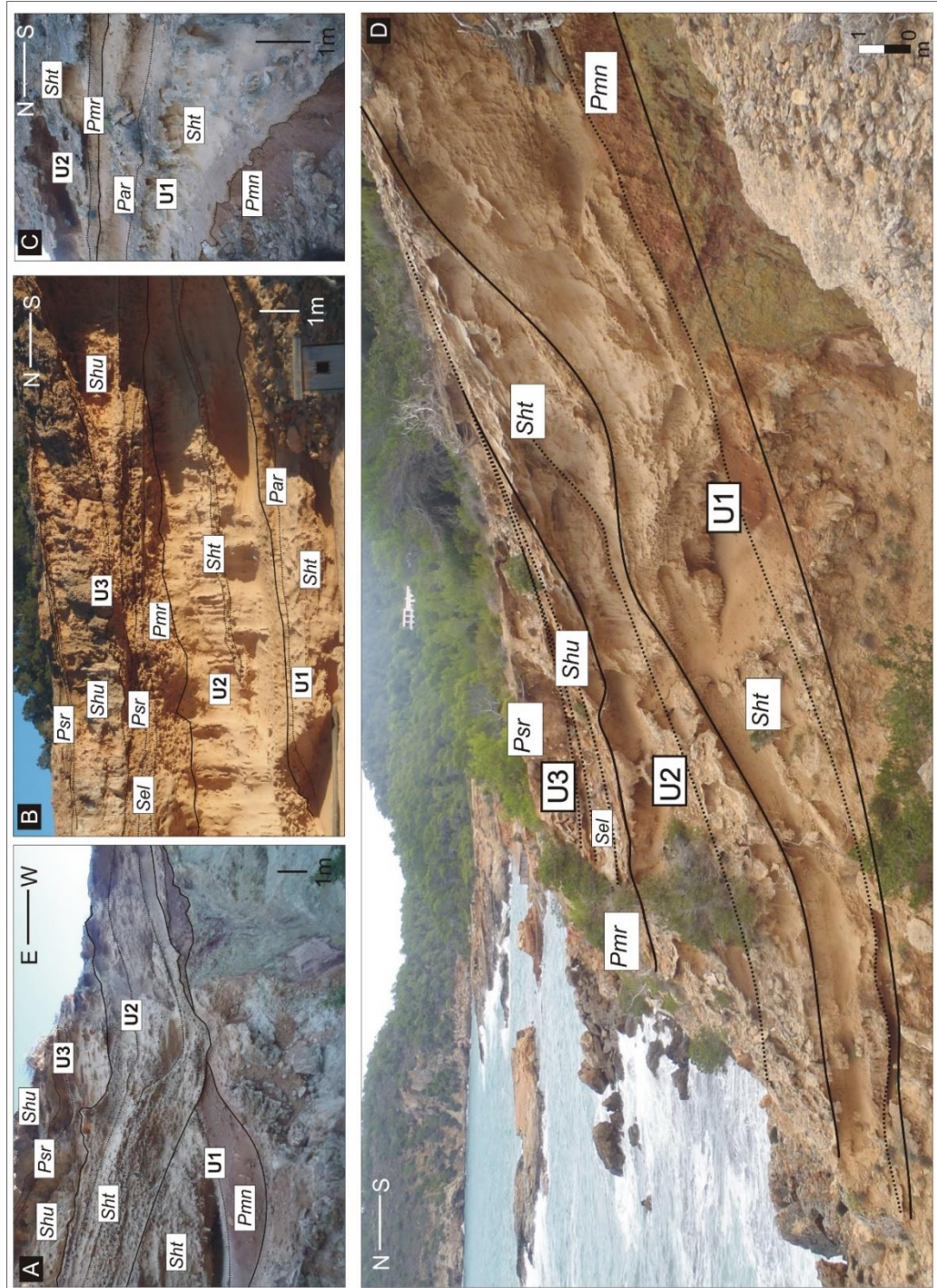


Figura 5.15. Dipòsits plistocens presents a Cala Xarraca. A) Vista en detall del centre del Caló d'Estafadors on s'observen la unitat U1 composta per les fàcies (Sht) i el paleosòl (Pmn), la unitat U2 formada per la fàcies eòlica (Sht) la unitat U3 constituïda per la fàcies (Shu) i (Psr). B) Detall dels dipòsits plistocens de Cala Xarraca on s'observen les tres unitats (U1, U2 i U3) que formen l'aflorament. C) Detall de les unitats inferiors (U1 i U2) de Cala Xarraca, s'observa el paleosòl inferior limo-argilós (Pmn) i D) Panoràmica dels dipòsits plistocens del Caló d'Estafadors on s'observen les dunes grimpadores que avancen grimpant pel penya-segat (Sht).

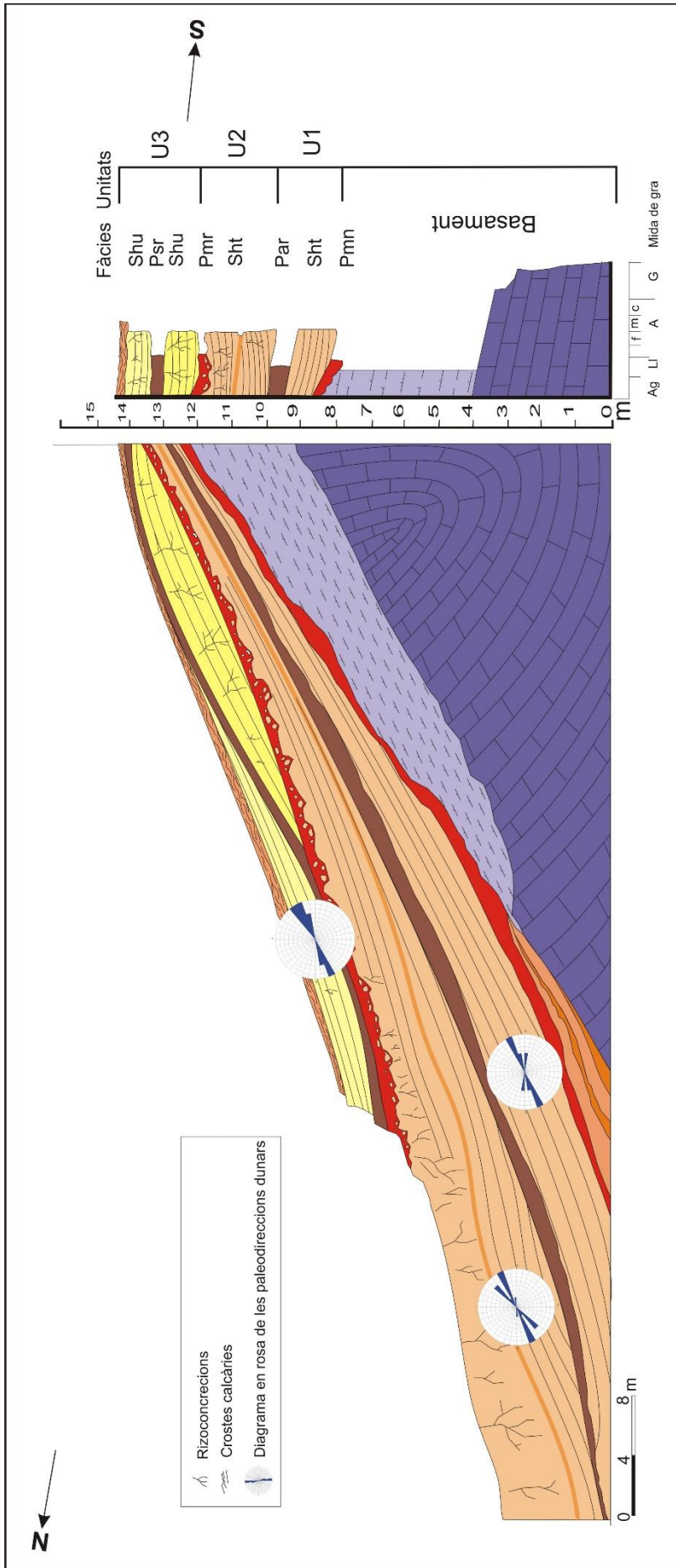


Figura 5.16. Síntesi de l'arquitectura estratigràfica, en el sentit de migració dels nivells dunars i de les diferents fàcies i unitats observades a Cala Xarraca.

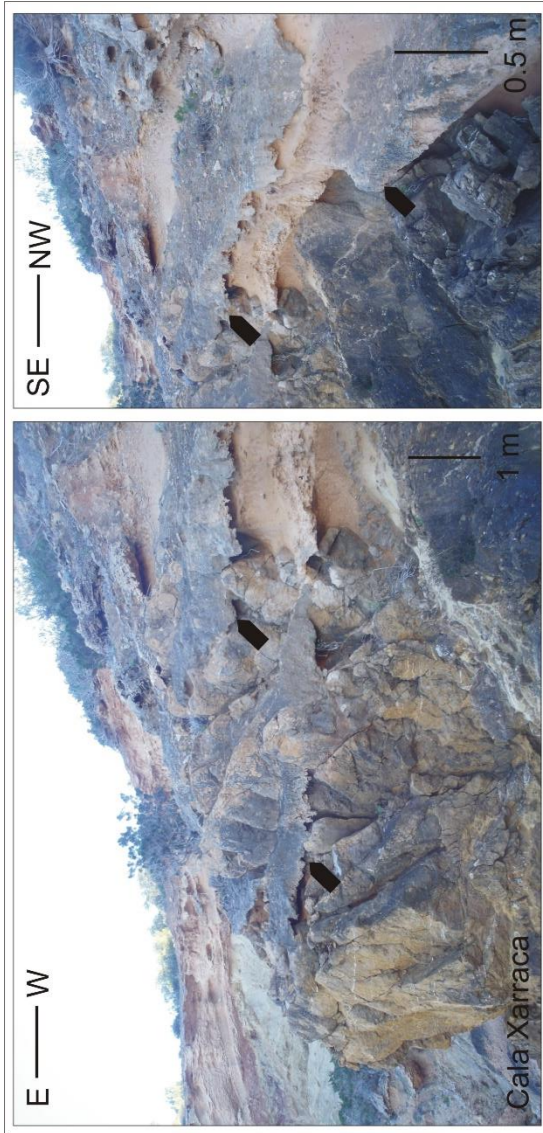


Figura 5.17. Detall de les rampes d'arena residuals de l'àrea de Cala Xarraca.



Figura 5.18. A) Crostes calcàries i rizoconcrecions presents als sediments arenosos. B) Paleosòl limo-argilós disposat sobre el nivell edífic mitjançant contacte erosiu.

Caló de s'illa.

Al Caló de s'illa, situat a Sant Joan de Labritja, a la part nord occidental d'Eivissa, s'hi troba un dipòsit plistocènic que manté forts paral·lelismes amb els dipòsits de Cala Xuclar i Cala Xarraca. S'hi observen les mateixes fàcies i les mateixes unitats. La principal diferència que presenten està en les característiques del basament i en la disposició d'aquest al llarg de la costa; fet que condiciona clarament la morfologia dunar. El basament està format per dolomies i calcàries taulejades, alternant amb argiles bigarrades i guixos del Triàsic mitjà i superior respectivament, també, dolomies massives del Lias del Juràssic a la part oest de l'aflorament i calcarenites blanques messinians (Terciari superior) al promontori de la Punta de Llevant (Illa d'en Calders). Els dipòsits plistocèns del Caló de s'illa afloren gairebé en 3 km al llarg de la costa (Fig.5.19), i es poden observar des del Cap Blanc fins a la Punta Roja, assolint a la punta de Llevant la màxima potència amb 15 metres d'altura sm i endintant-se uns 30 metres terra endins. Al sector est de l'aflorament es troba el torrent del Caló de S'illa alimentat pel puig d'en Cama amb relleus de 200 m d'altitud, i, pels Pujolots amb relleus que no superen els 190 m.

De l'àrea d'estudi d'es Caló de s'illa cal destacar el nivell inferior, compost per la fàcies (*Cmc*) (Fig. 5.20). Es tracta d'una breixa formada per clasts d' 1 a 25 cm, que té forma de canals d'1 a 2 m de diàmetre i 10 – 20 cm de potència, alternats amb passades de llims, que s'interpreten com a dipòsits de *Sheet-floods*. Aquests dipòsits es caracteritzen per un transport sedimentari de manera laminar. L'alternança de cicles granodecreixents, suggereixen diferents períodes d'intenses pluges, amb la deposició primerament dels clasts de major mida disminuint la seva grandària paral·lelament a la disminució de l'energia hídrica.

Implicacions ambientals

A partir de l'anàlisi de fàcies, hem pogut diferenciar tres unitats eòliques (Fig. 5.19 i Fig. 5.20), compostes per les fàcies (*Sht*, *Shu* i *Sel*) que es correlacionen amb les unitats estudiades a Cala Xuclar. Les diferents unitats dunars indicarien unes condicions d'aridesa. La morfologia lateral i vertical indica la superposició de les dunes aprofitant els buits interdunars a mesura que avancen cap al penya-segat, mostrant un sentit general de migració de cap al SE. Aquestes estan separades per les fàcies (*Pmn*, *Pmr*, *Psr* i *Par*) que suggereixen moments d'estabilitat climàtica, i, en el cas dels paleosòls *Pmn* i *Pmr* indicarien unes condicions ambientals humides, amb l'alternança de moments de forta aridesa que formaren les crostes calcàries de la part superior (Rangheard, 1972). Per contra, la fàcies (*Cmc*) present a la unitat inferior del Caló de s'illa, indica unes condicions climàtiques més humides, amb moments àrids, és a dir alternança de moments de fortes tempestes, que provocaren un ràpid drenatge d'un gran volum d'aigua, caracteritzat per un transport de manera laminar, amb una gran capacitat de transport i erosió (Blair, 1999 a, b; Harvey, 2011). En termes generals a Cala Xarraca s'observa una evolució vertical, a on es passa de dunes parabòliques a grimpadores (de 2 - 3 m de potència *Sht*) a les rampes d'arena (d'1 - 1,2 m de potència, *Shu*).

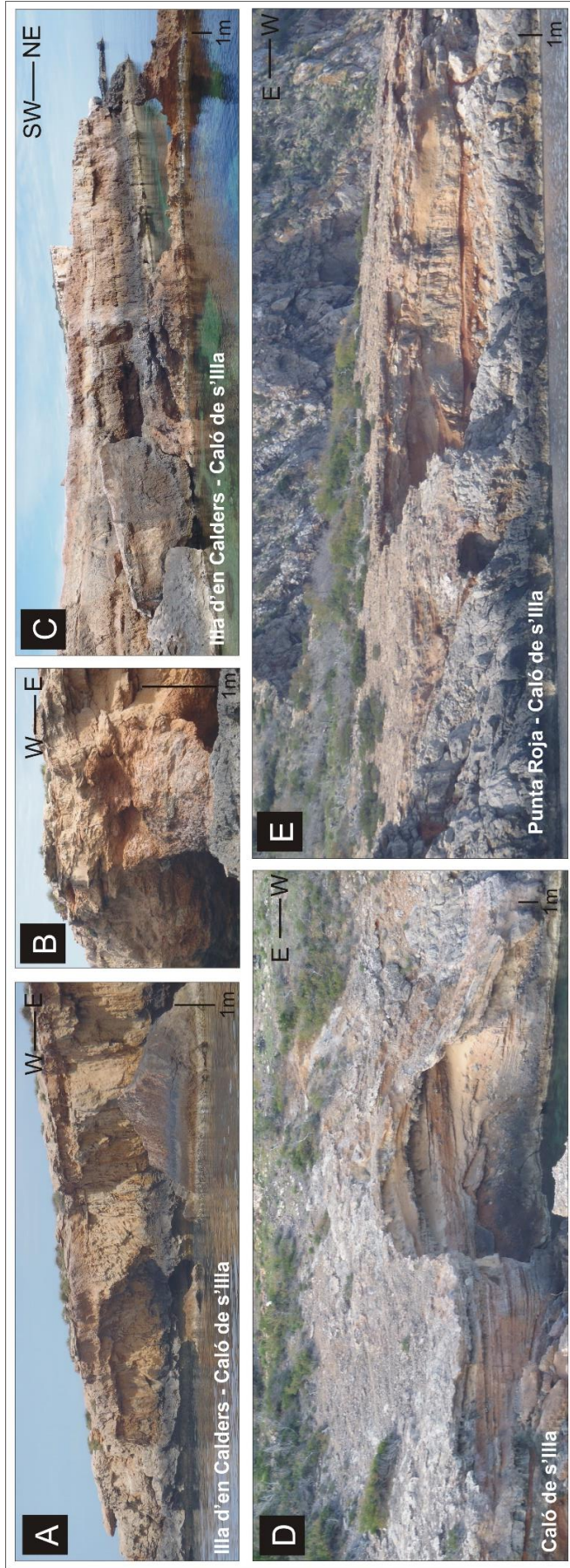


Figura 5.19. Dipòsits plistocens presents a n'es Caló de s'Illes. A) Vista general dels dipòsits quaternaris de l'illa d'en Calders. B) Detail dels dipòsits plistocens de l'illa d'en Calders- Caló de s'Illes. C) Vista general dels dipòsits quaternaris de l'illa d'en Calders. D) Vista general dels sediments quaternaris de la platja d'es Caló de s'Illes. E) Panoràmica dels sediments plistocens de sa Punta Roja – Caló de s'Illes.

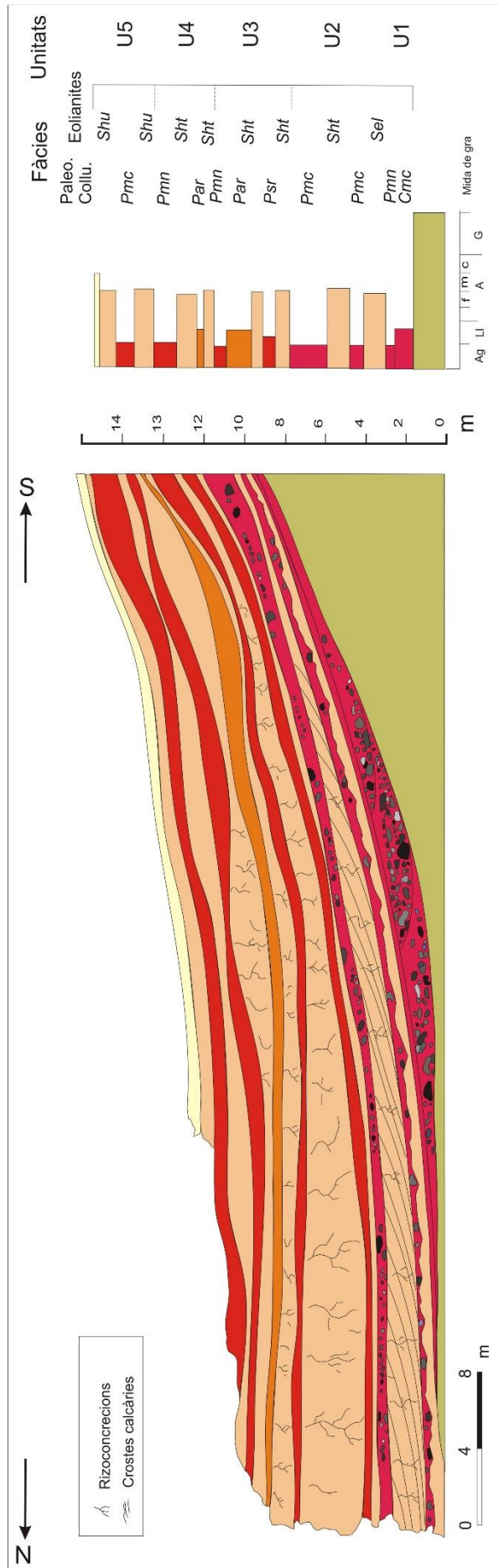


Figura 5.20. Síntesi de l'arquitectura estratigràfica de les fàcies i unitats observades al Caló de s'Illa.

5.2.4 Portinatx, Portitxol i Punta Moscarter

Localització i principals trets fisiogràfics

Aquest aflorament l'integren les àrees de Portinatx, Portitxol i Punta Moscarter (Fig.5.21 i 5.22). Les àrees d'estudi es localitzen al punt més al nord de l'illa d'Eivissa en el municipi de Sant Joan de Labritja. S'han observat quatre dipòsits eòlics superposats intercalats amb paleosòls. Aquests, estan presents gairebé 6,5 km al llarg de la costa i ocupen una extensió de 2,7 km². El basament sobre el qual descansen els dipòsits plistocens, està format per calcarenites miocenes, amb una presència abundant de fauna marina i terrestre. Cal remarcar, la presència de dipòsits plistocens a la Cala d'en Serra (sector est), resultat de l'acumulació d'aquests a la plana de Portinatx, arribant fins als 2 km terra endins, dipositant-se damunt calcàries taulejades del Juràssic i reomplint la cala. Aquests dipòsits, foren anomenats en els estudis paleontològics realitzats per Solè i Sabaris, (1962) i Cuerda (1989), on explicaren l'existència d'abundant fauna marina (*Barbatia barbata*, *Patella caerulea*, *Rissoa variabilis var berris*, *Flexopecten flexuosus* (Poli), *Patella sp.*, i *Vemetus sp.*), espècies indicatives de la zona de marea i atribuïdes al Neothyrenià.

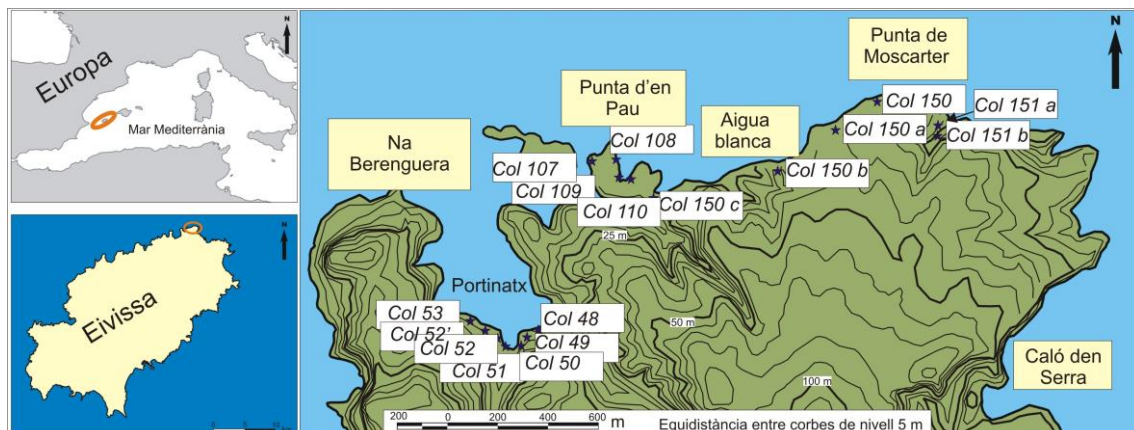


Figura 5.21. Localització i emplaçament geogràfic de les àrees d'estudi i les columnes estratigràfiques realitzades a Portinatx, Portitxol i Punta Moscarter. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Estratigràfia i sedimentologia (Taula 5.3)

Per aquesta àrea d'estudi es realitzaren 17 columnes estratigràfiques (Fig. 5.23), a partir de les quals s'observa que la morfologia del basament controla l'arquitectura general dels cossos sedimentaris, així com els processos locals i per tant, el desenvolupament de les fàcies, resultant en una complexa arquitectura, amb gran variabilitat lateral. A partir de les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents s'han pogut diferenciar 6 fàcies sedimentàries, que es descriuen a continuació:

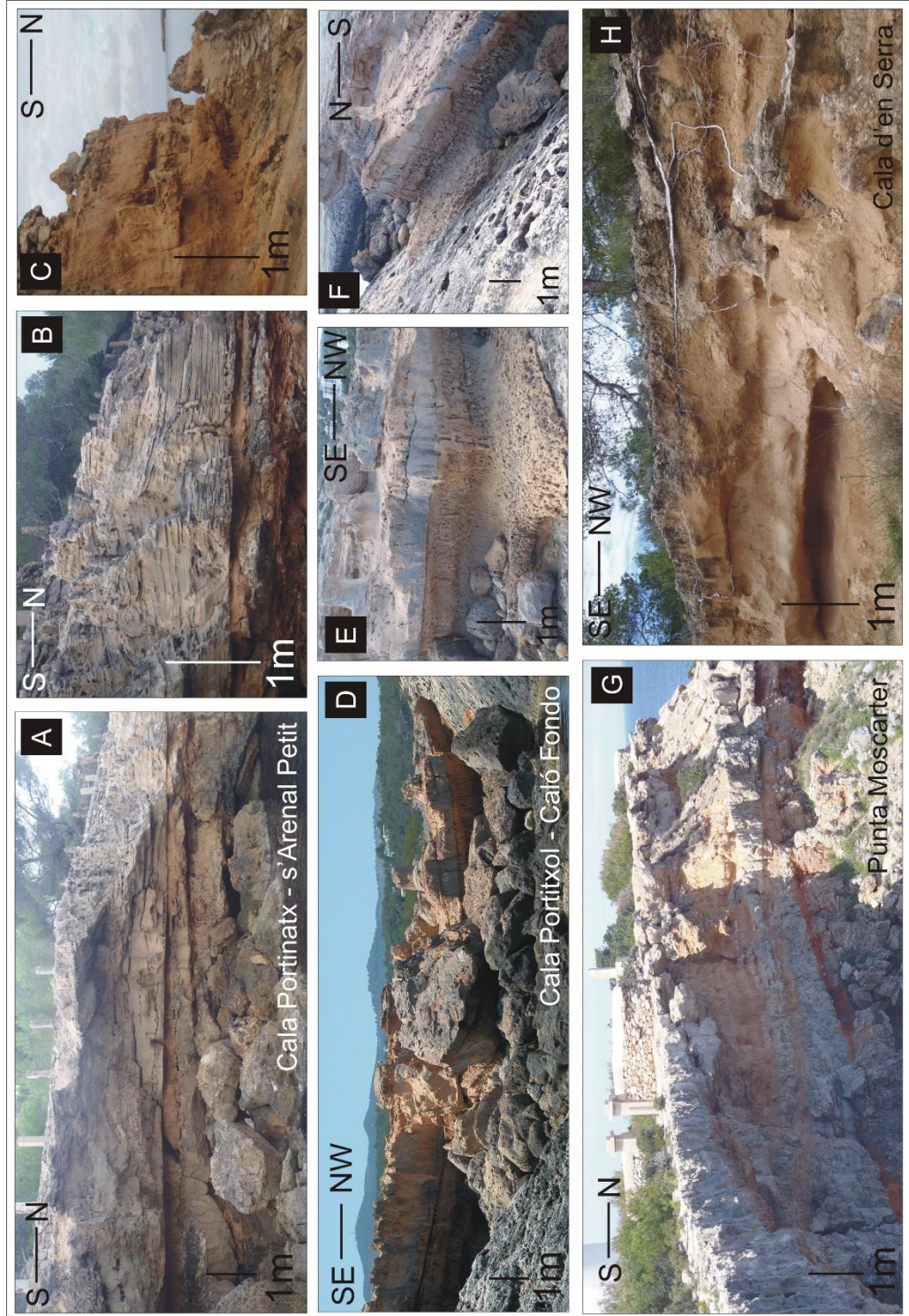


Figura 5.22. A) Vista general dels dipòsits plistocens presents a s'Arenal Petit. B) Detall de la laminació encreuada del nivell eòlic superior. C) Detall del paleosòl arenós i dels dipòsits eòlics de Portinatx. D) Panoràmica dels dipòsits plistocens d'es Caló Fondo. E) i F) Detall dels nivells eòlics i paleosòls presents a n'es Caló Fondo. G) Vista general dels sediments quaternaris de Punta Moscarter. H) Detall dels sediments eòlics plistocens de la Cala d'en Serra.

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada, amb angles de 30° SE que lateralment se suavitzen tot formant capes d'1 a 1,5 m de potència. Aquesta fàcies està moderadament bioturbada amb rizoconcrecions d'1 a 1,5 m de diàmetre i 0,5 m d'alçària, amb cimentació carbonatada. La composició de les arenas es majoritàriament carbonatada. Localment a la part inferior de la fàcies, s'observen abundants clasts centimètrics amb passades de llims.

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques (250 – 500 µm) alternades amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular formant capes de 20 a 40 cm de potència. La laminació interna de 0,5 a 2 cm de potència mostra una direcció de cabussament de 270 – 280° NNW. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions per calcita. El contingut en carbonats, és superior al 80%, amb quantitats menors de quars.







Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, constituïts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm) amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura amb laminacions encreuades de baix angle (10°). La laminació d'1 a 1,5 m de potència presenta una inclinació en direcció a la mar de 5° a 10° cap al SE. Aquesta fàcies està moderadament bioturbada, amb rizoconcrecions cimentades per carbonats. La composició mineralògica és majoritàriament carbonatada.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas, de color blanc rosaci HUE 7,5 YR 8/2. Presenta formes nodulars moderadament cimentades. Localment, els sediments contenen abundants clasts angulosos amb una mida que oscil·la dels centímetres als decímetres, surant en la matriu arenosa. Aquests augmenten la seva presència cap a la Punta des Moscarter en forma de lleties allargassades. Aquesta fàcies està altament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric amb cimentació carbonatada. La composició mineralògica es principalment carbonatada (80%) i amb quantitats menors de quars (9%).

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles i llims de color vermell groguenc HUE 7,5 YR 6/6. Aquesta fàcies de 0,20 a 0,50 m de potència, presenta una textura molt plàstica i nivells amb òxids de ferro.

Paleosòl (*Psr*): compost per llims amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm) retreballades, formant capes de 0,20 a 0,40 cm de potència, poc cimentades. Presenta un color rosa HUE 7,5 YR 6/6 i passades de clasts angulars d'ordre centimètric. La composició mineralògica dels llims i les arenas és majoritàriament carbonatada amb valors superiors al 75%, amb quantitats menors de quars (6%).

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics de geometria tabular en capes de 0,5 m. Amb rizoconcrecions.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics, d'estructura encreuada. Bioturbada per vegetació, amb rizoconcrecions.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics d'estructura endreuada de baix angle.	Dunes	
Par	Llims amb passades d'arenas, rizoconcrecions cimentades, fauna terrestre. Sòls amb formes nodulars.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica. Nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Psr	Llims i argiles molt cimentades amb abundants clasts angulars d'ordre centimètric. Bioturbada per vegetació.	Paleosòls	

Taula 5.3. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: fang, s: llims, a: arena.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de l'anàlisi de fàcies s'han diferenciat tres unitats eòliques compostes per tres fàcies arenoses (*Sel*, *Sht* i *Shu*) intercalades amb paleosòls (*Par*, *Pmn* i *Psr*) (Fig. 5.24). Presents al llarg de 2 km de costa de forma quasi continua reomplint la plana de Portinatx 2,2 km terra endins (Fig. 5.22).

La unitat U1 està composta per dues fàcies eòliques (*Sel* i *Shu*) i per dos paleosòls (*Par* i *Pmn*). Aquesta, es troba a la part inferior de l'aflorament, descansant directament damunt el basament miocènic. El paleosòl vermellós de la unitat inferior (*Pmn*) suggereix un augment de les precipitacions i, unes temperatures altes, que segons Pye, (1983) són dos factors importants perquè es dugi a terme la rubefacció. En canvi, el paleosòl arenós (*Par*) mostra una gradació del color i un augment en la presència d'arena cap a la part superior, evidenciant un canvi en les condicions ambientals de semiàrid a àrid. Les fàcies eòliques (*Sel* i *Shu*) representen un sistema de camp dunar, format per

cossos dunars que migren cap a l'interior aprofitant les depressions del basament. L'elevada bioturbació que mostren aquestes fàcies eòliques, posa de manifest la important coberta vegetal en aquesta regió i indica una estabilització de la superfície dunar per vegetació durant un període menys àrid.

En el cas de la zona de Cala Portitxol, les dunes inferiors estan molt bioturbades i tenen un alt percentatge de llims. Lateralment l'aspecte massiu bioturbat canvia a una laminació horitzontal i encreuada de baix angle (5°-10°) (Fig. 5.22e i 5.22f). Aquest fet, pot ser associat a la morfologia còncava del basament i la seva impermeabilitat la qual cosa facilitava la concentració d'aigua fent proliferar la vegetació i erosionant part dels cossos arenosos. Tot apunta a la formació d'un paleollac o llacuna litoral a la zona de Cala Portitxol.

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i els paleosòls (*Par* i *Pmn*). Representa un sistema dunar litoral amb l'alternança de paleosòls. El paleosòl arenós (*Par*) compost per llims i arenes, presenta abundants clasts angulars d'ordre centimètric, amb forma de lleties allargassades, que indicarien curts moments inestables. La fàcies (*Shu*) està composta per dunes parabòliques de baix angle que migren cap a l'interior superposant-se les unes a les altres i formant depressions interdunars. En els talls estratigràfics, aquestes depressions interdunars apareixen reomplertes pel paleosòl vermellós (*Pmn*) el qual és indicatiu d'un augment en les precipitacions i en les temperatures. En general aquesta unitat mostra un canvi en les condicions ambientals, de semiàrides a àrides, amb períodes de petites tempestes o pluges de poca intensitat (clasts angulars), cap a un augment de les temperatures i les precipitacions. Aquests canvis segurament és produïren durant la pujada del nivell de la mar. Aquesta unitat assoleix la seva màxima potència a Cala Portinatx, on el paleosòl arenós (*Par*) arriba quasi als 2 m de potència (Fig. 5.22c).

La unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i pels paleosòls (*Par* i *Psr*). Aquesta unitat representa un sistema de camp dunar format per cossos dunars que migren cap a l'interior i es superposen tot aprofitant els espais interdunars. L'estratificació creuada del nivell superior queda alterada associada a l'increment en la densitat de rizoconcrecions d'entre 1 als 15 cm de diàmetre aquest fet evidencia l'estabilització dunar per la vegetació, associada a períodes menys àrids. De manera particular, a Cala Portitxol, és possible observar les rizoconcrecions presents a la fàcies (*Sht*) de les quals només en queda el motlle, reomplertes amb els dipòsits més llimosos de la part inferior. Aquest fenomen es produeix quan els materials del nivell inferior, són més plàstics que els que tenim a la part superior, juntament amb el factor del pes dels materials superiors, els quals exerceixen una pressió sobre els inferiors, que com a resposta d'aquest inclouen dins de les esquerdes o buits de la fàcies superior, en aquest cas els motlles de les rizoconcrecions.

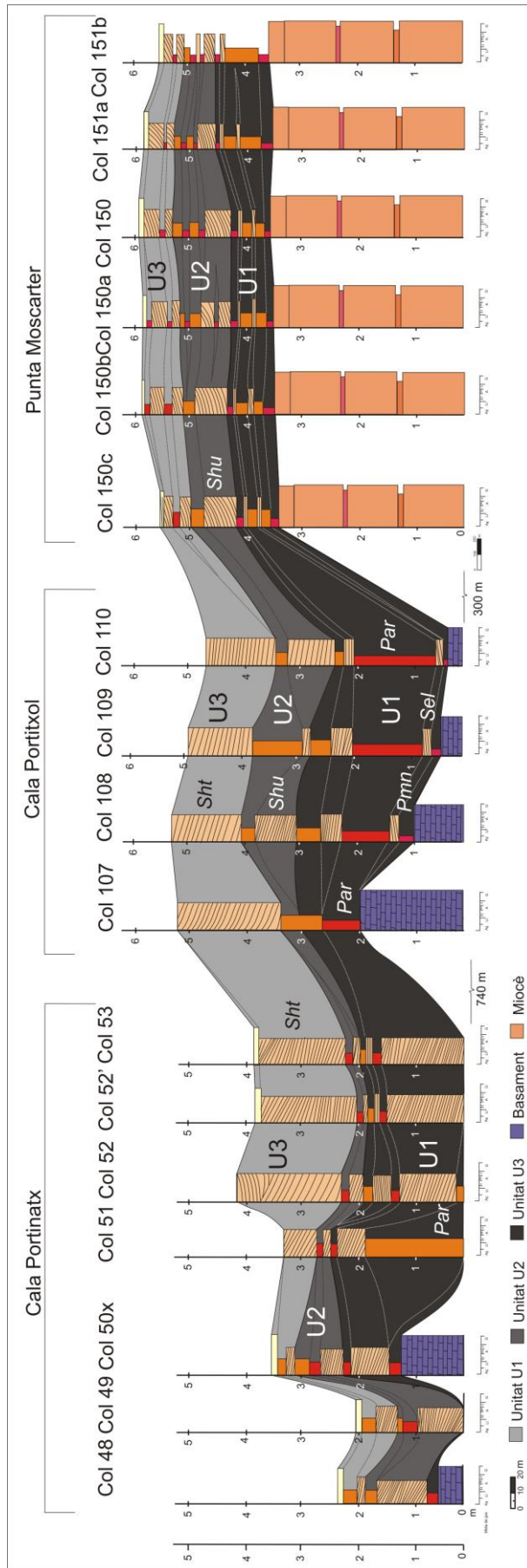


Figura 5.23. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de Cala Portinatx, Portitxol i Punta Moscarter.

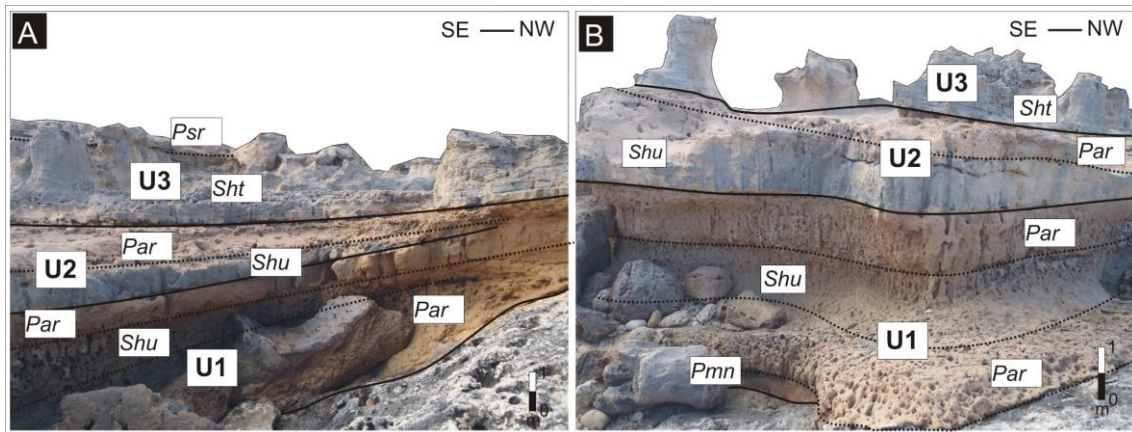


Figura 5.24. A) i B) Detall dels dipòsits plistocens presents a Cala Portitxol, on s'observa la unitat U1, composta pel paleosòl (Par) i les fàcies eòliques (Shu); la unitat U2, composta per la fàcies (Sht) i el paleosòl (Par) i la unitat U3, formada per dipòsits d' eolianites (Sht) i el paleosòl (Psr).

Implicacions ambientals

A partir de l'anàlisi sedimentològica en detall i de l'anàlisi de fàcies realitzada a quatre zones (Portinatx, Portitxol, Punta Moscarter i Cala d'en Serra), hem pogut diferenciar tres períodes d'acumulació eòlica amb sediments de procedència marina (Fig. 5.25). Aquests suggereixen unes condicions ambientals d'aridesa, associades amb un nivell de la mar baixa. Els nivells dunars es troben separats per diferents paleosòls (Par, Psr i Pmn). La morfologia lateral i transversal dels cossos dunars, estableix que es tracta de dos elements arquitecturals eòlics: dunes parabòliques i rampes d'arena que avancen cap a l'interior, aprofitant les depressions del terreny i mostrant un sentit de migració de cap al S-SE. Particularment, la presència de crostes calcàries, indica unes condicions de forta evaporació, provocat per un augment en l'aridesa (Potenciano et al., 1997). Per altra banda, la variació en la mida de gra de les dunes indica una selecció dels grans d'arena durant el seu transport, associada a la variació del règim del vent (Armas i Sanchez, 2013). La presència de nivells més llimosos amb una gran quantitat de clasts dins de les dunes, suggereix moments curts d'inestabilitat climàtica. La distribució espacial i la variabilitat tant lateral com vertical, mostra una evolució de les dunes de poca potència, amb un angle baix o rampes d'arena a dunes parabòliques, de 2 a 3 metres de potència. Aquests dipòsits reomplen la plana de Portinatx, donant com a resultat un relleu més suavitzat i amb tendència planar.

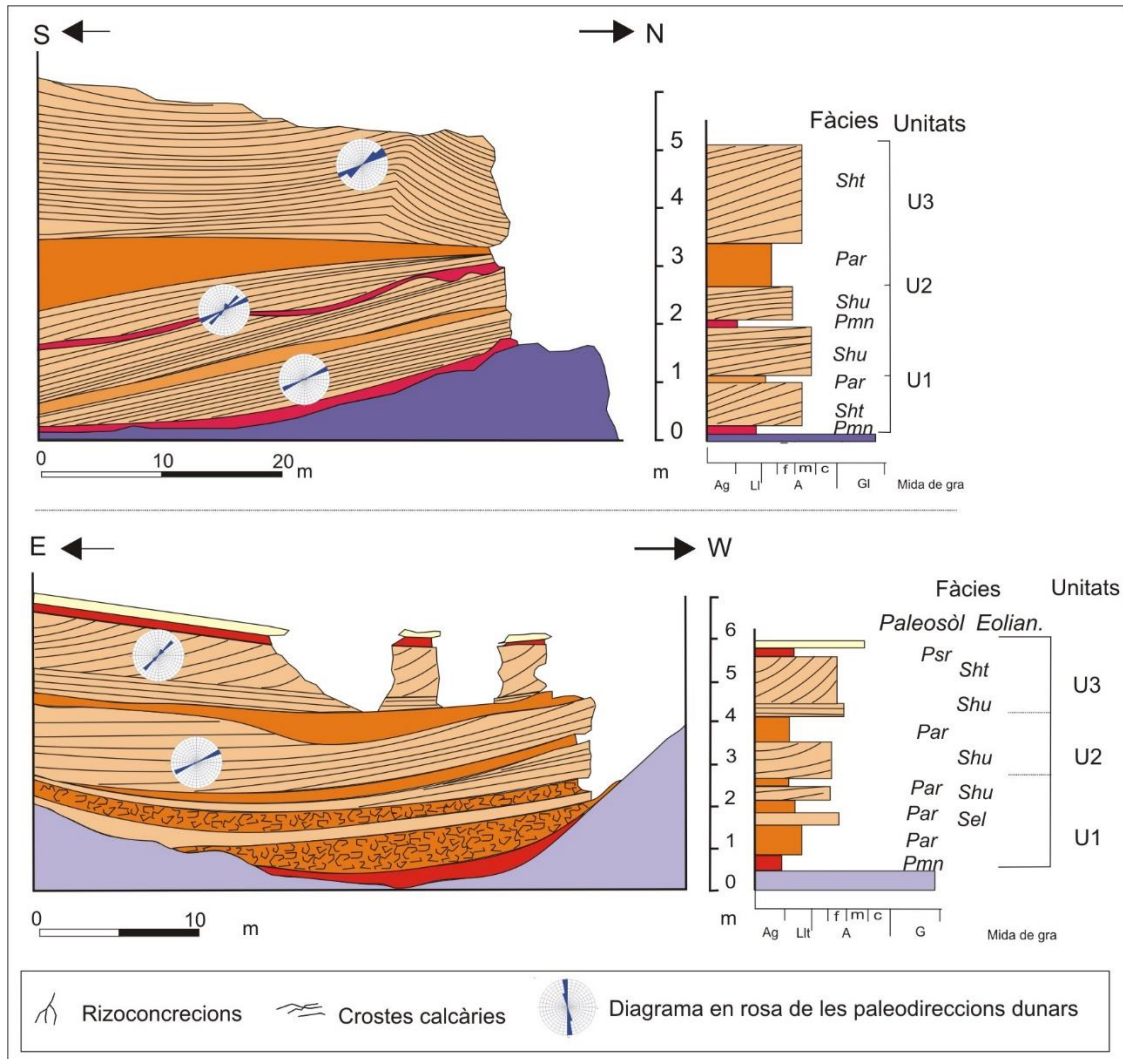


Figura 5.25. Part superior: Síntesi de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Portitxol. Part inferior: Síntesi de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Portinatx.

5.2.5 Aigua dolça

Àrea d'estudi i principals trets fisiogràfics

L'aflorament d'Aigua Dolça es localitza al nord d'Eivissa, entre Cala de Sant Vicent i sa Punta Verda de Sant Vicent de sa Cala, concretament des de sa Punta d'es Jonc fins és Pont (Fig. 5.26). En aquesta zona es situen les illes de ses Formigues i el promontori de s'Escullet. A l'aflorament és possible observar fins a 9 dipòsits eòlics intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls. Aquests dipòsits estan presents al llarg de 3,5 km de la costa eivissenca i exposats als penya-segats fins als 22 m d'alçària respecte al snm. Aquests, es troben superposats formant terrasses llavorades sobre un basament format per dolomies i bretxes del Juràssic (Lias). A mitjan aflorament i al sector est, es localitzen els torrents de Cala de s'Embarcador i el Torrentó Negre, respectivament, alimentats

per la Serra d'en Negre (135 m), es Puig de ses Penyes (160 m) i el Puig d'es Clapers (Fig. 5.27).

Estratigràfia i sedimentologia

En aquesta àrea d'estudi es realitzaren 10 columnes estratigràfiques al camp i es correlacionaren a partir de les principals discordàncies presents (Fig. 5.28). Els criteris utilitzats per a identificar la geometria dels cossos, foren els canvis sobtats de fàcies i la seva extensió lateral a l'escala de l'àrea d'estudi. Les principals unitats foren definides per les característiques de les fàcies. En total s'observaren deu fàcies deposicionals, en les successions sedimentàries a Aigua Dolça, que caracteritzen quatre ambients sedimentaris, un d'eòlic (*Sht*, *Sel* i *Shu*), dos de terrestres (*Par*, *Pmn*, *Psr*, *Pmc*, *Pml* i *Cck*) i un ambient costaner (*Sen*) (Taula 5.4) que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 - 500 μm) amb passades d'arenas gruixades (500 - 1000 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una geometria tot formant capes de 20 a 40 cm de potència. Aquesta fàcies es troba parcialment bioturbada, amb abundants rizoconcrecions d'1 a 3 cm de diàmetre i 0,40 d'alçària. La composició mineralògica de les arenas es principalment carbonatada, amb quantitats menors de quars i feldspats.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats formats per arenas bioclàstiques fines (125 - 250 μm) alternades amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 μm). Presenta un color blanc HUE 10 YR 8/1 i una estructura encreuada tot formant capes d'1 a 1,5 m de potència. La laminació interna d'1 cm de potència es veu altament bioturbada, amb abundants rizoconcrecions cimentades per calcita. La composició de les arenas és principalment carbonatada, on el mineral predominant és la calcita amb un 85%.

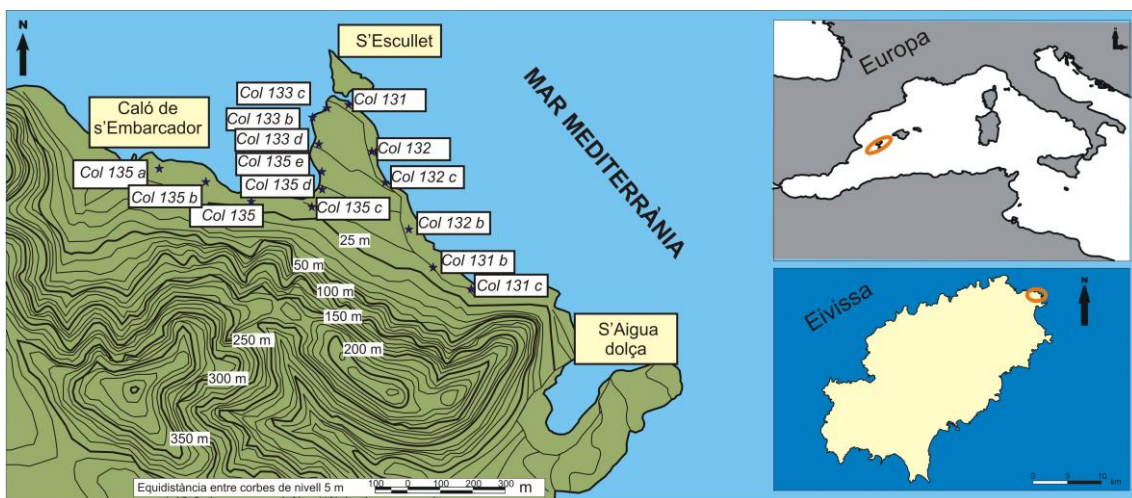


Figura 5.26. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfica Balear, 2008.



Figura 5.27. Dipòsits plistocens presents a Aigua Dolça. A) Panoràmica dels sediments quaternaris d'Aigua Dolça. B) Detall dels dipòsits plistocens de Cala d'en Buscar. C) Vista general dels dipòsits quaternaris de s'Escullet. D) Detall dels dipòsits plistocens presents al centre de la Cala d'en Buscar.

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, constituïts per arenas bioclàstiques fines (125 - 250 µm) amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura encreuada de baix angle (5° a 15°), formant capes d'1 a 2 m de potència. Aquesta fàcies es troba parcialment bioturbada, amb una major densitat de rizoconcrecions cimentades per calcita a la part superior. El contingut en carbonats arriba al 90%, mineralògicament hi predomina la calcita amb un 80%.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Cck*): es tracta d'una breixa heteromètrica suportada per la matriu llimosa. Els clasts d'ordre centimètric a decimètric es disposen en forma de canals de 0,10 a 0,35 m d'alçària i d'1 a 2 m de diàmetre. La matriu presenta un color rosat HUE 7,5 YR 7/4. A la part superior de la fàcies s'observen nivells argilosos i crostes calcàries d'1 a 3 cm de potència.

Fàcies d'ambient costaner

Fàcies (*Sen*): composta per gresos carbonatats, constituïts per arenas gruixades bioclàstiques (1000 a 2000 µm). Els grans de les arenas es troben imbricats en direcció cap a la mar i mostren una geometria tabular tot formant capes de 10 cm de potència. Aquesta fàcies presenta abundant fauna marina retreballada.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas, de color blanc rosaci HUE 7,5 YR 8/2, amb formes nodulars cimentades per calcita. Presenta una potència de 0,30 a 1,2 m. Aquest paleosòl es troba fortament bioturbat amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric. Localment els sediments limo-arenosos contenen abundants clasts angulars, d'ordre centimètric a decimètric, surant en la matriu limo-arenosa. La seva presència augmenta en sentit cap a Cala Sant Vicent, concretament cap al Torrentó Negre. La composició en carbonats dels llims i les arenas, no supera el 75%, on el component mineral predominant és la calcita.

Paleosòl (*Pmc*): format per argiles de color vermell marronós HUE 5 YR 5/4 i aspecte massiu, d'uns 40 cm de potència. Presenta abundants clasts angulosos suportats per la matriu argilosa, mal ordenats i heterogenis, en forma de lleties de 2 a 3 m de diàmetre i pocs centímetres de 10 a 20 cm de potència. Aquest paleosòl de 40 cm de potència, conté abundant fauna terrestre de manera dispersa (*Xerocrassa ebusitana*) amb el límit de base erosiu. La composició en carbonats de les argiles és del 70%, essent la calcita amb un 60% el mineral majoritari, amb una presència menor de quars (10%).

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles de color vermell grogós HUE 7,5 YR 6/6 i textura plàstica. Aquesta fàcies arriba als 40 cm de potència. Presenta nivells d'òxid de ferro i passades amb clasts angulars d'1 cm en forma de canals. A la part superior de la fàcies s'observen crostes calcàries. La composició de les argiles és predominantment silícica, amb un percentatge elevat de quars amb un 25% i una presència remarcable de calcita.

Paleosòl (*Pml*): es caracteritza per dipòsits llimo-argilosos de color vermell grogós HUE 7,5 YR 6/6. Aquests es troben formant capes de 10 cm de potència, amb abundants rizoconcrecions cimentades per calcita i fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*). La composició dels llims i les argiles és principalment silícica.

Paleosòl (*Ps*): compost per llims i argiles molt cimentades. Presenta un color groc pàl·lid HUE 2,5 YR 8/3 i estructures fluïdals formant capes de 2 a 10 cm de potència. El contingut en carbonats se situa al voltant del 90%.

Paleosòl (*Psr*): compost per llims amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color rosa HUE 7,5 YR 7/4. Ocasionalment, els sediments contenen algunes passades de clasts angulars d'ordre centimètric. Aquests mostren la composició local del basament. El contingut en carbonats dels llims és superior al 80%, amb quantitats menors de quars (8%).

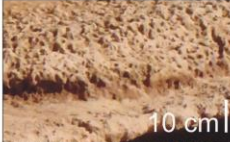










Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

Basat en les columnes estratigràfiques i en l'anàlisi de fàcies d'aquests registres, s'han reconegut sis unitats ben diferenciades (U1, U2, U3, U4 U5 i U6) (Fig. 5.29 i 5.30) que es descriuen a continuació:

La unitat U1 està formada per la fàcies eòlica (*Sht*) i per tres paleosòls (*Par*, *Pmn* i *Psr*) que assoleixen una potència de fins a 2,20 m, dipositant-se directament sobre el basament. La fàcies (*Sht*) s'interpreta com una duna parabòlica amb una migració activa de cap al penya-segat. La marcada laminació encreuada mostra un sentit del vent predominant del NW. El paleosòl (*Par*) mostra una gradació del color i un augment de la presència de llims cap a la part superior, que evoluciona a un paleosòl vermellós (*Pmn*) amb algunes passades de clasts en forma de canals. A la part superior de la fàcies s'observa el paleosòl (*Psr*) que indica una nova condició ambiental, d'humit a semiàrid. Aquesta unitat representa un sistema de dunes litorals (ambient àrid) amb paleosòls que indicarien una transició cap a un ambient menys àrid, la presència de canals dins una matriu argilosa (*Pmn*) indica un augment de la temperatura i un augment de les precipitacions, probablement amb períodes d'intenses pluges que provocaren el transport en forma d'escorrentia difusa formant els dipòsits de *sheet-flood*.

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*), representa un sistema de camp dunar litoral, apuntant un ambient àrid, que evoluciona a un ambient estable representat pel paleosòl (*Pmn*). Lateralment i de manera local, es pot observar una fàcies marina (*Sen*), que suggereix un ambient de transició cap a més càlid i humit. Aquest dipòsit s'interpreta com un nivell de platja, que marca un paleonivell de la mar a 1,5 m sobre el nivell de la mar actual. Aquests dipòsits de platja corresponen a la part basal de la platja, que es va anar formant durant la pujada del nivell de la mar.

La unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (*SeI*) intercalada amb els paleosòls (*Par*, *Pmc* i *Pmn*). Aquesta unitat s'interpreta com a dipòsits de rampes d'arena, les quals registren el transport eòlic dels sediments marins en direcció perpendicular a l'actual

Nomeclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Laminació horitzontal en capes de 0,3 m. Bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Laminació encreuada. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. Laminació encreuada de baix angle. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims amb passades d'arenes mitjanes, rizoconcrecions, clasts angulars i formes nodulars.	Paleosòls	
Pmc	Llims i argiles de color vermell marronós amb nivells d'arenes mitjanes i clasts a la part superior.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermell-grogoses amb nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Pml	Argiles vermell - grogues. Bioturbada per vegetació. Presència de clasts angulars del nivell inferior i abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Ps	Argiles grogues, molt cimentades amb estructures fluidals.	Paleosòls	
Psr	Llims amb còdols angulars. Ocasionalment es troba bioturbada per vegetació.	Paleosòls	
Cck	Bretxa heteromètrica en forma de canals. Matriu areno-llimosa amb passades d'argiles.	Col·luvials	
Sen	Arenes gruixades de geometria tabular. Abundant presència de fauna marina retreballada.	Marins	

Taula 5.4. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, C: bretxes, P: paleosòls, c: còdols; e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà; l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: fang, s: llims, a: arena.

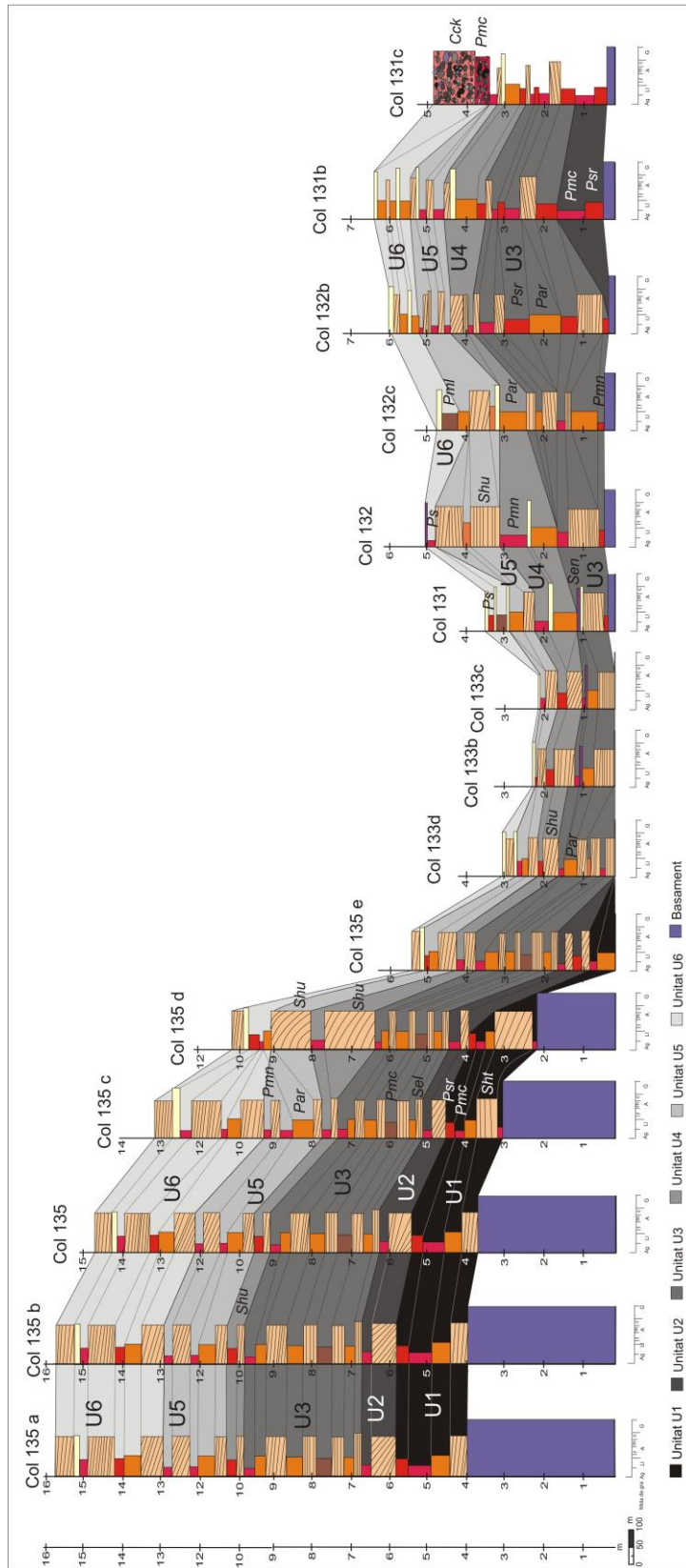


Figura 5-28. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de la zona d'Aigua Dolça.

penya-segat. Les rampes d'arena es troben separades per paleosòls que suggereixen moments d'estabilitat climàtica. Alguns d'aquests paleosòls presenten clasts angulars heteromètrics en forma lenticular, la qual cosa evidencia la possibilitat de tempestes durant els períodes més humits, en general es tracta d'un escolament difús en forma de làmina (*sheet-flood*).

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i el paleosòl (*Pmn*). Aquesta unitat representa un sistema de dunes litorals, suggerint unes condicions ambientals àrides. La morfologia lateral mostra un camp de dunes d'estructura encreuada de baix angle. L'estratificació creuada de la part superior de la duna queda alterada associada a l'increment en la densitat de rizoconcrecions, la qual cosa posa en evidència l'estabilització del cos sedimentari per una important coberta vegetal. A més a més, la laminació mostra un cabussament de 110 – 120° cap a SE, associat a la direcció del vent predominant de WNW. A sobre s'observa el paleosòl vermellós (*Terra rossa*).

La unitat U5 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i tres paleosòls (*Par*, *Pmn* i *Psr*). Aquesta unitat representa un sistema dunar litoral, format per dunes grimpadores que migren cap a l'interior fossilitzant els nivells inferiors. D'altra banda, el paleosòl arenós (*Par*) mostra una gradació de color i una disminució de sediments marins, suggerint unes condicions ambientals estables. És a dir, un canvi ambiental d'àrid (*Shu*) a semiàrid (*Par*).

En canvi, els paleosòls de la part superior (*Pmn* i *Psr*) suggereixen un canvi de les condicions ambientals de semiàrides a càlides i humides.

La unitat U6 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) intercalada amb els paleosòls (*Par*, *Pmn*, *Ps* i *Pml*). Aquesta unitat representa un sistema de camp dunar litoral, d'estructura laminar encreuada. Representant uns cossos sedimentaris amb una migració terra endins i l'ascens de les dunes superposades aprofitant els espais interdunars. L'abundància de rizoconcrecions indica superfícies estabilitzades per vegetació a la part superior, associada amb períodes menys àrids. Els paleosòls (*Pmn* i *Pml*) presenten abundant fauna terrestre i clasts angulars a la part inferior, aquests provenen del basament i presenten una certa imbricació en direcció cap a la mar. La composició majoritàriament silícica i la coloració vermellosa que presenten, suggereixen unes condicions ambientals humides i càlides, amb la possibilitat de tempestes. Damunt d'aquests dos paleosòls s'observa el paleosòl grogós (*Ps*) molt cimentat amb estructures fluïdals. Al damunt s'observen de forma local dipòsits marins que omplen les morfologies càrstiques (cocons), ubicades des d'1 a 15 m snm. Aquests dipòsits es produïren durant tempestes amb forts vents del nord.

Lateralment aflora de forma puntual i amb una gran variabilitat lateral i vertical la fàcies (*Cck*) que és interpretada com a dipòsits col·luvials. D'aquí que verticalment s'observin tres parts ben diferenciades, separades per un límit erosiu amb presència de crostes calcàries. Els tres nivells estan constituïts per una bretxa heteromètrica d'escassa matriu llimosa en forma de canals on els clasts estan ordenats en una tendència granodecreixent. Entre els nivells de col·luvials s'observen passades de llims vermells, que suggereixen unes condicions ambientals més estables.

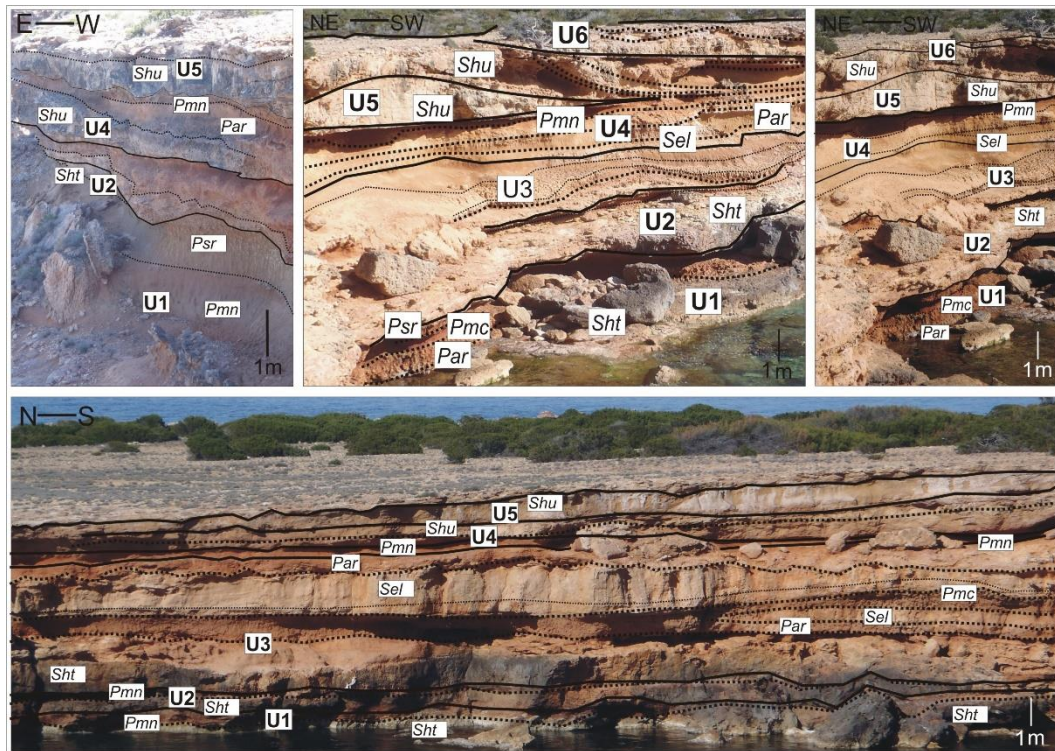


Figura 5.29. Imatges superiors) Detall de les diferents fàcies i unitats observades a Aigua dolça. Imatge Inferior) Vista panoràmica de les fàcies i unitats observades a la Cala d'en Buscar.

Implicacions ambientals

L'anàlisi sedimentològica de detall i de les fàcies realitzada, ens ha permès diferenciar sis unitats eòliques (Fig. 5.30), que ens indicarien unes condicions ambientals d'aridesa. La presència de rizoconcrecions i la gran bioturbació dels nivells pedogenètics més arenosos (*Par*), suggereix que es tractava d'un clima suficientment humit, apte per a la vegetació (García-Alba i Morey, 1981). Gràcies a l'exposició dels sediments al llarg de la costa, s'observa la morfologia lateral, la qual indica que es tracta de dos elements arquitecturals eòlics: dunes parabòliques i rampes d'arena, que s'interdigiten a mesura que avancen cap a terra, mostrant un sentit general de migració de cap al SE.

La presència de paleosòls limo-argilosos (*Pmc*, *Pmn* i *Pml*), de coloracions obscures amb una gran quantitat de fauna terrestre, indica unes condicions ambientals menys arides. La gradació de colors d'obscur a clars i l'increment en la presència d'arenas en els paleosòls, indica una evolució de les condicions ambientals humides (*Pmn* i *Psr*) a més àrides i seques (*Par*). Com s'ha esmentat anteriorment, l'àrea d'estudi igual que a Cala Xuclar, presenta una gran variabilitat lateral i vertical, lateralment es presenten de manera local dues fàcies (*Sen* i *Cck*). La fàcies d'ambient marí (*Sen*) es caracteritza per dipòsits de platja que marquen el paleonivell de la mar a 1 - 1,5 m d'altura. Finalment, es pot observar una evolució vertical de les dunes, on es passa de les dunes parabòliques (1 - 3 m de potència) (*Sht*) a les rampes d'arena (de 0,5 a 1 m de potència) i altra vegada a les dunes parabòliques (d'1 - 2 m de potència) (*Shu*). Aquesta disposició està relacionada amb la variabilitat altimètrica del nivell de la mar en la Mediterrània.

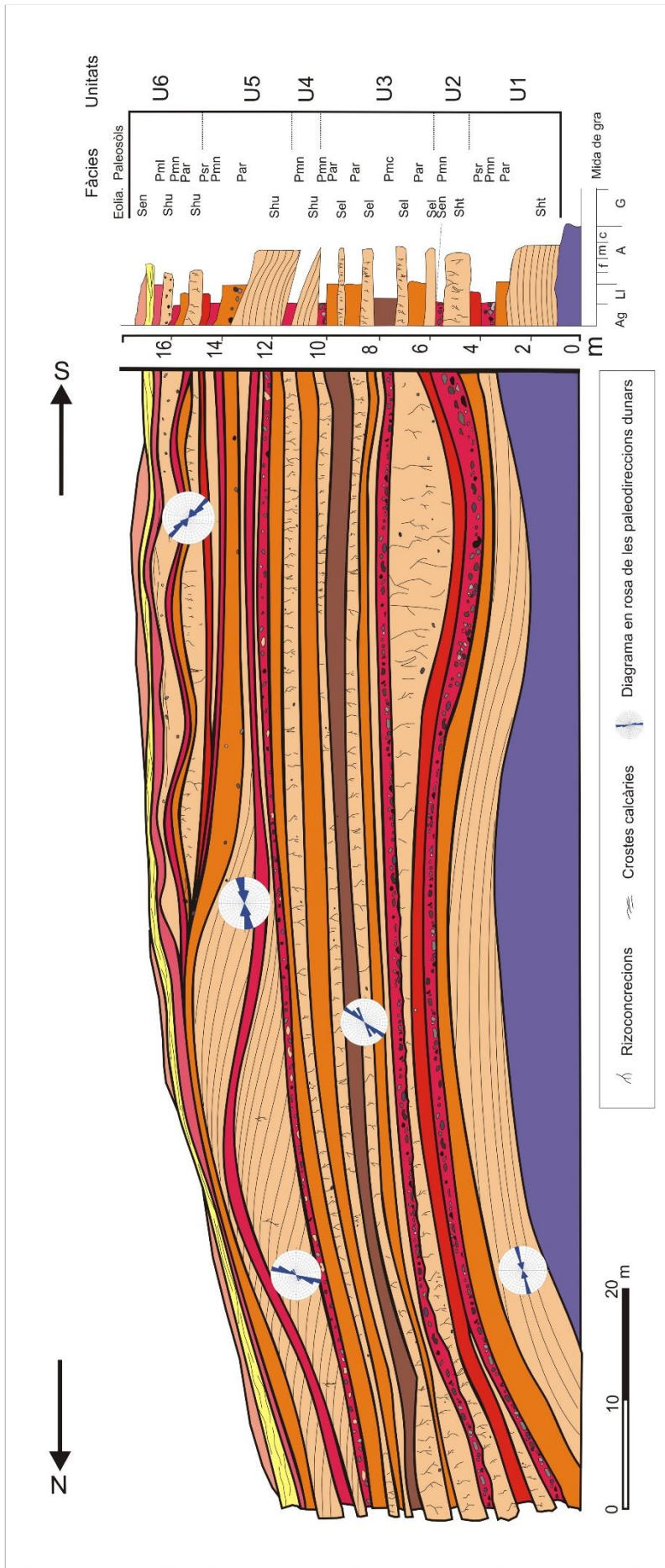


Figura 5.30. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Aigua Dolça.

5.3 La costa occidental

Els dipòsits plistocens més importants en extensió i potència de l'illa d'Eivissa es localitzen a la costa occidental entre les coordenades $39^{\circ} 01' 00'' \text{ N} - 1^{\circ} 17' 50'' \text{ E}$ i $38^{\circ} 52' 10'' - 1^{\circ} 14' 08'' \text{ E}$. En aquesta costa occidental hi trobam els afloraments de Cap Negret, Punta de sa Pedrera, Cala Bassa, Cala Compte, Cala Tarida i Cala d'Hort, de manera quasi continua al llarg de 33 km, ocupant una extensió aproximada de 26 km² (Fig. 5.31). En general, aquests dipòsits descansen damunt un basament format per conglomerats del Terciari, originaris d'antics ventalls al·luvials, al sector oriental i per dolomies massives del Lías Juràssic al sector occidental.

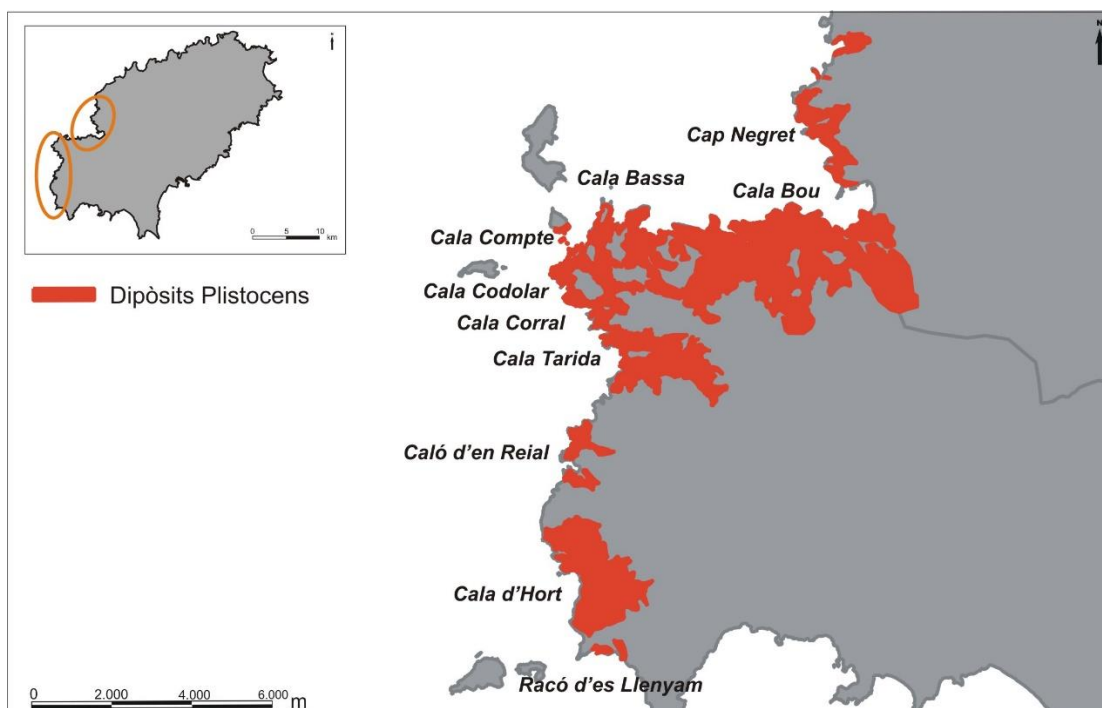


Figura 5.31. Localització, emplaçament geogràfic i abast dels dipòsits plistocens de la costa occidental.

5.3.1 Cap Negret

Localització i principals trets fisiogràfics

Hem diferenciat l'aflorament de Cap Negret en sis àrees diferents: Cala Salada, Punta Galera, Cap Negret, Cala Gració, Cala Gracioneta i Caló d'es Moro, pertanyents tots ells al municipi de Sant Antoni de Portmany. Localitzat entre les coordenades geogràfiques $39^{\circ} 01' 00'' \text{ N} - 1^{\circ} 17' 50'' \text{ E} / 38^{\circ} 59' 11'' \text{ N} - 1^{\circ} 18' 09'' \text{ E}$ (Fig. 5.32). En aquest aflorament s'han observat sis dipòsits eòlics superposats, intercalats amb dipòsits col·luvials i pedogenètics (Fig. 5.33), presents al llarg de 6,3 km al llarg de la costa de manera quasi continua fins als 14 m d'alçària respecte al nivell de la mar i 2,1 km cap a l'interior, ocupant una extensió aproximada d'1,4 km².

Aquest aflorament fou citat per Butzer i Cuerda (1962). Aquests autors parlaven de la presència d'un nivell de la mar, localitzat a 2 m per damunt del nivell de la mar actual, compost per arenes bioclàstiques amb abundant fauna marina (*Barbatia barbata*, *Spondylus gaederopus*, *Lima lima*, *Pseudochama gryphina*, *Patella off. Caerulea*, *Theridium vulgatum*, *Thais hemastoma*, *Columbella rústica* i *Conus mediterraneus*), amb la intercalació de nivells llimosos vermell-grogosos (5YR 6/6) ben cimentats. Segons Butzer i Cuerda (1962), la presència de *Patella*, indicaria un ambient totalment marí, i per altra banda, la presència de *Thais hemastoma* indicaria que els dipòsits pertanyen al Eutyrrhenià, darrer període interglacial.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.5)

A partir de les 18 columnes estratigràfiques realitzades en tot l'aflorament (Fig. 5.34), amb la descripció de les característiques texturals i de composició, s'han diferenciat set fàcies que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats constituïts per arenes bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm) alternades amb passades d'arenes gruixades (500 - 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura tabular tot formant capes d'1 m de potència. El contingut en carbonats és del voltant del 85%, amb quantitats menors de quars i feldspats (7%).

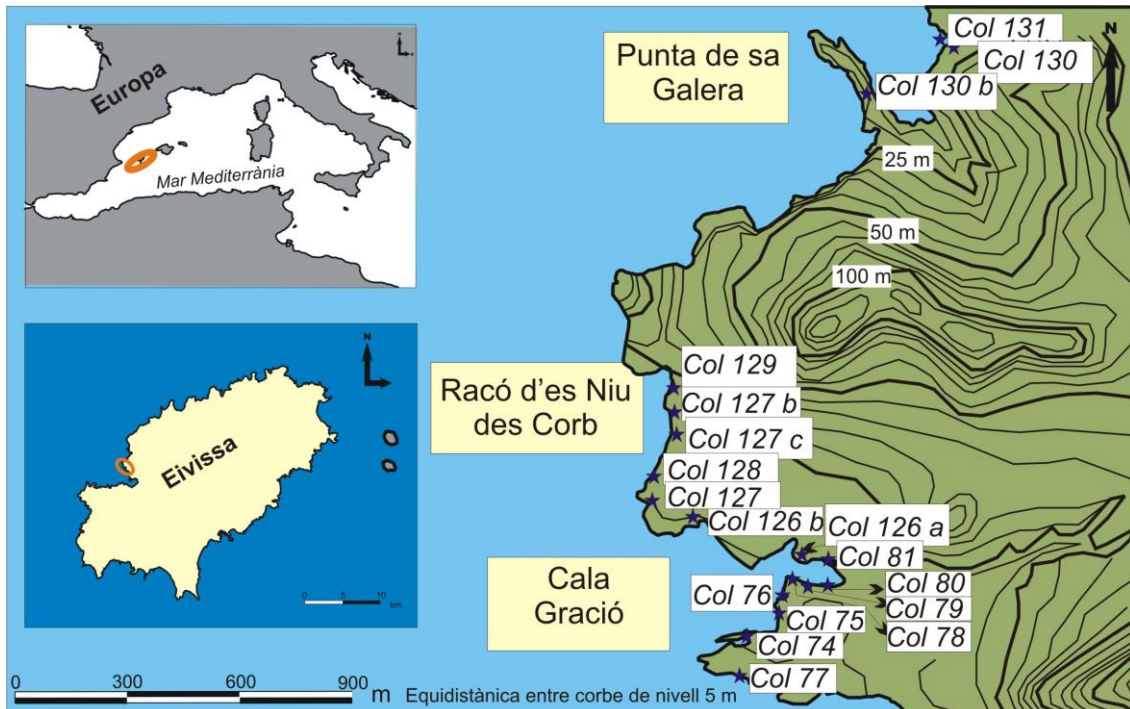


Figura 5.32. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi (Cap Negret) i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

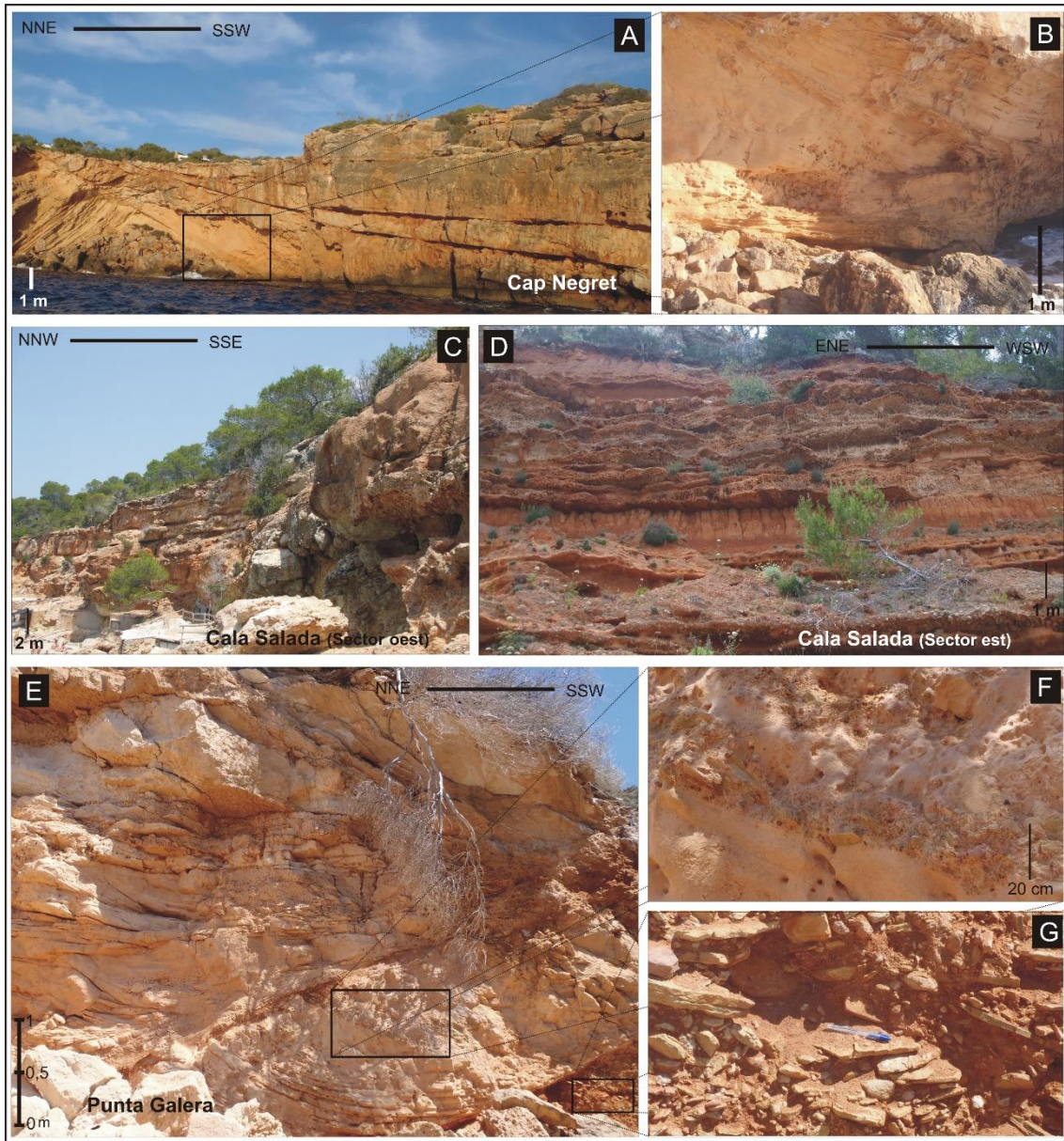


Figura 5.33. Dipòsits plistocens presents a Cap Negret, Cala Salada i Punta Galera. A) Vista panoràmica dels sediments quaternaris de Cap Negret. B) Detall dels dipòsits plistocens presents a Cap Negret. C) i D) Vista general dels sediments plistocens presents a Cala Salada. E) Vista general dels dipòsits plistocens presents a Punta Galera. F) Detall dels nivells de clasts presents als sediments arenosos i G) Detall del nivell col·luvial de base.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques fines (125 - 250 μm) que alternen amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura encreuada (angles de 20° a 30°) tot formant capes d' 1 a 3 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada amb abundant presència de rizoconcrecions, de les quals normalment només en queda el motlle. Hi ha una presència abundant de fauna terrestre (*Tudorella ferruginea*, *Xerocrassa caroli*, *Xerocrassa ebusitana*). Localment, el sediment conté abundants clasts angulars, d'ordre mil·limètric a centimètric surant dins la matriu arenosa. El contingut en carbonats de les

arenas, és superior al 90%, on la calcita és el mineral predominant amb una mitjana de 88%, i amb quantitats menors de quars amb un 6,5%.

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color blanc rosaci HUE 7,5 YR 8/2 i una estructura encreuada de baix angle de 5° a 10°, formant capes d'1 a 1,5 m de potència. La composició és principalment carbonatada, on el mineral predominant és la calcita amb un 80%.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Cmn*): consisteix en una breixa, d'aspecte massiu, formada per clasts angulars heteromètrics procedents del basament. Aquests estan suportats per la matriu llimosa de color vermell pàl·lid 2,5 YR 7/4, amb una imbricació mitjana de direcció 220° SW. Els clasts de major grandària no semblen presentar cap orientació preferent.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas d'aspecte massiu, amb formes nodulars molt cimentades d'1 a 3 cm de grandària. Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 i canvis laterals de potència al llarg de l'aflorament, arribant a potències màximes del voltant dels 2 - 2,5 m. Aquesta fàcies conté abundant fauna terrestre fòssil (*Xerocrassa ebusitana*). La composició mineralògica és principalment carbonatada amb un percentatge en carbonats del 65% i una presència remarcable de silicats (27%).

Paleosòl (*Pmc*): format per llims i argiles d'aspecte massiu amb passades de clasts angulars i heteromètrics provinents del basament i de les fàcies inferiors. Presenta un color vermell-grogós HUE 10 YR 6/6 amb crostes calcàries a la part superior. La composició mineralògica és predominantment carbonatada amb un 52%, amb un percentatge de quars del voltant del 30%.

Paleosòl (*Psr*): compost per llims i argiles amb passades de clasts angulars imbricats seguint la direcció del pendent, en forma de canals de 10 a 20 cm d'alçària i d'1 a 1,5 m de diàmetre. Presenta un color rosat HUE 7,5 YR 8/3 i geometria tabular tot formant capes de 5 a 10 cm de potència. Localment, s'observen crostes calcàries micrítiques amb horitzons de pisòlits i abundants rastres vegetals que consisteixen en estructures de filaments ramificats, amb una abundant fauna fòssil tan terrestre (*Xerocrassa ebusitana*) com fauna marina. Els nivells més tous de llims i argiles mostren una composició en carbonats d'entre el 10 al 55%, per contra els nivells més cimentats, generalment contenen un percentatge major en carbonats, amb valors que poden arribar a superar el 80% de mitjana.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics d'estructura tabular en capes de 0,5 m.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics d'estructura encreuada. Bioturbada per vegetació. Presència de rizoconcrecions.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada de baix angle. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims amb passades d'arenas. Molt bioturbada per vegetació amb formes nodulars i presència de fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmc	Argiles vermells amb passades de clasts angulars d'ordre centimètric a la part inferior.	Paleosòls	
Psr	Llims i arenas. Molt cimentada i bioturbada per vegetació. Presenta abundant fauna marina i terrestre.	Paleosòls	
Cmn	Bretxa heteromètrica en forma de canals allargassats, suportada per la matriu llimosa.	Col·luvials	

Taula 5.5. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, B: bretxa, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: fang, s: llims, a: arena.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

A partir de l'anàlisi de les fàcies i de les columnes estratigràfiques realitzades (Fig. 5.34), s'han pogut diferenciar fins a 4 unitats ben diferenciades (Fig. 5.35), de les quals tres són d'ambient eòlic, compostes per les fàcies (*Shu*, *Sel* i *Sht*).

La unitat inferior U1 està composta per dues fàcies eòliques (*Sel* i *Shu*) intercalades amb el paleosòl (*Psr*). Aquesta unitat està representada per un sistema dunar costaner. El paleosòl vermellós (*Psr*) es troba directament damunt el basament. Aquest paleosòl conté nivells amb clasts sub-angulars i heteromètrics, originaris del basament. La seva coloració vermellova indica que va sofrir un procés de rubefacció i per tant, és indicatiu de què es produí un augment de les temperatures. Les passades de clasts en forma de

canals presents dins de la matriu llimosa, suggereixen moments de fortes tempestes. Gràcies a l'exposició al llarg de la costa de les fàcies eòliques (*Sel* i *Shu*) s'observa la morfologia lateral i transversal, a partir de la qual s'ha esbrinat que es tracten de dunes grimpadores. La marcada laminació interna (*Shu*) de 0,3 a 0,5 cm de potència, mostra un cabussament de cap el SW amb una direcció mitjana de 223 SW, apuntant una migració de cap al NE.

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Psr*). S'interpreta com un sistema de camp dunar litoral, format per dunes parabòliques superposades que evolucionen a ascendent fossilitzant els nivells inferiors. Aquestes dunes, presenten una laminació interna d'1 a 2 cm de potència moderadament cimentades per calcita. Lateralment s'observa una variació progressiva de l'angle de cabussament en sentit al penya-segat (NW), que passa d'una estratificació encreuada de baix angle (10° - 20°) a una estratificació encreuada d'alt angle (20° - 35°). Aquestes dunes es formaren durant un episodi glacial, moment en què el nivell de la mar era baix, deixant grans plataformes marines exposades, amb un vent de sentit del WNW, suficient per a transportar el sediment contingut en les plataformes recentment exposades en sentit terra endins.

La unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i la fàcies col·luvial (*Cmn*). Aquesta darrera, suggereix un ambient continental, representada per dos nivells col·luvials que mostren una evolució vertical. El primer nivell està format per col·luvials (*debris-flow*) composts per clasts angulosos heteromètrics de 3 a 25 cm. Aquests estan imbricats cap al SW i reomplen les depressions formades per la morfologia dunar inferior. El segon nivell col·luvial, format per dipòsits de *sheet-flood* representen la part més distal del col·luvial, amb clasts de 2 a 5 cm alternats amb passades d'arenas. Aquesta fàcies registre els moviments de masses esporàdiques properes al penya-segat, segurament després d'intenses pluges. La presència d'arenas és a causa de l'erosió de les incipients rampes eòliques durant curts períodes d'aridesa.

Per sobre de la fàcies col·luvial, s'observa la fàcies eòlica (*Sht*), representada per un sistema dunar litoral, format per dunes parabòliques, que migren cap a l'interior de la costa en sentit N-NE i superposant-se aprofitant els espais interdunars. Aquestes estan separades per una superfície representada per paleosòls arenosos. L'abundant bioturbació que presenta aquesta fàcies dins aquesta unitat, indica una important coberta vegetal que les estabilitzava. En general, es pot observar un acusat canvi en les condicions ambientals, des d'un primer període càlid i humit representat per la fàcies col·luvial (*Cmn*), cap a un segon període àrid i sec, amb curts períodes humits o amb marcats canvis estacionals.

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i el paleosòl (*Pmc*). Aquesta unitat s'interpreta com a dipòsits de dunes costaneres. A la base de la unitat es troba el paleosòl (*Pmc*) característic per les passades de clasts angulars a la part inferior. Aquest paleosòl presenta una estructura fluïdal a la part superior, amb rizoconcrecions d'1 mm, fauna terrestre i nivells fins d'arenas gruixades (250 – 500 µm). Les passades de clasts angulars suggereixen curts períodes inestables.

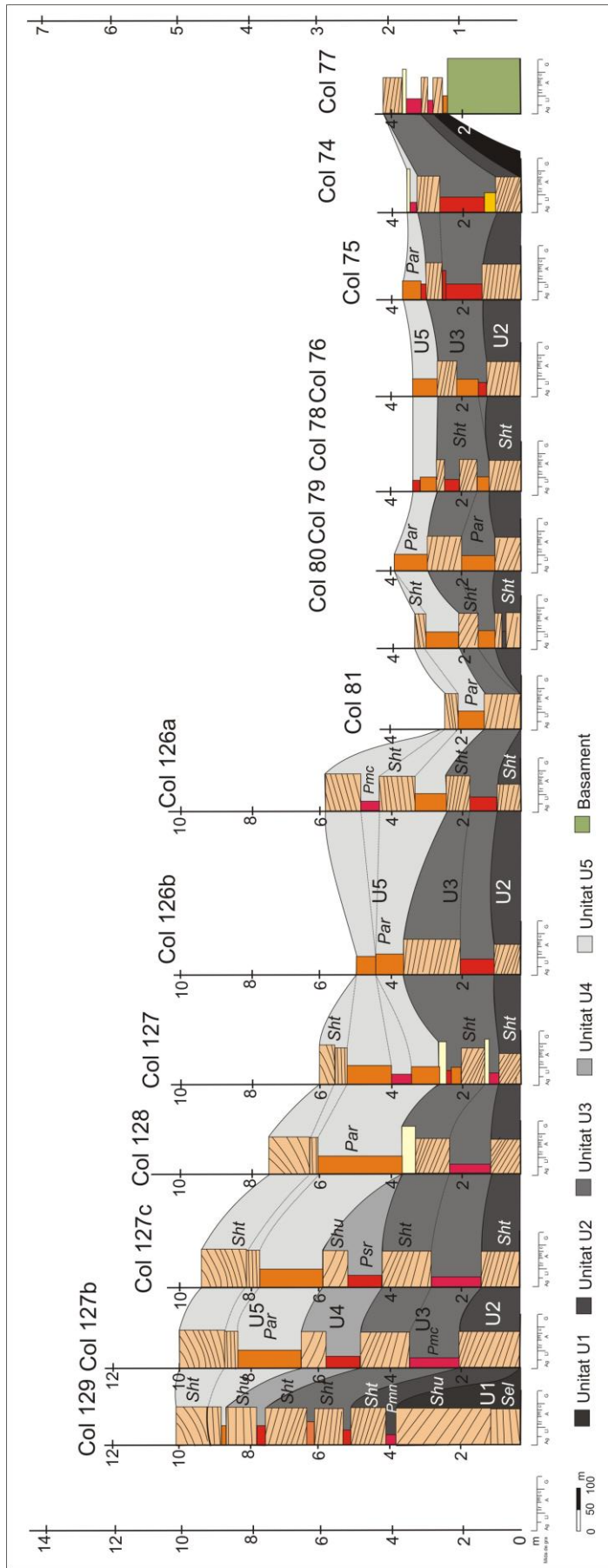


Figura 5.34. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de Cap Negret.

Lateralment, entre la duna de la unitat inferior (U3) i el paleosòl (*Pmc*) de la unitat U4, s'observa un nivell d'estructura filamentosa i ramificada, interpretada com un nivell de travertins (Fig. 5.36). Aquest nivell està format per llits irregulars concrecionaris de colors groguencs i grisos, separats per vacúols de formes irregulars, generalment motlles de plantes i mol·luscs. Aquests es formen per la precipitació del carbonat associada a l'agitació de l'aigua tant superficial com subterrània, normalment a la zona d'expansió de les aigües i, de vegades, al límit de les zones lacustres, amb la consegüent pèrdua de CO₂ afavorida per l'activitat biològica. La porositat del motlle és d'aspecte cavernós associada a la matèria vegetal alterada que hi queda incrustada (Riba, 1997; Toker et al., 2015). Aquesta unitat indica la seva formació durant un període ambiental molt humit. Per damunt, s'hi observa la fàcies (*Shu*), representada per una duna parabòlica de poca potència, la laminació interna de la qual mostra un sentit de migració de cap a l'interior de l'illa (130° SE). Localment s'han observat nivells de colades estalagmítiques (*flowstone*) a la part més alta d'aquest aflorament (Fig. 5. 37). Normalment es troben reomplint les esquerdes, la qual cosa suggereix que és un procés subactual, segurament produït per qualche surgència d'aigua dolça (Toker et al., 2015).

La unitat U5, està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Par*) característic per la seva bioturbació orgànica, amb estructures nodulars molt cimentades, d'1 a 3 cm de grandària. Aquest paleosòl arenós presenta un gruix variable lateralment dels 0,5 m als 1,5 m de potència i una morfologia còncava, amb un augment considerable del gruix a la part basal del penya-segat. A la part superior d'aquests, s'observen crostes calcàries en capes d'uns 5 cm de potència. Les característiques d'aquest paleosòl indica que es tracta d'un paleollac interdunar.

Per sobre del paleosòl (*Par*), es troben les fàcies eòliques (*Shu* i *Sht*), que representen dunes parabòliques, de poca potència, lleugerament cimentades, amb una abundant presència de rizoconcrecions. La laminació interna, mostra un sentit de migració de cap el ESE.

Cronologia OSL

Un total de quatre mostres es recolliren de les successions plistocèniques al llarg de Cap Negret (Eivissa occidental) (Fig. 3.38). Les mostres foren extretes de les capes estratigràfiques que es consideren més representatives per a aquesta secció en particular i descrites breument a continuació: de base cap a sostre trobem la primera unitat datada, la U2, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) que formen dipòsits de duna amb una edat de 755 ± 73 ka i coincidint amb l'etapa del MIS 18 (760 ka). Aquesta està present en tota l'àrea d'estudi. La següent unitat datada fou la U3, formada per la fàcies eòlica (*Sht*) amb una edat de 668 ± 72 ka. Aquesta unitat coincideix amb l'estadi glacial MIS 16 (670 ka). Per sobre d'aquesta, descansa la fàcies eòlica (*Shu*), de la unitat U4, aquesta fàcies presenta una edat de 424 ± 41 ka, coincideix amb l'estadi glacial MIS 12 (478 - 424 ka). La darrera unitat datada fou la U5 composta per la fàcies eòlica (*Sht*) que com la U2, formen dipòsits de duna amb una edat de 281 ± 23 ka, coincidint amb la transició de l'estadi isotòpic MIS 9 (300 a 360 ka) a l'estadi regressiu del MIS 8 (240 -300 ka) (Fig. 5.38).

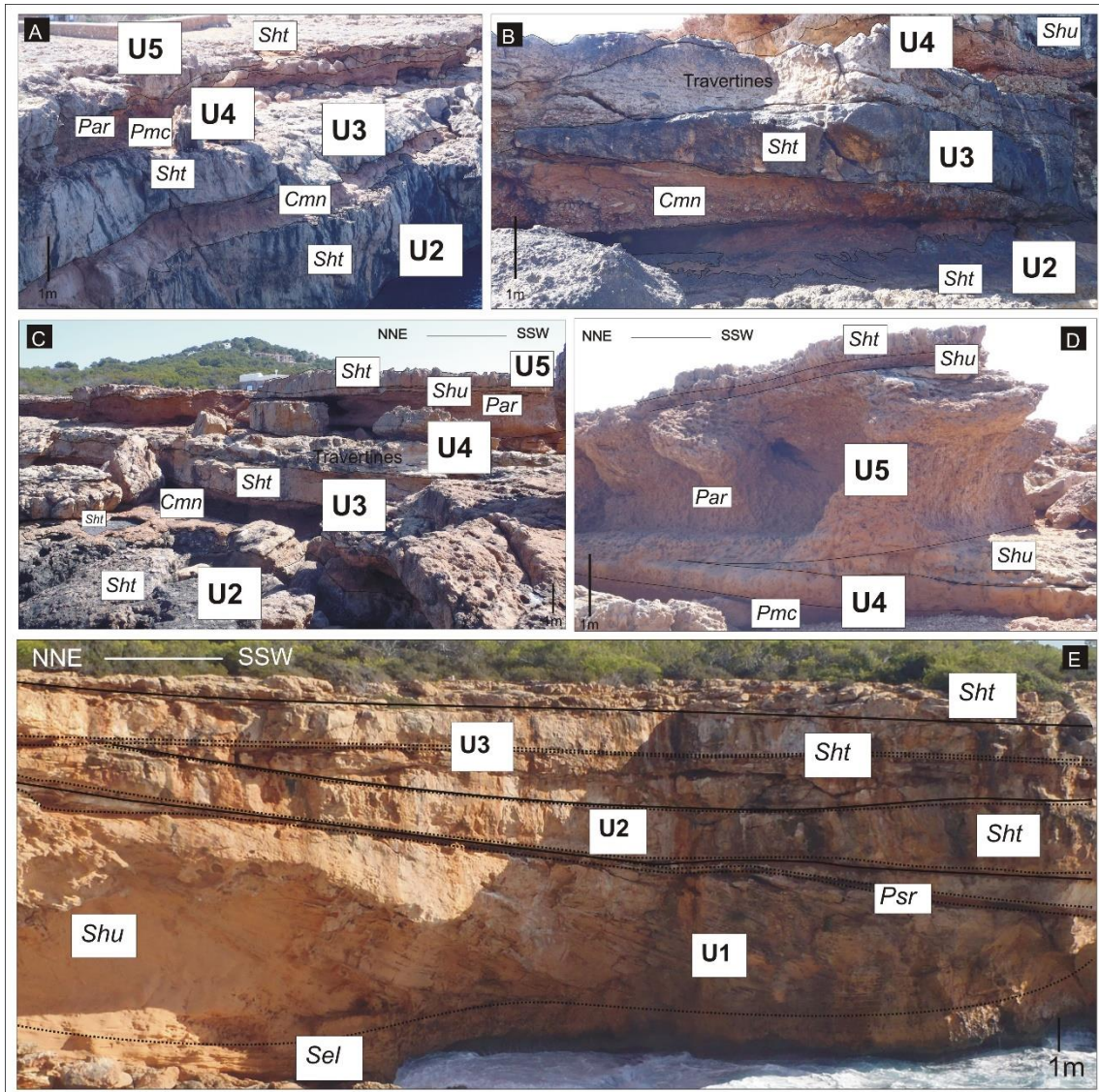


Figura 5.35.: A), B) C) i D) Detall de les diferents facies i unitats observades a Cap Negret. E) Vista general de les facies observades a Cap Negret.

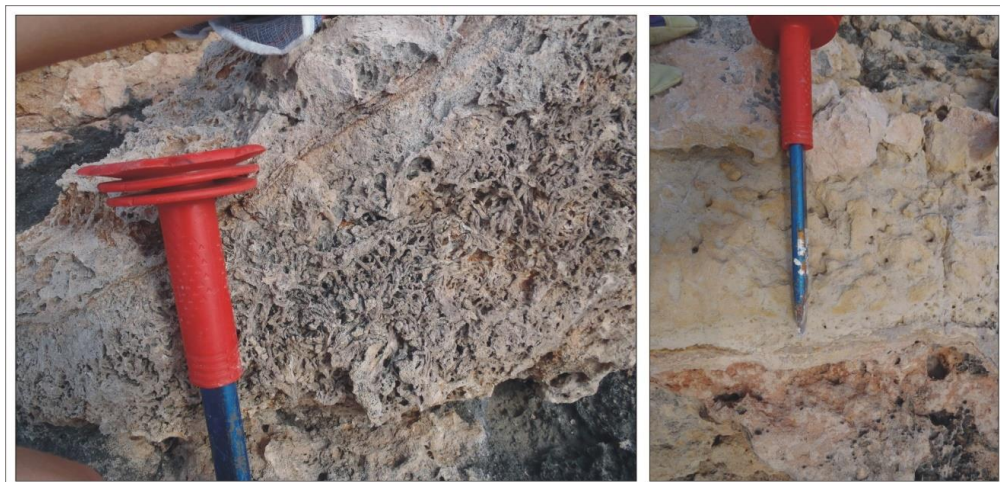


Figura 5.36. Detall del nivell de travertins present a la zona de Cap Negret.



Figura 5 .37. Detall del nivell de les colades estalagmítiques (flowstone) presents a la zona de Cap Negret.

Implicacions ambientals

L'anàlisi sedimentològica i composicional, ens ha permès definir a l'àrea d'estudi de Cap Negret, cinc unitats ben diferenciades. Aquestes estan representades per sis períodes d'acumulació eòlica. L'origen marí dels sediments indica la seva formació durant un descens del nivell de la mar, on quedaren exposats grans volums de sediment a la plataforma marina i transportats pel vent terra endins (Andreucci et al., 2009a).

La morfologia lateral, mostra tres elements arquitecturals eòlics: dunes grimpadores, dunes parabòliques i rampes d'arena, que s'interdigiten a mesura que avancen cap a terra, donant lloc a morfologies còncaves i convexes, superposant-se i mostrant un sentit general de migració de cap al SE (Fig. 5.38). Aquestes, estan separades per les fàcies (*Psr*, *Pmc* i *Par*) que suggereixen moments d'estabilitat climàtica.

Verticalment, s'observa una acusada variabilitat dels nivells de paleosòls, on es passa dels paleosòls argilo-llimosos de coloracions vermelloses i una elevada quantitat de clasts, indicadors de períodes humits amb moments de fortes tempestes, a paleosòls arenosos (*Par*) de coloracions més clares i de major potència (de fins a 3 m), el que indicaria un moment d'estabilitat climàtica de llarga durada. A més a més, i en la vertical s'observa una evolució de les dunes parabòliques (*Sht*) a les rampes d'arena (*Sel* i *Shu*). Lateralment s'observa l'evolució de les dunes parabòliques a les dunes grimpadores (Fig. 5.38).

Cap Negret presenta una gran variabilitat lateral. De manera local, es presenta un nivell de travertins que són indicadors d'unes condicions ambientals humides, aptes per a la vegetació (García-Alba i Morey, 1981) i per a la seva proliferació, tant de la vegetació com de la fauna, sobretot de gasteròpodes. Aquests dipòsits suggereixen la inundació de les zones interdunars, formant basses associada a l'efecte dic de les mateixes dunes, que pot ser provocat per un augment de les precipitacions o per un ascens del nivell freàtic (Langford, 1989). A més a més, els dipòsits de travertins són indicadors d'un augment de la temperatura, perquè ajuda a la precipitació dels carbonats (Claes et al., 2015; Toker et al., 2015).

Cal parlar del nivell de la mar localitzat per Butzer i Cuerda (1962), que a partir de l'anàlisi de fàcies i composicionals, hem reinterpretat com a dipòsits de tempesta.

Descripció dels dipòsits de Punta Galera i Cala Salada.

Els dipòsits plistocens de Punta Galera i Cala Salada presenten les mateixes fàcies que les observades a Cap Negret i Cala Gració. També s'observa una evolució vertical de les dunes, les quals passen de dunes parabòliques de gran potència a rampes d'arena. Per altra banda, els paleosòls augmenten de potència cap a Cala Salada. La marcada laminació encreuada indica una migració activa cap a l'interior de cap el SE (Fig. 5.39). Espacialment, entre les àrees d'estudi, existeixen diferències causades per la morfologia i composició del basament.

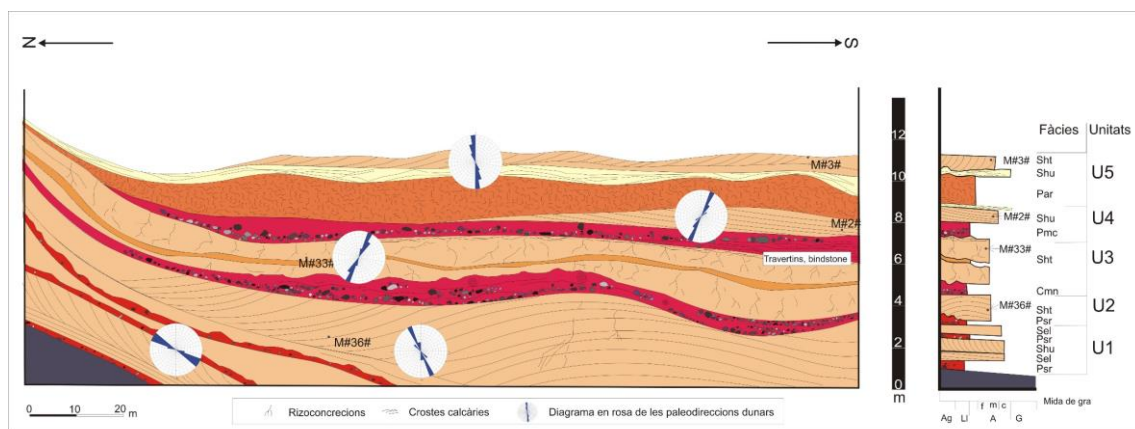


Figura 5.38. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cap Negret.

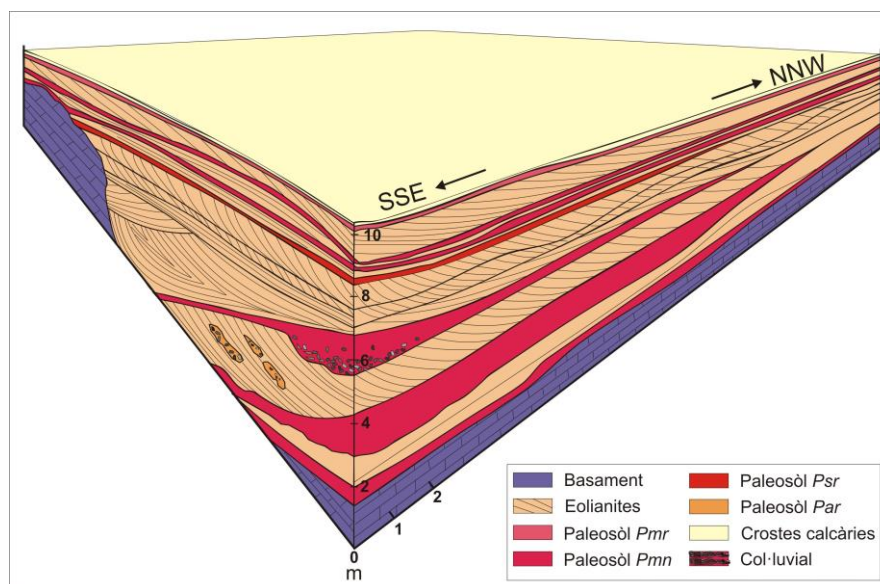


Figura 5.39. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica de les diferents fàcies observades a Punta Galera i Cala Salada.

5.3.2 Punta de sa Pedrera

Localització i principals trets fisiogràfics

L'aflorament de Punta de sa Pedrera situat a l'oest de la costa eivissenca (Fig. 5.40), es compon de sis àrees diferents: Cala de Bou, Cala Pinet, Punta d'en Xinxó, Punta d'en Ribes, Port d'es Torrent i Punta de sa Pedrera (Fig. 5.41). Localitzades entre les coordenades 38° 58' 23" N - 1° 18' 25" E / 38° 58' 23" N - 1° 15' 22" E. En aquest aflorament s'han observat onze dipòsits eòlics superposats, intercalats amb diferents paleosòls. Aquests, estan presents 5 km al llarg de la costa i 1 km terra endins. Normalment el basament està compost per conglomerats del Neogen. Aquests són el resultat d'un paleoventall al·luvial, que fou alimentat per la Serra d'en Curtet (215 m), Serra d'en Sendic (207 m), Serra d'en Vinya (97 m) pel puig d'en Ramon (124 m), puig d'en Lluc (155 m) i Can Rafal (85 m).

Referències prèvies sobre el registre eòlic de sa Punta de sa Pedrera, es poden trobar a les contribucions de Servera, (1997).

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.6)

En aquesta àrea d'estudi es realitzaren 18 columnes estratigràfiques (Fig. 5.42.) que juntament amb les característiques texturals i composicionals dels dipòsits presents, han permès diferenciar nou fàcies sedimentàries, que es descriuen a continuació:

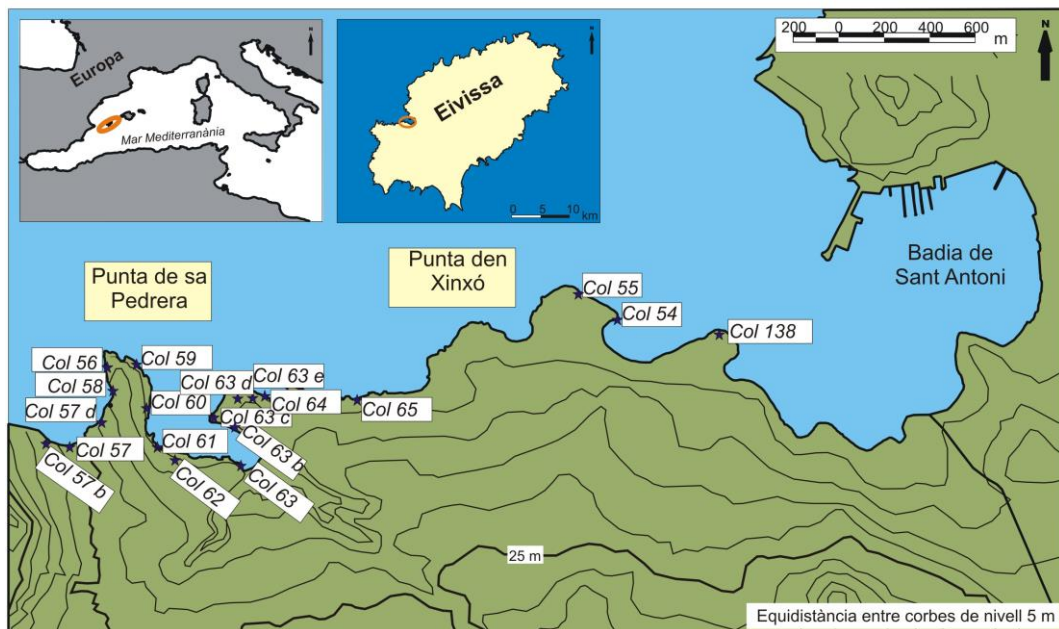


Figura 5.40. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi de sa Punta de sa Pedrera i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

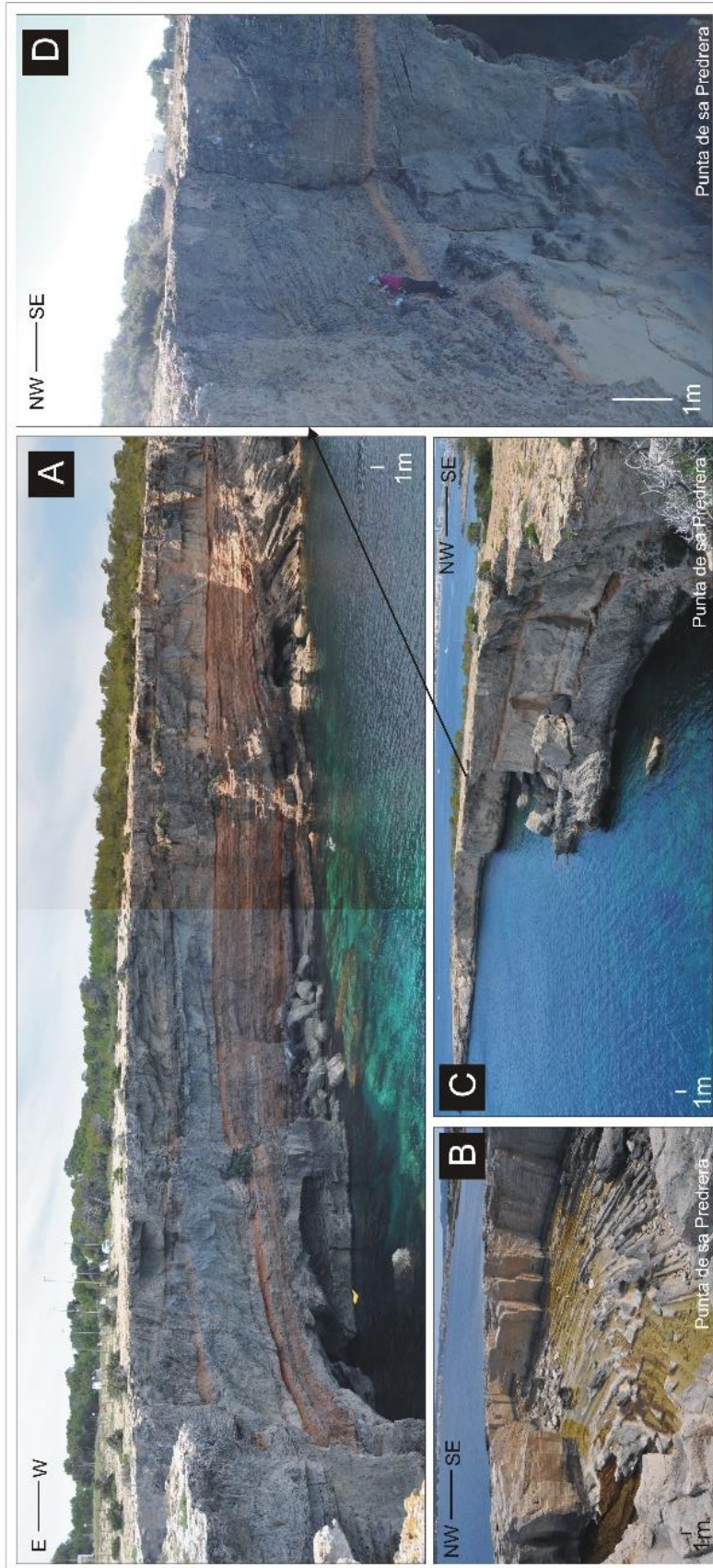


Figura 5.41. Dipòsits plistocens presents a Cala bou i Punta de Sa Pedrera. A) Panoràmica dels dipòsits plistocens vista des de mar cap a terra. B) Vista general de la Pedrera de sa Pedrera. C) i D) Vista general dels sediments quaternaris presents a l'àrea d'estudi i D) Detall del nivell eòlic superior dels sediments plistocens.

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 - 500 µm) amb passades d'arenas gruixades (500 - 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,5 m de potència. La laminació està altament bioturbada per vegetació, amb rizoconcrecions d'1 a 4 cm de diàmetre i de 10 a 20 cm de potència. Aquesta fàcies presenta algunes passades de clasts angulars de 2 cm. La composició de les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 90%.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques mitjanes (250 - 500 µm) amb passades d'arenas gruixades (500 - 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 que varia a blanc HUE 10 YR 8/1 i estructura encreuada, formant capes d'1 a 3 m de potència. Aquesta fàcies està moderadament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 7 cm de diàmetre i 1 m d'alçària. La composició de les arenas és principalment carbonatada, on el component mineral predominant és la calcita amb un 77% de mitjana, seguit de la dolomita amb un 16%, i amb una presència mínima de quars (1%). Els diferents cossos sedimentaris estan separats per petits paleosòls rics en arenas fines (125 - 250 µm).

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, constituïts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color blanc HUE 10 YR 8/1 i una estructura encreuada de baix angle (5 - 10°) tot formant capes d'1 a 1,5 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada a la part superior. El contingut en carbonats és superior al 80%, amb quantitats menors de quars (10%).

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Csc*): composta per llims amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color groc pàl·lid HUE 2,5 YR 8/3, de contacte erosiu i abundants clasts subangulars originaris del nivell inferior, dels quals només en queda el motlle. El contingut en carbonats de la fracció llims, és del voltant el 70%, amb una presència del 2% d'aragonita i amb menors quantitats de quars amb un 3% i de òxids de ferro amb un 3%. La composició mineralògica dels clasts és predominantment carbonatada amb un 80 - 90%.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas, amb formes nodulars lleugerament cimentades. Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 que varia a rosat HUE 7,5 YR 7/4. Aquesta fàcies d'1,5 m de potència, està moderadament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades per calcita i abundant fauna terrestre. La composició dels llims i les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 85%, essent la calcita el mineral predominant amb un 70% de mitjana, és remarcable la presència de dolomita amb un 14% i de guix amb un 2,2%.

Paleosòl (*Pmn*): Compost per llims i argiles, amb passades de clasts angulars heteromètrics. Presenta un color vermell grogós HUE 7,5 YR 6/6 que varia cap a marronós HUE 7,5 YR 5/4, amb crostes calcàries de geometria tabular. Aquesta fàcies d'1 m de potència, està fortament bioturbada amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades per calcita. Localment, s'observen nivells d'argiles formant capes de 5 a 7 cm de potència, molt cimentades, amb esquerdes a la part superior. Normalment els nivells poc cimentats, presenten entre el 15 i el 55% de carbonats, mentre que els nivells més cimentats contenen generalment valors superiors al 80%, amb un remarcable percentatge en quars (23%), òxids de ferro (3%) i d'altres silicats com el feldspat ($\pm 2\%$), l'anortòclasi (1,6%) i la caolinita ($\pm 1\%$).

Paleosòl (*Ps*): compost per llims de color groc pàl·lid HUE 10 YR 8/4. Presenta estructures fluïdals, molt cimentades tot formant capes de 3 a 7 cm de potència. Aquesta fàcies es disposa sobre el nivell inferior amb un contacte erosiu. La composició global es carbonatada, on el mineral predominant és la calcita amb un 85 - 90%.

Paleosòl (*Psn*): format per llims amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 μm) de 5 cm de potència. Presenta un color rosat HUE 2,5 YR 8/4 i una textura esponjosa. Aquesta fàcies d'1,5 m de potència està moderadament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric i una abundant presència de fauna terrestre.

Paleosòl (*Psr*): format per llims amb passades d'arenas fines (125 -250 μm). Presenta un color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6, amb algunes passades de clasts angulars heteromètrics que van dels còdols a la grava fina (1000 – 2000 μm) procedents del límit inferior. La part superior de la fàcies, es troba fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric (0,5 a 1 mm de diàmetre i 5 cm d'alçària) cimentades per calcita.










Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de l'anàlisi de fàcies i les 18 columnes estratigràfiques realitzades (Fig. 5.42), s'han interpretat cinc unitats ben diferenciades (Fig. 5.43), que es descriuen a continuació:

La unitat U1 està composta per les fàcies eòliques (*Sht* i *Sel*). La primera fàcies que s'observa es la (*Sht*) està representada per una duna parabòlica de baix angle d'uns 2 m de potència, la seva laminació interna mostra un sentit de migració de cap al ESE. A sobre d'aquesta s'observa la fàcies (*Sel*) associada a unes condicions ambientals àrides, representats per les rampes d'arena, amb l'alternança de períodes humits i càlids representats pels paleosòls. Les rampes d'arena migren cap a l'interior del penya-segat suggerint un paleovent predominant del WNW. S'han observat variacions direccionals de migració, associades al basament i l'aprofitament dels espais interdunars.

La unitat U2 està composta per les fàcies eòliques (*Sel* i *Sht*) interpretades com a rampes d'arena (*Sel*) i dunes parabòliques (*Sht*) respectivament amb la intercalació de paleosòls vermells (*Pmn*), interpretats com a *Terra rossa*. Aquesta unitat representa un sistema de dunes litorals, el que suggereix un període àrid amb l'alternança de períodes molt

humits. Les passades en forma de lletia de clasts angulars presents en el paleosòl (Pmn), suggereixen tempestes de curta durada, amb un transport energètic.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics d'estructura tabular en capes de 0,5 m. Molt bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Parcialment bioturbada per vegetació.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada de baix angle. Presència de rizonconcrecions	Dunes	
Par	Llims amb passades d'arenas. Molt bioturbada per vegetació amb formes nodulars i abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica. Passades de clasts angulars d'ordre centimètric.	Paleosòls	
Psr	Llims vermell-grogosos. Ocasionalment bioturbada per vegetació amb passades d'abundants clasts angulars. Presència de fauna terrestre.	Paleosòls	
Ps	Argiles de color groc pàl·lid, d'estructura tabular molt cimentada amb estructures fluïdals.	Paleosòls	
Psn	Argiles rosades, molt cimentades. Presenta estructures fluïdals i de mudcracks	Paleosòls amb mudcracks	
Csc	Llims i arenas de color groc pàl·lid amb abundant clasts del nivell inferior.	Col·luvials	

Taula 5.6. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, e: mida de gra fi a gruixut, h: mida de gra fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arena.

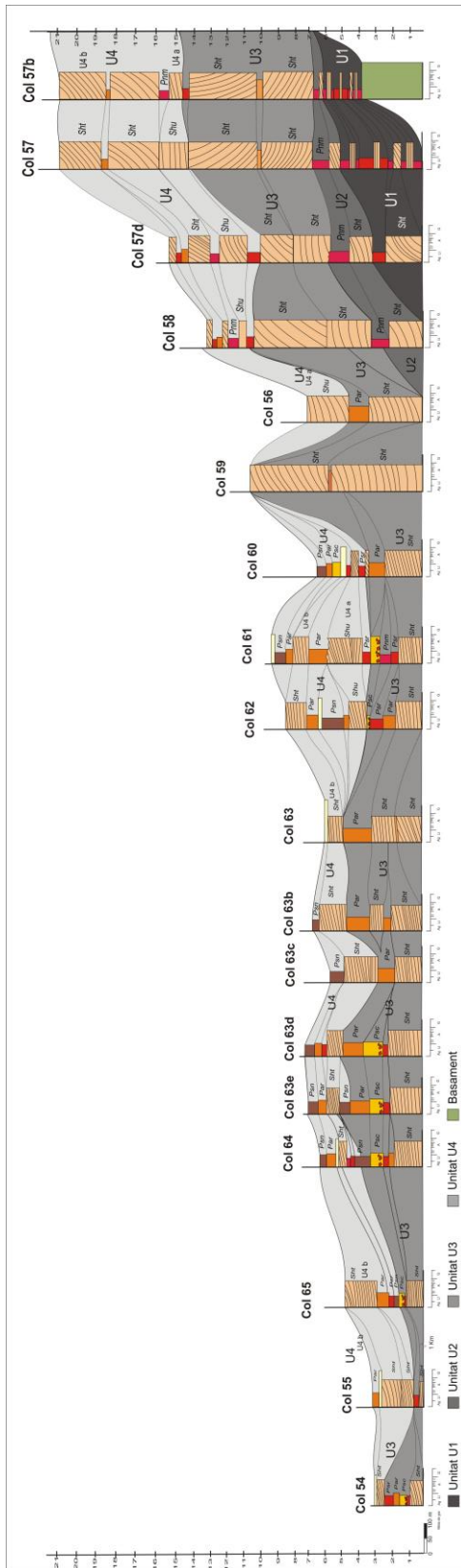


Figura 5.42. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocèns de Sa Punta de sa Pedrera.

La unitat U3 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Psr*). La morfologia lateral i vertical mostra un camp de dunes amb una migració activa de cap a l'interior, associat a la direcció predominant del paleovent WNW, que crea dunes parabòliques superposades que arriben als 9 m de potència. Intercalat amb els nivells eòlics s'observa un paleosòl llimós (*Psr*) d'uns 20 cm de potència. Aquest està moderadament bioturbat, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric i passades de clasts angulars a la part inferior, el que indica moments d'estabilitat climàtica que alternen amb moments més humits i càlids. Segurament aquestes dunes es formaren durant la davallada del nivell de la mar, on quedaren exposats grans quantitats de sediments de la plataforma marina.

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i, per diferents paleosòls (*Par*, *Ps*, *Psn* i *Psc*). La fàcies (*Shu*) s'interpreta com una duna parabòlica de poca potència, completament erosionada al sector est de l'àrea d'estudi. El primer paleosòl que observam en aquesta unitat, presenta estructures fluïdals (Fig. 5.44), apuntant la seva formació baix unes condicions freàtiques, sense cap flux predominant. A la part superior d'aquest, es diposità un altre paleosòl (*Psn*), molt cimentat amb estructures de dessecació (*mudcracks*) formades a partir de la completa dessecació de les capes superficials (Fig. 5.45). Aquestes estan compostes per argiles que durant la seva exposició subaèria, es contraïgueren, generant esquerdes, de formes poligonals vistes en planta, i posteriorment reomplertes (Stow, 2006).

Per damunt d'aquest paleosòl (*Psn*), se superposa un nivell amb la mateixa composició, amb estructures fluïdals, molt cimentat. Seguit del nivell (*Csc*), amb contacte erosiu, que presenta clasts provinents del nivell inferior, en forma de llengües que formen canals de poca gruixa (Fig. 5.46). Aquest nivell, s'interpreta com a dipòsits de col·luvions. La gran quantitat de matriu llimosa que presenta indica la seva formació durant un període d'intenses pluges. Els clasts presenten una dissolució diferencial del carbonat, només quedant-hi el motlle.

És probable que els paleosòls es desenvolupassin durant dos o més períodes humits i llargs períodes àrids, amb la consegüent dessecació. A causa de la gran similitud entre ells (composició i característiques), els sòls se superposen per formar un pedocomplex de gran potència d'1 – 1,5 m. Aquests paleosòls, només s'observen a la part oriental de l'àrea d'estudi, a Cala Bou (Fig. 5.47).

La unitat U5, està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Psn*). Aquesta unitat s'interpreta com un sistema de dunes costaneres formada per dunes parabòliques superposades que migren cap a l'interior. La variació en la mida de gra de l'arena, indica processos de selecció dels grans durant el seu transport, associada a les fluctuacions del vent (Armas i Sánchez, 2013). La forta bioturbació que presenten les dunes a la part superior, suggereix moments més humits, aptes per a la vegetació (halòfila i resistent al vent) (García-Alba i Morey, 1981).

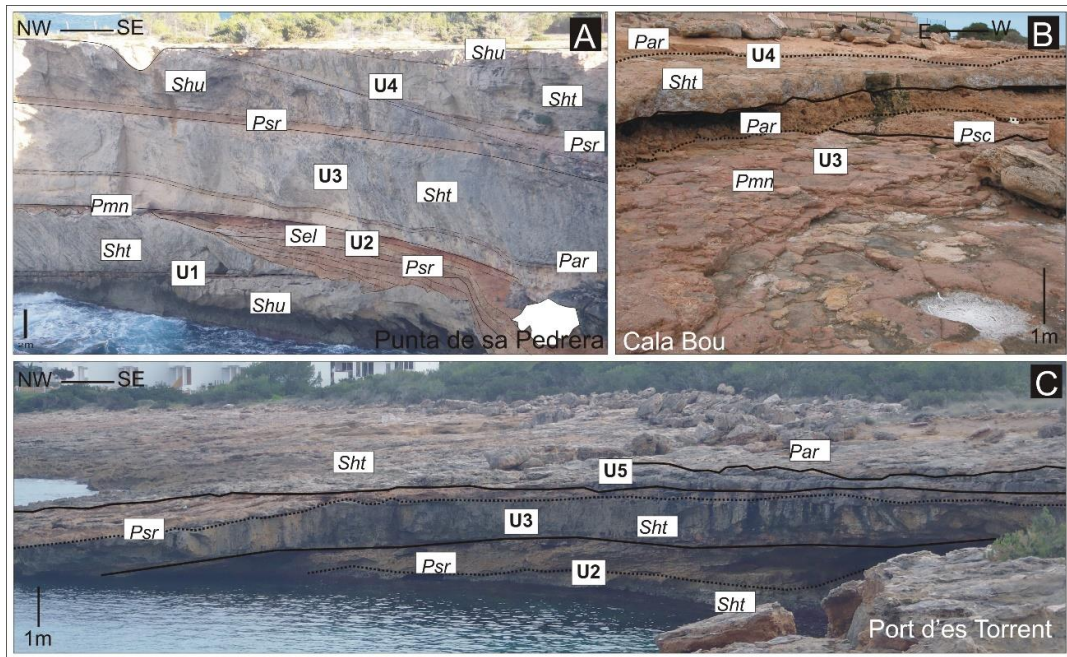


Figura 5.43. A) i B) Detall de les diferents fàcies i unitats observades a sa Punta de sa Pedrera i Cala Bou. C) Vista general de les fàcies i unitats observades a n'es Port d'es Torrent.

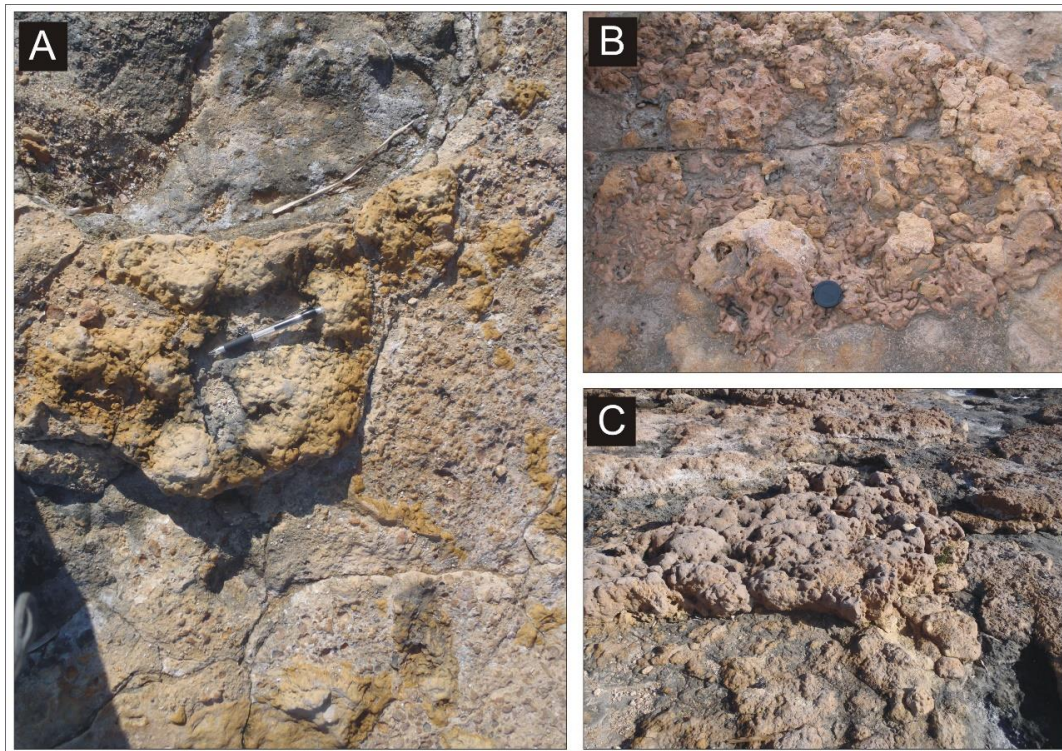


Figura 5.44. A), B) i C) Detall dels paleosòls grogosos amb estructures fluidals presents als nivells superiors de l'aflorament de sa Punta de sa Pedrera.



Figura 5.45. Detall del nivell amb esquerdes de dessecació presents a Cala Bou – Sant Antoni de Portmany – Vista en panoràmica i en planta.

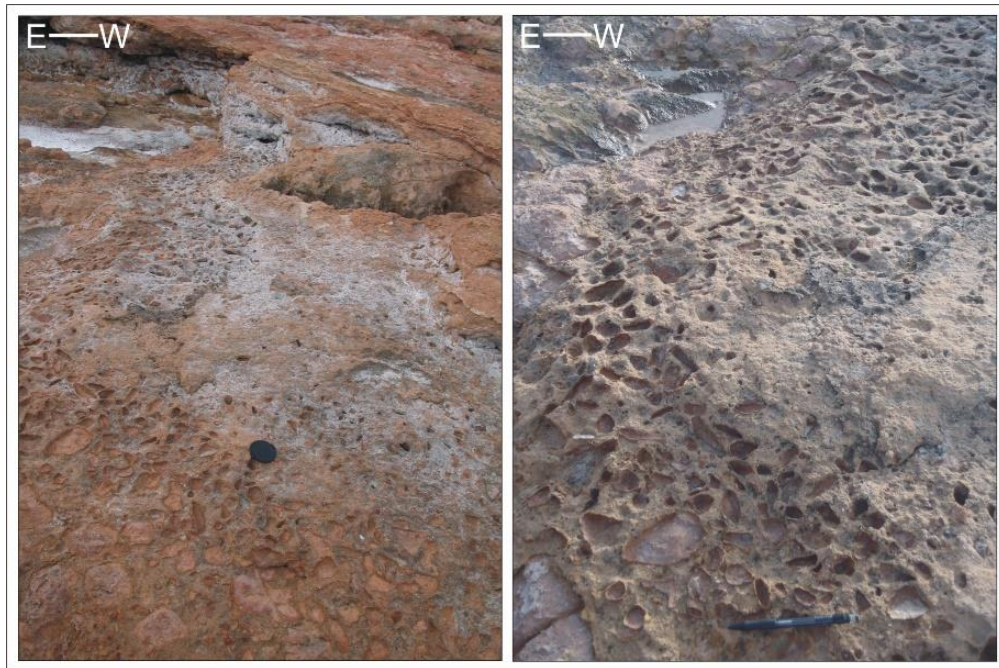


Figura 5.46. Vista general i en detall del nivell col·luvial (Csc).

Cronologia OSL

Un total de tres mostres es recolliren de les successions plistocèniques de sa Punta de sa Pedrera (Fig. 5.48). La primera unitat datada, fou la unitat U3, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) formant dipòsits de dunes parabòliques superposades amb una edat de 553 ± 54 ka. Aquesta coincideix amb la transició de l'estadi isotòpic MIS 15 (560 – 620 ka) a l'estadi isotòpic del MIS 14 (520 - 540 ka). Ara bé, cal tenir present que aquesta unitat està composta per diferents nivells eòlics superposats, i, que la mostra es va agafar de la part superior de la duna; el que ens fa pensar que es tracta de l'estadi isotòpic MIS 16 o de la pulsació regressiva dels MIS 15 b. La següent unitat datada, fou la U4, formada

per la fàcies eòlica (*Shu*), presenta una edat de 307 ± 24 ka, coincidint amb l'etapa regressiva del MIS 10 (360 – 400 ka). Finalment la U5, interpretada com un sistema de dunes parabòliques de poca potència superposades, desenvolupat durant un nivell de la mar més baix que l'actual, presenten una edat de 254 ± 21 ka, coincidint amb l'estadi glacial del MIS 8 (240 – 300 ka).

Implicacions ambientals

A partir de l'anàlisi de fàcies i les anàlisis sedimentològiques i composicionals realitzades a l'àrea de Punta de sa Pedrera, hem pogut diferenciar cinc unitats (Fig. 5.48). Aquestes estan compostes per les fàcies eòliques (*Sht*, *Shu* i *Sel*) les quals tenen un cert paral·lelisme amb les unitats estudiades a Cap Negret. S'han observat set períodes de sedimentació eòlica, relacionades amb unes condicions ambientals àrides, amb un nivell de la mar més baix que l'actual; mentre que els diferents nivells de paleosòls i col·luvials (*Ps*, *Psn*, *Psc*, *Psr* i *Par*) que les separen, suggereixen unes condicions ambientals més estables.

Els paleosòls limo-argilosos de coloracions vermelloses, amb nivells de crostes calcàries, ens indicarien unes condicions més humides amb l'alternança de moments més àrids. D'altra banda, el paleosòl groc pàl·lid (*Ps*) suggereix un moment humit amb circulació d'aigua i moments de forta aridesa.

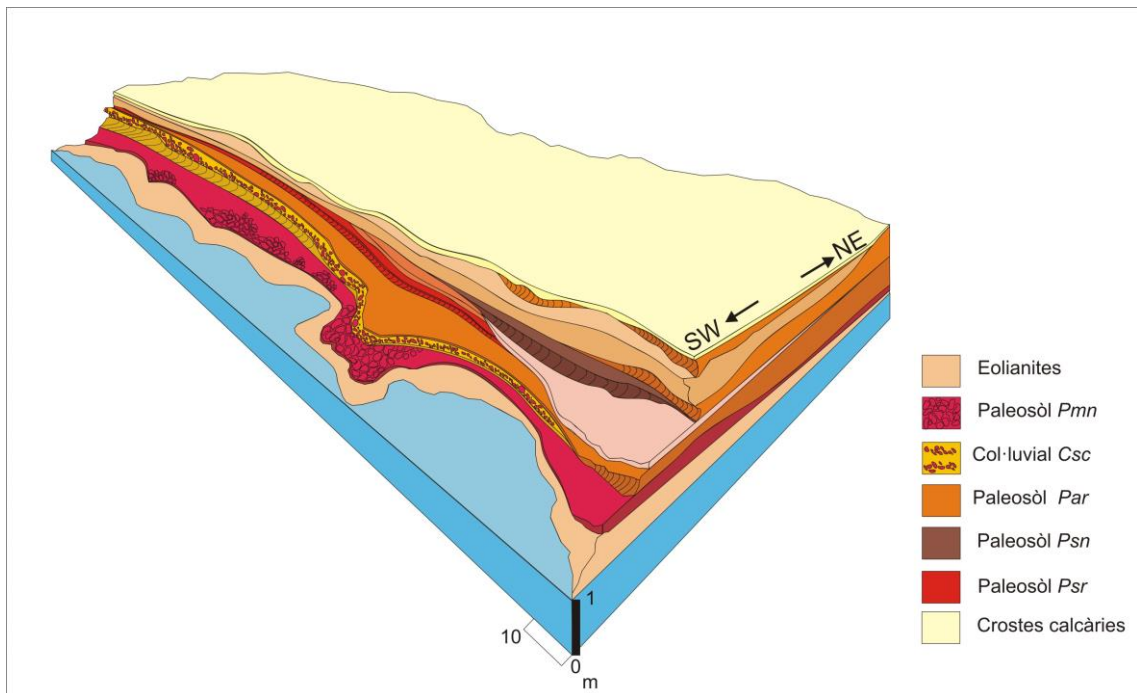


Figura 5.47. Síntesi de l'arquitectura estratigràfica i de les diferents fàcies observades a Cala Xinxó- Caló d'es Moro (Punta de sa Pedrera).

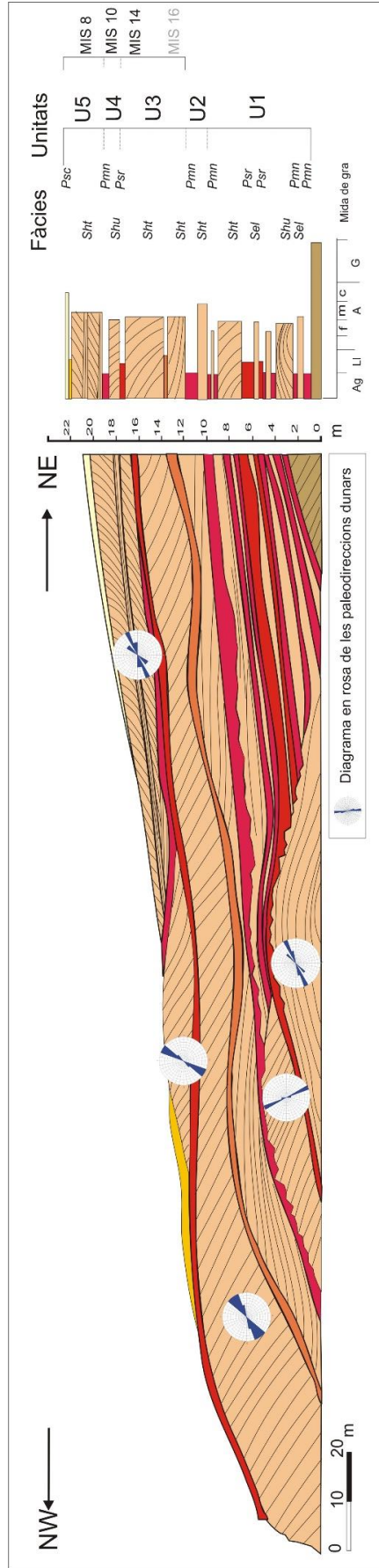


Figura 5.48. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells eòlics, facies i unitats observades a sa Punta de sa Pedrera.

Gràcies a l'exposició lateral dels dipòsits s'ha observat una gran variabilitat lateral com vertical, lateralment de manera local s'observen dos paleosòls (*Psn* i *Psc*). D'una banda, el paleosòl (*Psn*) es caracteritza per les estructures de dessecació (*mudcracks*), les quals indicarien un fort contrast estacional, amb moments molt humits i moments molt àrids. D'altra banda, el nivell (*Psc*), ens indica moments de fortes tempestes, suficientment intenses com per erosionar i arrossegar clasts del nivell inferior. Cal afegir que verticalment es pot observar una evolució de les dunes, on es passa de les rampes d'arena a dunes parabòliques (2 - 4 m de potència) i a dunes parabòliques de poca potència (1 - 1,5 m de potència). La variació en la mida dels grans de les dunes superiors, indica una variació del règim de vent que les transportà.

5.3.3 Cala Bassa

Localització i principals trets fisiogràfics.

Cala Bassa es localitza al sud-oest de l'illa d'Eivissa, a les coordenades geogràfiques 1° 15' 21" N - i 38° 58' 09" E (Fig. 5.49). En aquesta àrea és possible observar quatre dipòsits eòlics superposats intercalats amb dipòsits pedogènets. Aquests estan presents aproximadament 2,6 km al llarg de la costa i uns 2,5 km cap a l'interior. El basament, està format per dolomies massives i bancs del Lias (Juràssic), amb afloraments de margues amb intercalacions rítmiques de calcàries margoses i dolomies blanques del Cretaci Inferior al centre de l'àrea d'estudi i, calcàries taülejades amb intercalacions de nivells margosos del Malm (Juràssic) al sector oest, de Cala Roja a sa Punta sa Torre. En aquesta àrea desemboquen dos torrents, el torrent d'es Caló des Rafal i el canal de Cala Bassa.

A la figura 5.50 s'observen els dipòsits plistocens de les dues àrees d'estudi que formen l'aflorament.

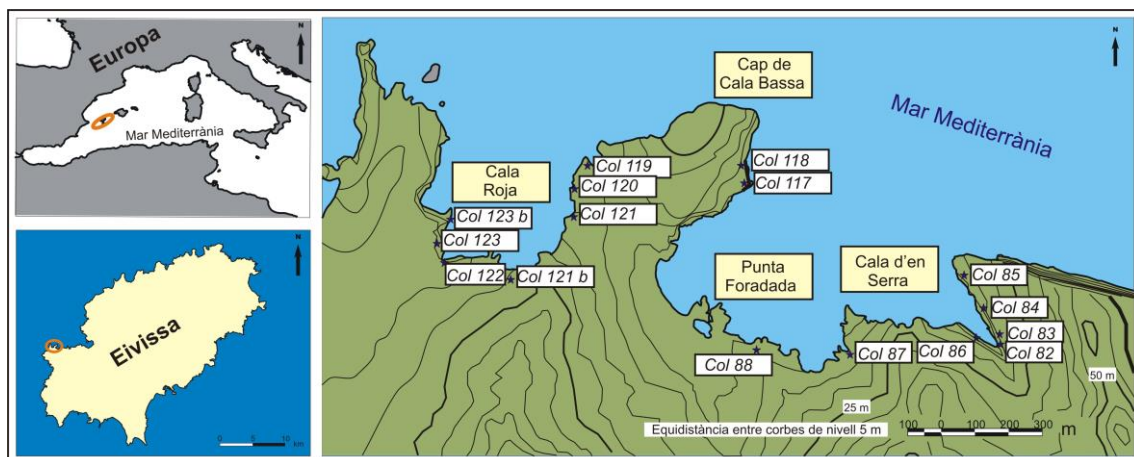


Figura 5.49. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi de Cala Bassa i de les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

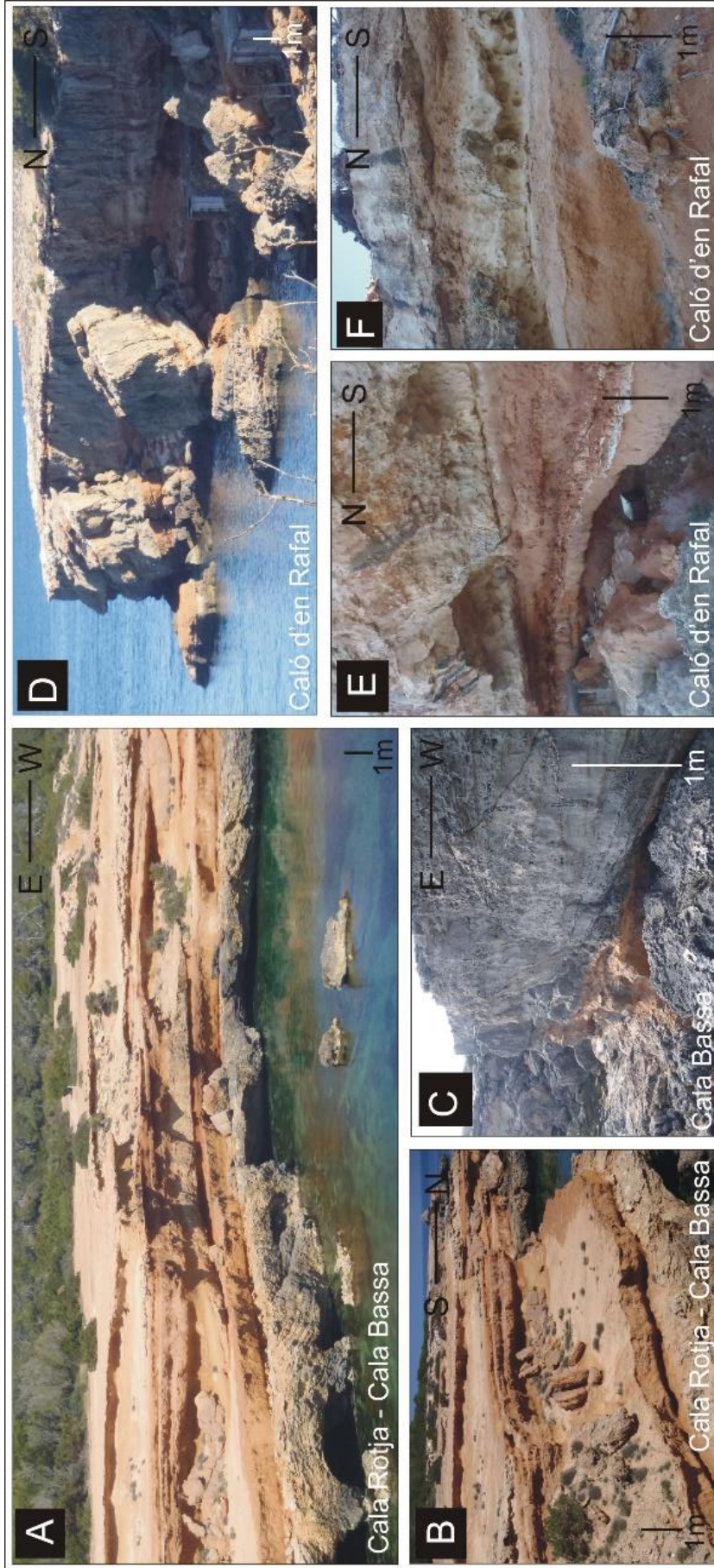


Figura 5.50. Dipòsits plistocens presents a la Cala Bassa i al Caló d'es Rafal. A), B) i C) Vista general dels dipòsits plistocens presents a Cala Bassa – Cala Rotja-. D), E) i F) Vista general i en detall dels sediments quaternaris d'es Caló d'en Rafal.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.7 i 5.8)

De les 16 columnes estratigràfiques (Fig.5.51), les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents, es diferencien set fàcies sedimentàries (Taula 5.7 i 5.8) que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Selr*): composta per arenas bioclàstiques mitjanes (250 - 500 µm) alternades amb passades de graves fines compostes per abundant fauna marina *Glycymeris sp.*, *Acanthocardia tuberculata*, *Dentalium inaequicostatum*. Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una geometria tabular tot formant capes d'1 a 1,2 m de potència. La laminació de la part superior es veu alterada, amb rizoconcrecions d'ordre centimètric cimentades per calcita. La composició mineralògica de les arenas és principalment carbonatada amb un 76% de calcita, amb una presència del 8% de quars.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada tot formant capes d'1, 5 a 2 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 3 cm de diàmetre i 1 m d'alçària. Composta majoritàriament per carbonats amb un 90%, amb quantitats menors de quars (5%).

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, formats per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) que alternen amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada de baix angle, tot formant capes d'1 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre centimètric, i abundant fauna marina i terrestre (*Xerocrassa caroli*, *Xerocrassa ebusitana*). El contingut en carbonats és del 90%, amb un 82% de mitjana de calcita i una presència menor de quars amb un 4%.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): format per llims i arenas, d'estructura massiva i amb formes nodulars moderadament cimentades. Presenta una variació del color de marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 a rosa HUE 7,5 YR 7/4, amb una potència màxima del voltant del 1,5 m. Conté abundant fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*) i diversos clasts angulars d'ordre centimètric, surant dins la matriu arenosa.

Paleosòl (*Pmn*): compost per llims i argiles. Presenta un color vermell HUE 5 YR 6/8 i nivells d'òxid de ferro. Localment, els sediments limo-argilosos contenen abundants clasts angulars, d'ordre mil·limètric. El contingut en silicats als llims i les argiles és del 60% dels quals un 40% és il·lita, un 20% quars, amb quantitats menors de calcita (11%).


Paleosòl (*Pmr*): constituït per llims i argiles amb passades d'arenas. Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 amb formes nodulars. Aquesta fàcies està moderadament bioturbada amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades per

calcita. La composició dels llims i les argiles és majoritàriament silícica amb un 44% de quars i un 13% de il·lita, amb quantitats menors de carbonats (32%).

Paleosòl (*Psr*): compost per llims alternats amb passades d'arenes mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6. Aquesta fàcies de 0,5 a 0,7 m de potència, mostra una forta bioturbació, amb rizoconcrecions. Els límits inferiors i superiors estan erosionats amb crostes calcàries micrítiques i horitzons pisolítics. Alguns nivells presenten abundant fauna terrestre (*Xerocrassa carolí* i *Xerocrassa ebusitana*). La seva composició és majoritàriament silícica amb un 38% de il·lita, un 21,7% de quars, i un 25% de calcita.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Selr	Gresos bioclàstics. Geometria tabular. Abundant presència de fauna marina.	Dunes	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Molt bioturbada per vegetació, amb rizoconcrecions cimentades per calcita	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada de baix angle. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims i arenas. Molt bioturbada per vegetació, amb formes nodulars i fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica amb nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Pmr	Argiles i llims amb crostes micrítiques i rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades per calcita.	Paleosòls	
Psr	Llims vermellosos. Bioturbada per vegetació amb formes nodulars i abundant clasts angulars a la part inferior.	Paleosòls	

Taula 5.7. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenas.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Estructura tabular en capes de 0,5 m. Bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Molt bioturbada per vegetació amb rizoconcrecions cimentades per calcita.	Dunes	
Par	Llims i arenes molt bioturbades per vegetació amb formes nodulars i abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica. Nivell d'òxid de ferro i nòduls de manganès.	Paleosòls	
Psr	Llims vermells, molt bioturbats per vegetació. Presència d'abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmc	Argiles i llims vermells. Molt bioturbat per vegetació. Presència de clasts angulars heteromètrics a la part inferior.	Paleosòls	
Cmc	Bretxa heteromètrica en forma de canals allargassats. Matriu argilo-llimosa.	Col·luvials	

Taula 5.8. Descripció simplificada de les fàcies observades a n'és Caló d'en Rafal. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes.

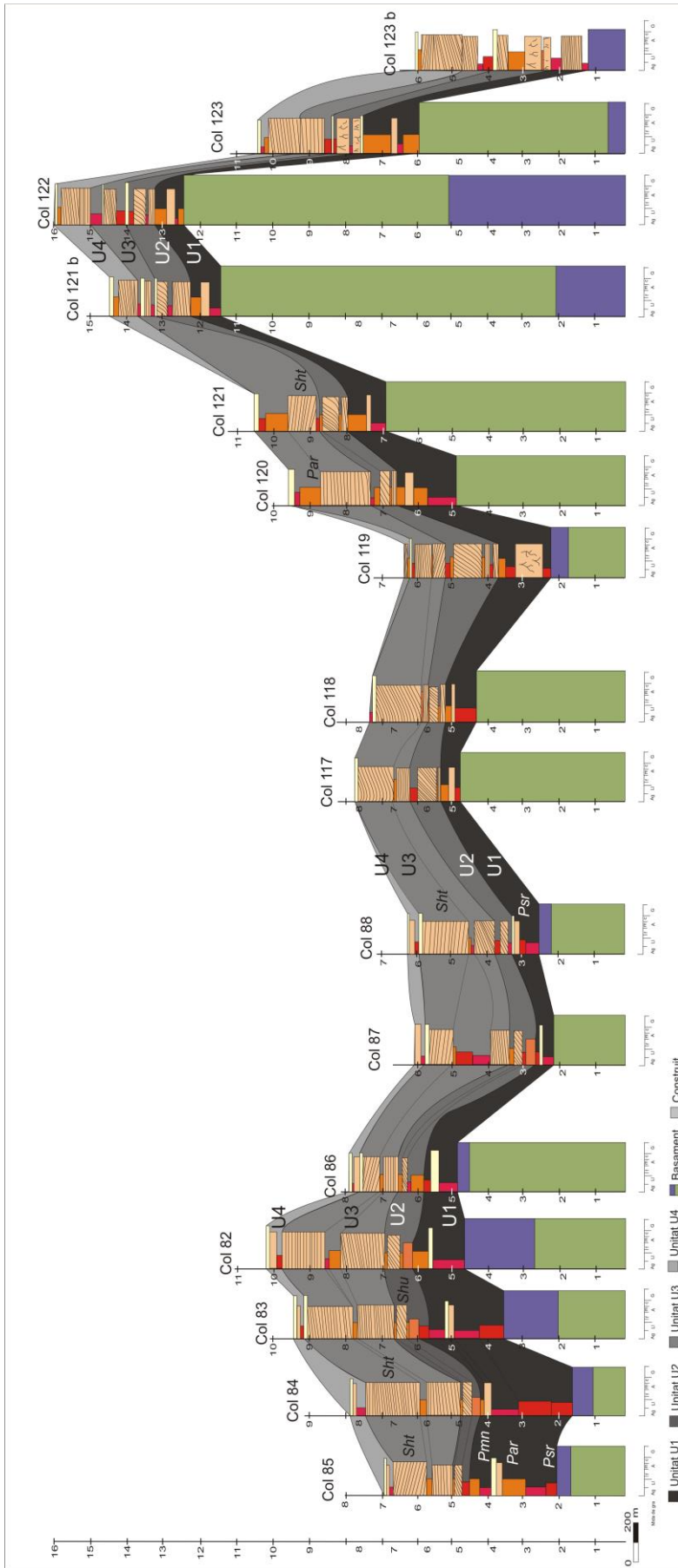


Figura 5.51. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens de Cala Bassa.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

Basat en les columnes estratigràfiques (Fig. 5.51), les anàlisis de fàcies i les correlacions realitzades, s'han definit 4 unitats (U1, U2, U3 i U4) (Fig. 5.52) que estan compostes per les fàcies eòliques (*Sht*, *Shu* i *Selr*) que ens indicarien unes condicions ambientals d'aridesa. L'exposició d'aquests dipòsits al llarg de la costa ha permès observar la morfologia lateral, amb la qual s'ha reconegut un element arquitectural eòlic: dunes parabòliques. Aquestes s'interdigiten a mesura que avancen cap a terra, mostrant un sentit de migració general de cap el SE.

La primera unitat U1 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i dos paleosòls (*Pmn* i *Par*), amb una potència d'1 a 1,5 m. El paleosòl (*Pmn*) representa un període humit i càlid. La coloració vermella que presenta aquest paleosòl, suggereix el procés de rubefacció i l'alt percentatge en silicats indica la lixiviació dels carbonats. Aquests dos processos es produeixen en unes condicions ambientals molt humides i càlides. Les crostes calcàries que s'observen a la part superior de la unitat, indicarien un canvi ambiental cap a un moment més àrid, representat per la fàcies (*Sht*). Aquesta fàcies s'interpreta com una duna parabòlica amb una migració relacionada amb el paleovent dominant del N-NW.

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i dos paleosòls (*Par* i *Pmn*). Representa un sistema de camp dunar litoral. De base a sostre, en primer lloc trobam el paleosòl vermellós (*Pmn*), el qual indica un increment de les temperatures (Pye, 1983) i de les precipitacions. Les crostes calcàries presents a la part superior suggereixen un nou canvi de les condicions ambientals cap a un clima més àrid. L'estructura encreuada de la fàcies (*Sht*) mostra la migració dels cossos sedimentaris cap a l'interior, amb una laminació interna d'1 cm de potència indicant un sentit de 160° SE. La laminació del sostre de la duna està alterada per l'increment en la presència de rizoconcrecions. Aquest fet evidencia la important coberta vegetal en aquesta regió i indica l'estabilització de la superfície per la vegetació durant un període humit. Finalment, el paleosòl (*Par*) mostra una gradació del color i un augment en la presència de sediments arenosos cap a la part superior, aquest fet evidencia les condicions ambientals canviant, de semiàrid a àrid.

La unitat U3, ha estat dividida en dues subunitats diferents (U3 a i U3 b). La subunitat U3 a, està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i el paleosòl (*Pmr*). De base cap a sostre, en primer lloc trobam el paleosòl (*Pmr*) característic per la presència de crostes calcàries a la part superior. D'acord amb Rangheard (1972) la formació d'aquestes crostes, es produeix durant un clima àrid. Cal destacar també la presència d'horitzons pisolítics, entre les crostes calcàries mostrant paquets densos de pisòlits (Fig. 5.53), que arriben a una potència d'entre 30 i 40 cm, molt cimentades per calcita. Aquest nivell està fragmentat a la part del sostre, resultat de la colonització per una densa vegetació, després de la sedimentació, amb formació d'un nou paleosòl (*Psr*). Aquest paleosòl també suggereix un nou canvi ambiental cap a menys àrid. Al sostre de la subunitat observam la fàcies (*Shu*) interpretada com una duna parabòlica de poca potència, d'estructura encreuada de baix angle (5° a 10°), que migren cap a l'interior associat a la sentit predominant del paleovent NW.

La subunitat U3 b, està composta per la fàcies eòlica (*Sht*), i el paleosòl (*Pmn*). El paleosòl vermell (*Pmn*) localitzat a la base de la subunitat presenta un elevat percentatge en components silícics (il·lita, quars, etc.) el que suggereix un procés de descarbonatació. Per altra banda, la fàcies (*Sht*) s'interpreta com una duna parabòlica que mostra una estructura encreuada, amb una laminació interna d'1 cm de potència. Aquesta presenta un sentit de migració de 166° SE.

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Selr*) i el paleosòl (*Par*). La fàcies (*Selr*) està dominada per una laminació transversal encreuada de baix angle (5° - 15°), formada per grans d'arena bioclàstica ben ordenats, amb una mida de gra de fina (>250 µm) a grollera (1000 µm), alternant amb nivells de grava fina (2000 µm) (Fig. 5.54). Aquests estan lleugerament inclinats cap a la mar amb nivells molt fòssilífers. La laminació del nivell superior, està parcialment interrompuda per la vegetació, el que indica una important coberta vegetal i, per tant, un clima apte per a la proliferació de la vegetació.

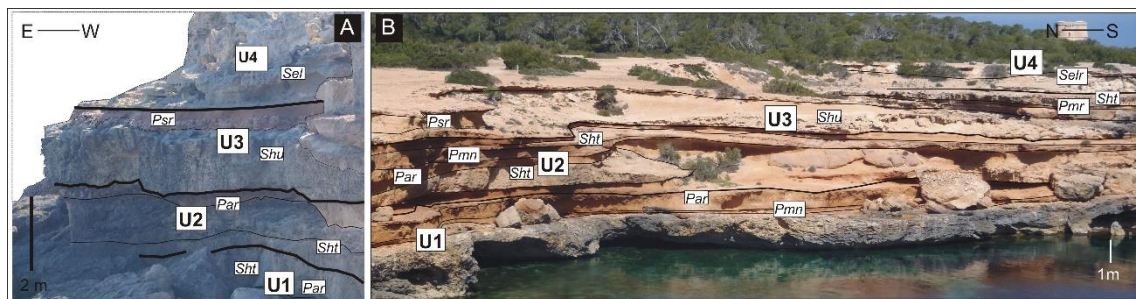


Figura 5.52. A) De base a sostre es pot observar en aquesta fotografia de detall, la unitat U1, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Par*), a sobre es troba la unitat U2, formada per dipòsits eòlics (*Sht*) i un paleosòl arenós (*Par*). La unitat U3 està composta per un camp dunar format per dunes d'estructura encreuada de baix angle (*Shu*) amb un paleosòl a la part superior (*Psr*) separada de la unitat U4 per una discordança. B) Vista panoràmica dels dipòsits plistocens amb les diferents fàcies i unitats observades a Cala Bassa.



Figura 5.53. (Esquerra) Detall de les crostes calcàries amb horitzons de pisòlits de Cala Bassa. (Dreta) Crostes calcàries erosionades de Cala Bassa.

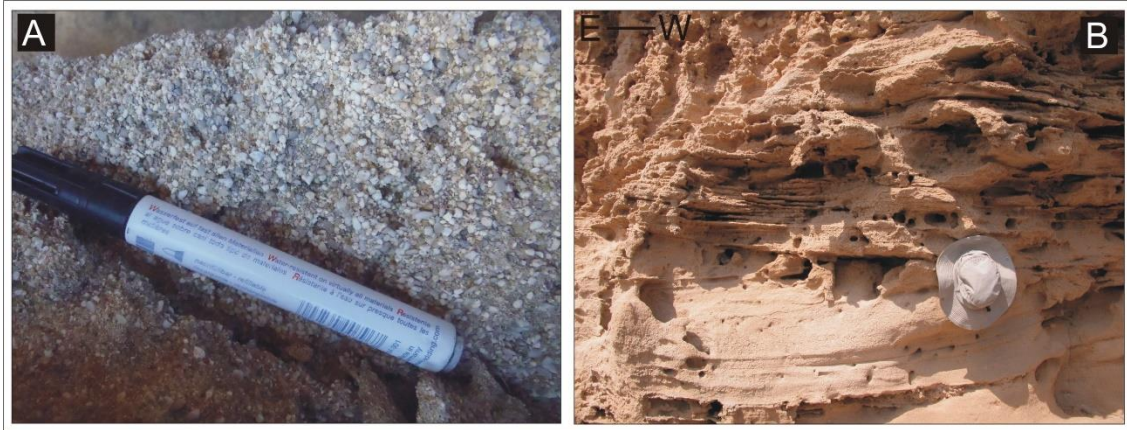


Figura 5.54. Detall de les arenes gruixades i de l'alternança de les arenes mitjanes i gruixades del nivell eòlic superior de Cala Bassa.

Cronologia OSL

Un total de tres mostres es recolliren de les successions plistocèniques al llarg de l'àrea de Cala Bassa (Fig. 5.55). Les edats es descriuen breument continuació. De base a sostre, trobem la primera unitat datada, la U2 composta per la fàcies eòlica (*Sht*) formada per dipòsits de dunes amb una edat de 250 ± 16 ka coincidint amb la transició de l'estadi isotòpic MIS 8 (240 - 300 ka) cap al MIS 7 (180 - 240 ka). La següent unitat datada fou la U3 a, formada per la fàcies eòlica (*Shu*), amb una edat de 236 ± 16 ka, i coincidint amb l'etapa regressiva del MIS 7d (230 ka). La darrera unitat datada fou la U4, corresponent a la fàcies (*Selr*), interpretada com un sistema de dunes, desenvolupat durant un nivell de la mar més baix que l'actual, presenta una edat de 171 ± 5 ka, coincidint amb el penúltim estadi glacial MIS 6 (130 – 186 ka) (Fig. 5.55).

Implicacions ambientals

De les anàlisis sedimentològiques, hem diferenciat quatre unitats eòliques (Fig. 5.55 i 5.56) compostes per les fàcies (*Sht*, *Shu* i *Selr*) de sedimentació eòlica d'origen marí, relacionades amb unes condicions ambientals àrides. Aquestes estan separades per la formació de paleosòls (*Pmn*, *Psr* i *Par*).

Les fàcies eòliques, com s'ha esmentat anteriorment, estan separades per nivells pedogenètics (*Pmr*, *Pmn*, *Psr* i *Par*), els paleosòls de coloracions vermelloses (*Pmr* i *Pmn*) argilo-llimosos. Aquests, ens indicarien un canvi en les condicions ambientals, normalment suggereixen un augment de les temperatures, amb un augment de les precipitacions, i l'alternança de moments més àrids, representats per les crostes calcàries (Rangheard, 1972), amb horitzons de pisòlits. Aquests horitzons pisolítics observats a la U3 a, es formen a partir de la intensa precipitació dins d'aigües hipersalines, en un entorn de poca fondària (Flügel, 2014). A més a més, aquestes crostes es veuen molt erosionades a la part superior, segurament resultat de l'augment de la coberta vegetal, provocat per un augment de la humitat. Aquests horitzons s'han observat de manera local, el que ens verifica la gran variabilitat lateral de les fàcies.

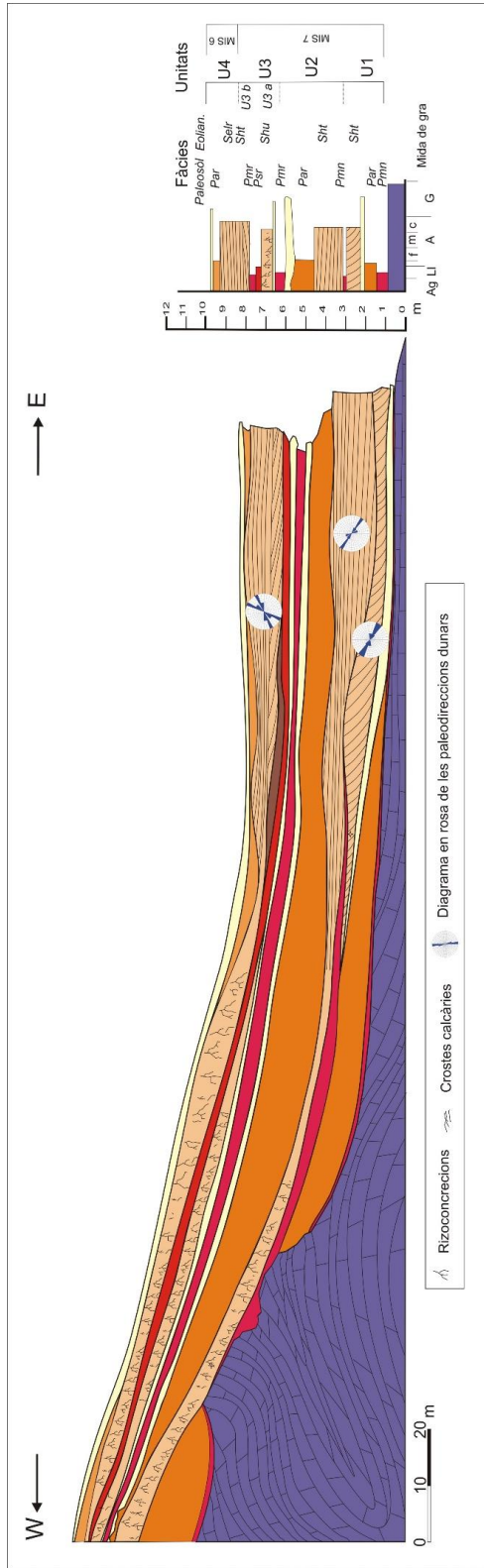


Figura 5.55. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Bassa.

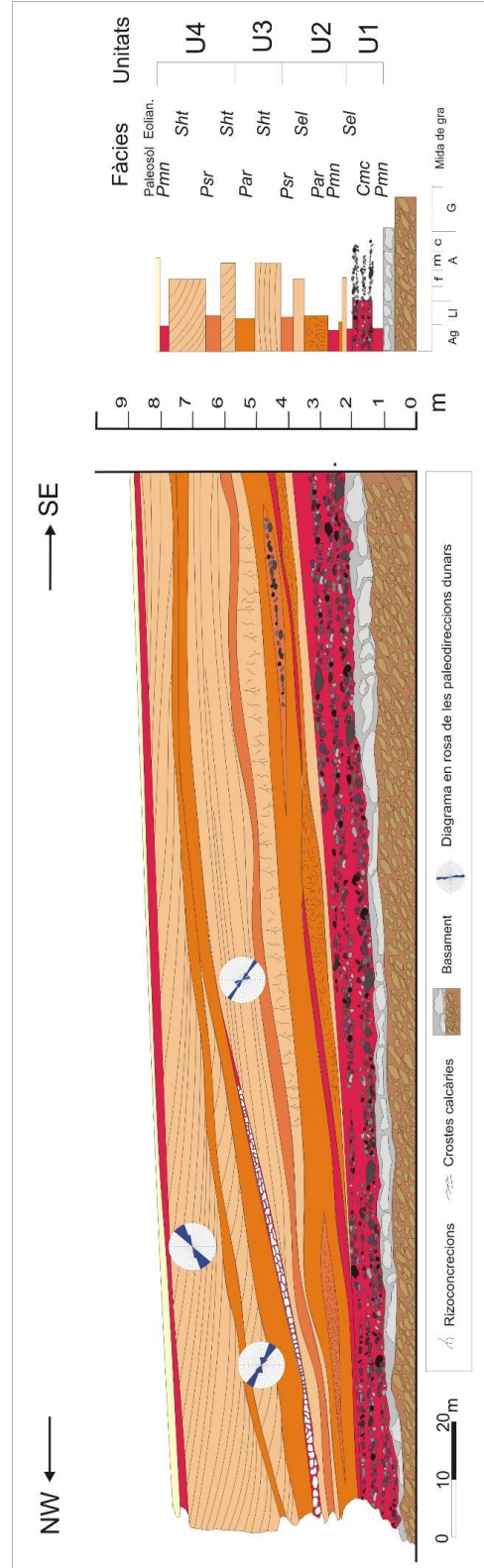


Figura 5.56. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica i de les diferents fàcies observades n'es Caló d'en Rafal.

5.3.4 Cala Compte

Localització i principals trets fisiogràfics.

L'àrea d'estudi es localitza a la costa occidental d'Eivissa, a les coordenades geogràfiques $38^{\circ} 57' 37''$ N - $1^{\circ} 13' 82''$ E (Fig. 5.57). S'han observat dotze dipòsits eòlics superposats intercalats amb paleosòls (Fig. 5.58). Aquests estan presents aproximadament 4,2 km al llarg de la costa i, estan exposats als penya-segats de manera quasi continua des d'1 m als 18 m d'alçària respecte el smm. El basament està compost principalment per dolomies massives i en bancs del Lías, calcàries taulejades amb intercalacions de nivells margosos del Malm (Juràssic) i, per conglomerats del Terciari.

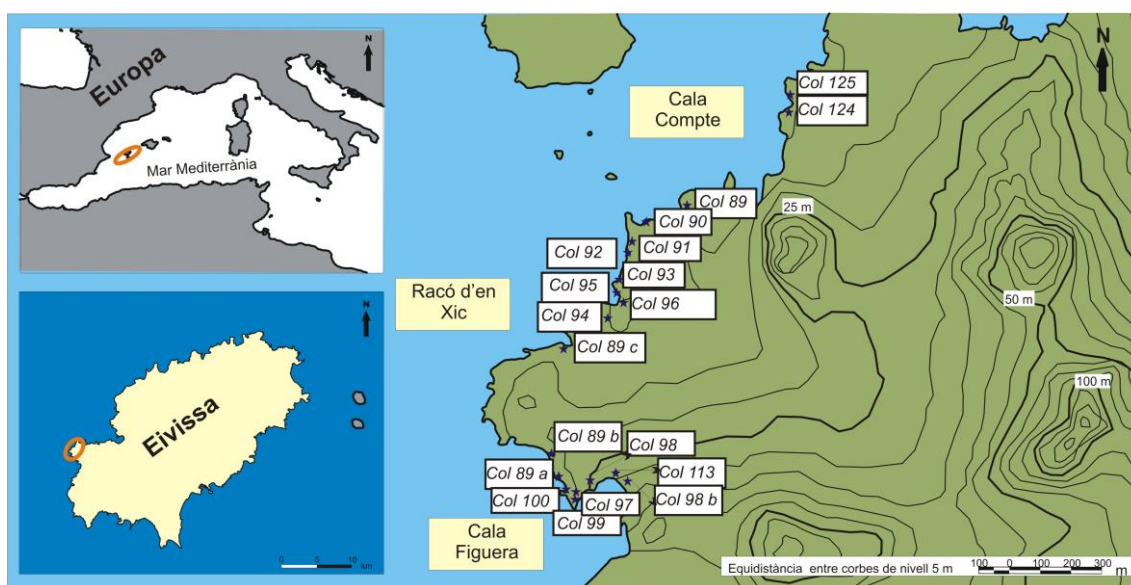


Figura 5.57. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi de Cala Compte i de les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Aquest aflorament (Punta de s'Embarcador), fou anomenat en un estudi de Cuerda (1989) on remarcava la presència de terrasses marines corresponents al Quaternari i situat a 2 m per sobre del nivell de la mar actual. El color dels dipòsits arenosos és rosa (7,5 YR 7/4) amb la presència d'abundant fauna marina: *Barbatia barbata*, *Striarca láctea*, *Glycymeris violacescens*, *Chlamys varia*, *Chlamys multistriata*, *Diodora italica*, *Diodora gibberula*, *Cardita calyculata*, *Bittium reticulatum* Da costa i *Rissoa variabilis* var. *Brevis* (Montesanto).

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.9).

De les 20 columnes estratigràfiques realitzades al camp (Fig. 5.59) i dels mapes geològics quedà palés que la morfologia basal, formada per penya-segats esglaonats a la part est i, per penya-segats verticalitzats al sector oest, controla l'arquitectura general, i dona a lloc una gran variabilitat lateral i vertical.

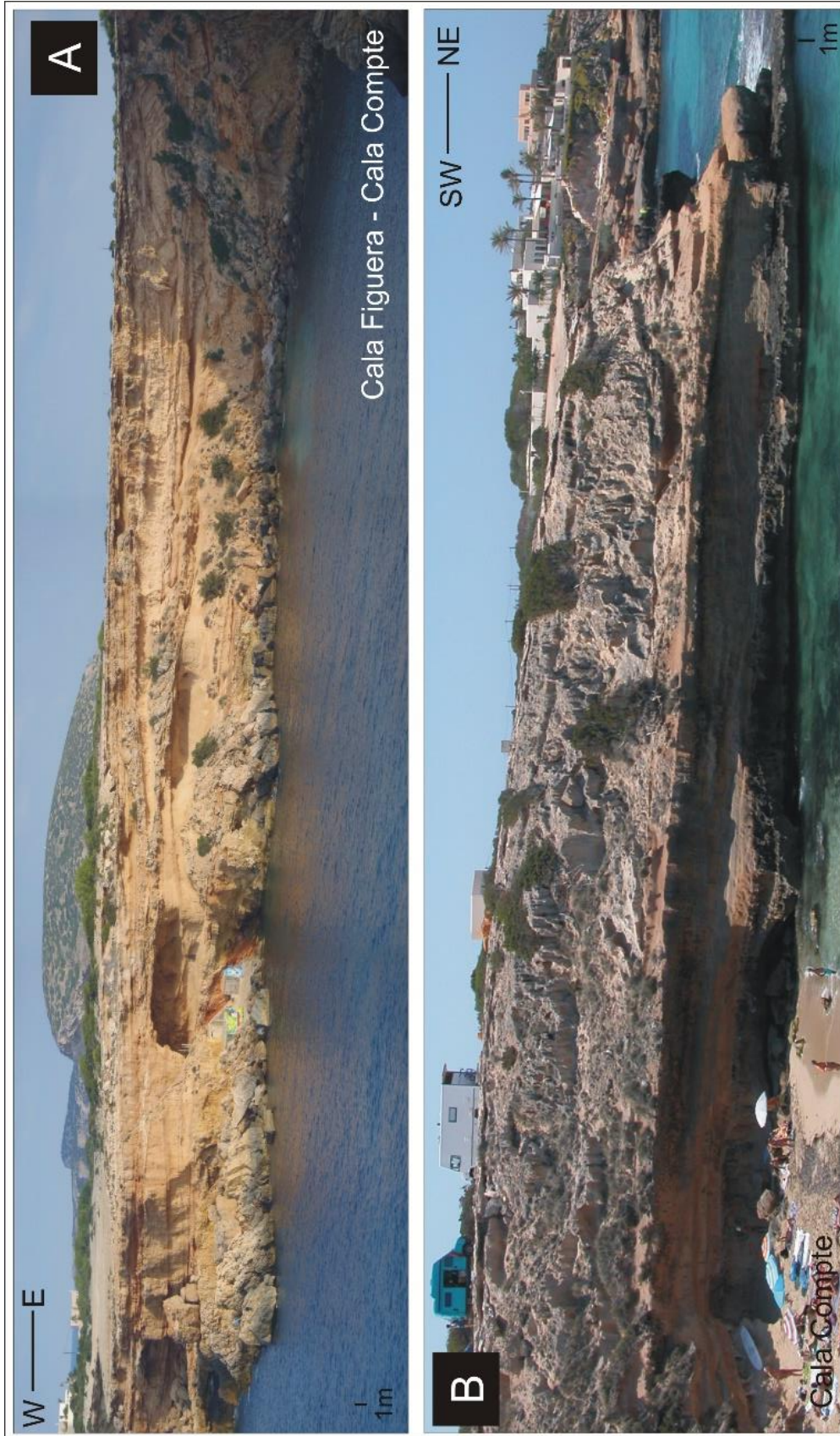


Figura 5.58. A) Panoràmica de la seqüència quaternària present a Cala Figuera. B) Panoràmica dels sediments Plistocens de Cala Compte.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.9).

De les 20 columnes estratigràfiques realitzades al camp (Fig. 5.59) i dels mapes geològics quedà palés que la morfologia basal, formada per penya-segats esglaonats a la part est i, per penya-segats verticalitzats al sector oest, controla l'arquitectura general, i dona a lloc una gran variabilitat lateral i vertical.

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats composts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm) que alternen amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,5 m de potència. La laminació interna presenta una potència d'1 a 1,2 cm. Aquesta està parcialment bioturbada, amb rizoconcrecions de les quals només en queda el motlle reomplert, en la gran majoria per guixos. L'arena està composta majoritàriament per carbonats (85%) amb un petit percentatge de quars (5%) i feldspats (2%). El sediment, conté passades de clasts angulars, d'ordre mil·limètric al centimètric, surant dins la matriu arenosa.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats formats per arenas bioclàstiques fines (125 - 250 µm) alternades amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada tot formant capes d' 1 a 1,5 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions reomplertes de calcita i guixos. El sediment arenós conté fauna fòssil marina i terrestre. La composició de les arenas és principalment carbonatada, essent la calcita el mineral predominant amb un 80% de mitjana i una presència mínima de quars (5%). Els nivells superiors de l'àrea d'estudi presenten majors percentatges de dolomita amb un 12% i una presència d'aragonita de l'11%.

Facies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Csc*): composta per llims i arenas amb formes nodulars. Presenta un color groc pàl·lid HUE 2,5 YR 8/3 i abundants clasts angulars d'ordre centimètric provinents del nivell de sota. La composició és majoritàriament carbonatada, essent la calcita el mineral predominant amb un 53% i un 5% de dolomita, ara bé, cal remarcar la presència de silicats amb un 19% de quars, un 7% d'il·lita, 2% de feldspats i d'altres com òxids de ferro amb un 7% i de guixos amb un 5%. La composició dels clasts també és predominantment carbonatada, amb un 80 - 91% de calcita, la majoria dels clasts estan buits a l'interior, quedant només el motlle inicial.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas de color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 que varia a rosat HUE 7,5 YR 7/4, amb formes nodulars. Aquesta fàcies assoleix una potència màxima del voltant d'1,5 m. Presència d'abundant fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*) i clasts angulars amb una mida que va dels mil·límetres als centímetres, surant dins la matriu arenosa. La composició mineralògica dels llims i les arenas és

predominantment carbonatada amb un 54%, un 48% de calcita i un 6% de dolomita. La presència de components silícics és elevada amb un 34%, dels quals el 25% són quars.

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles de color vermell grogós HUE 5 YR 6/8, amb nivells d'òxid de ferro. Presenta una textura molt plàstica. La part superior de la fàcies presenta un canvi en la coloració, passa del vermell al marró i s'observen crostes calcàries micrítiques, amb nivells pisolítics. La composició de les argiles és majoritàriament silícica, amb un 33% de quars i un 13% d'il·lita, també queda patent la presència de carbonats, amb un 30% de calcita un 5% de dolomita i un 5% de guixos, així com la del ferro amb un 4%.

Paleosòl (*Pmr*): constituït per llims i argiles amb passades d'arenas bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 i formes nodulars moderadament cimentades. Aquesta fàcies es disposa sobre les fàcies inferiors amb un contacte erosiu. La composició mineralògica dels llims i les argiles és principalment carbonatada amb un 57%, amb una presència del 53% de calcita, un 5% de dolomita. La presència d'elements silícics és remarcable amb un 19% de quars, un 7% d'il·lita, i d'altres com òxid de ferro amb un 4% i guixos amb un 5%.

Paleosòl (*Ps*): compost per llims i argiles, amb estructures fluïdals molt cimentades per calcita. Presenta un color groc pàl·lid HUE 2,5 YR 8/3 i geometria tabular tot formant capes d'1 a 2 cm de potència. Aquesta fàcies és disposa sobre el límit inferior amb un contacte erosiu. El mineral predominant és la calcita amb un 85 - 90%, la presència de quars és del 6% i la d'òxids de ferro del 2%.


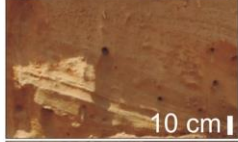
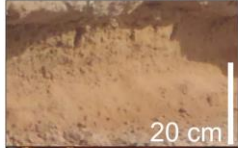

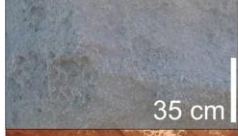




Paleosòl (*Psn*): caracteritzat per llims amb passades d'arenas, de textura esponjosa. Presenta un color vermell-marronós HUE 5 YR 5/3 i abundant fauna terrestre. Aquesta fàcies d'1 a 1,5 m de potència està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades per calcita. Al nord de l'àrea, s'observa aquesta fàcies amb estructures fluïdals i nivells limo-argilosos molt cimentats amb esquerdes de forma poligonal.

Paleosòl (*Psr*): composta per llims de color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6 amb passades d'arenas. Aquesta fàcies està altament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 2 mm de diàmetre i 5 cm d'alçària. Presenta abundants clasts angulars imbricats pendent avall. Aquests clasts heteromètrics (de les roques a la grava fina) provenen del basament. Presenta una composició mineralògica principalment carbonatada amb un 70%, amb una presència del 28% de silicats.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de l'anàlisi de fàcies, de les corresponents correlacions i de les anàlisis de composició, s'han definit cinc unitats ben diferenciades (Fig. 5.60). De les 9 fàcies identificades, dues són eòliques (*Sht* i *Sel*), les quals indicarien unes condicions ambientals àrides, intercalades amb set nivells de paleosòls (*Par*, *Pmn*, *Pmr*, *Psr*, *Ps*, *Psn* i *Psc*). Generalment els paleosòls indicarien moments d'estabilitat climàtica, en canvi la

presència de crostes calcàries a la part superior indica condicions de forta evaporació i per tant, un increment de l'aridesa.

Nomeclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Estructura tabular. Molt bioturbada per vegetació. Amb rizoconcrecions i fauna terrestre.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Bioturbada per vegetació amb rizoconcrecions.	Dunes	
Par	Llims i arenes molt bioturbades amb formes nodulars.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica. Nivells d'òxid de ferro.	Paleosòls	
Pmr	Llims i arenes d'aspecte massiu. Molt bioturbada per vegetació. Rizoconcrecions d'ordre mil·limètric.	Paleosòls	
Psr	Llims vermells cementats, amb formes nodulars. Abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Ps	Argiles de color groc pàl·lid. Estructures fluïdals en capes de 5- 10 cm molt cimentades.	Paleosòls	
Psn	Argiles vermelles amb estructures fluïdals i mudcracks.	Paleosòls	
Csc	Llims i arenes cementades. Abundants clasts angulars del nivell inferior.	Col·luvials	

Taula 5.9. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, c: còdols, e: mida de gra fi a gruixat, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes.

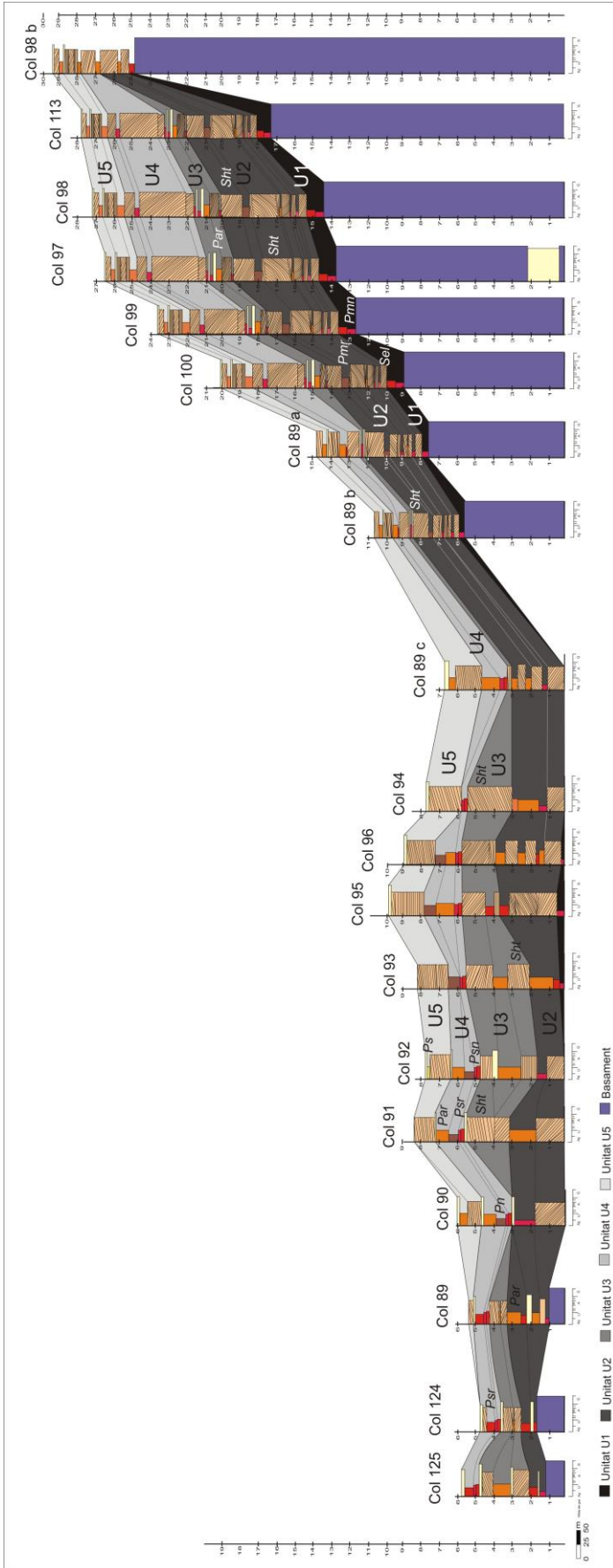


Figura 5.59. Columnes estratigràfiques dels sediments pliocèns de Cala Compte.

La unitat U1 està composta per les fàcies (*Pmn* i *Pmr*). Aquesta suggereix un moment d'estabilitat climàtica amb períodes més humits. La fàcies (*Pmr*) conté abundants clasts originaris del basament, en forma de canals. La fàcies (*Pmn*), representa un paleosòl vermellós ben desenvolupat (*Terra rossa*), el qual indica un augment en les precipitacions i de les temperatures (Pye, 1983).

La unitat U2 està dividida en dues subunitats (U2 a i U2 b), de manera general, aquesta unitat és característica per representar dipòsits de rampes d'arena (*Sel*) i dunes d'estructura encreuada que indica la formació de petites dunes parabòliques (*Sht*), amb la intercalació de paleosòls vermells (*Pmn* i *Psr*). Aquests, són indicadors d'unes condicions ambientals humides i càlides.

La unitat U2 a, està composta per les fàcies eòliques (*Sel* i *Sht*) i els paleosòls (*Pmn* i *Psr*). Aquesta subunitat s'interpreta com un sistema dunar litoral format per rampes d'arena (*Sel*) i dunes parabòliques (*Sht*) intercalades amb nivells pedogenètics. Les dunes parabòliques registren el transport eòlic dels sediments marins en direcció perpendicular al penya-segat, durant un nivell de la mar baix. Per tant, aquesta unitat suggereix dos moments climàtics ben diferenciats. El primer representat per les rampes d'arena i els paleosòls (*Psr* i *Pmn*) que suggereixen l'alternança de períodes àrids a períodes humits de curta durada. El segon, està representat per dunes parabòliques (*Sht*) de gran potència. La marcada laminació mostra un cabussament de cap el SE, indicant un paleovent del WNW. Aquestes dunes, suggereixen un període àrid de llarga durada.

La unitat U2 b està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Psr*). Aquesta unitat s'interpreta com un camp dunar costaner, format per dunes parabòliques superposades. El paleosòl (*Psr*) suggereix un moment d'estabilitat climàtica seguit d'un moment d'aridesa durant un llarg període representat per la fàcies (*Sht*). Aquesta fàcies eòlica es tracta d'una duna parabòlica amb una migració activa cap a l'interior del penya-segat en sentit ENE.

La unitat U3 es compon per la fàcies eòlica (*Sht*) i els paleosòls (*Pmr*, *Pmn*, *Par* i *Psr*). El paleosòl de la part inferior (*Pmr*), indica unes condicions ambientals estables, adequat per a la proliferació de la vegetació (García-Alba i Morey, 1981), continuat per unes condicions ambientals més àrides, representat per dunes parabòliques (*Sht*). La marcada laminació de les dunes mostra un sentit d'avanç cap al N-NE. Per altra banda, s'observen els paleosòls (*Par*, *Psr* i *Pmn*) indicadors d'un nou canvi en les condicions ambientals, àrides cap a més humides. Aquest fet es veu constatat per la disminució de sediments arenosos presents als diferents nivells de paleosòls a mesura que ascendim de nivell i un canvi de la coloració cap a més vermelloso. A sobre d'aquestes fàcies visualitzam crostes calcàries amb horitzons de pisòlits (Fig. 5.61). La presència d'aquests, suggereix una estacionalitat entre moments càlids i humits amb moments de forta aridesa. Els pisòlits, es formen a partir de la intensa precipitació d'aigua hipersalina, en un entorn de poca fondària, normalment a les zones perimareals, sobretot allà a on hi ha depressions o zones enfonsades (Flügel, 2014).

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i els paleosòls (*Pmn* i *Psr*). S'interpreta com un sistema de camp dunar litoral, format per dunes parabòliques superposades. La laminació interna de les dunes mostra un sentit de migració de cap al SE, indicant un paleovent predominant del NW. Aquesta unitat assoleix una potència de 7 m i suggereix un període climàtic àrid llarg, amb l'alternança de moments més estables i humits (*Pmn*).

La darrera unitat la U5, està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i els paleosòls (*Ps*, *Psn*, *Par* i *Psc*). El paleosòl (*Ps*) situat a la part inferior de la unitat, presenta estructures fluidals, indicant la seva formació baix unes condicions humides, sense cap flux predominant (Fig. 5.62). Per damunt, observam el paleosòl (*Psn*) característic per les estructures de dessecació (*mudcracks*) formades a partir de la completa dessecació de la capa argilosa, amb la contracció i la formació d'esquerdes típicament poligonals (Stow, 2006).

Per sobre d'aquests nivells de *mudcracks*, trobam un nivell llimo-argilós, molt cementat, amb estructures fluidals tot formant capes d'uns 7 cm de potència. Al damunt s'observa el nivell (*C+sc*), de contacte erosiu. Aquest nivell presenta clasts en forma de canal que provenen del nivell inferior. Aquests clasts, presenten una clara dissolució diferencial dels carbonats (CaCO_3). Els paleosòls, suggereixen la seva formació en dos o més períodes diferents, alternant unes condicions climàtiques humides amb unes condicions de forta aridesa. Verticalment s'observa una evolució d'aquests paleosòls llimo-argilosos a paleosòls arenosos de color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 fet que suggereix un canvi en les condicions ambientals d'humides cap a unes condicions ambientals més àrides. A més a més, aquests evolucionen cap a un paleosòl més arenós amb una gradació del color de blanc rosat HUE 7,5 YR 8/2 a marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4, suggerint un canvi en les condicions climàtiques humides cap a més àrides.

Finalment la darrera fàcies (*Sht*) representa un camp dunar compost per dunes parabòliques superposades. L'abundant presència de rizoconcrecions a la part superior indica l'estabilització de les dunes per la vegetació. Localment, s'observen paleosòls interdunars llimo-arenosos. Per tant, a trets generals, a la unitat U5, s'intueixen dos moments ambientals ben diferenciats. Un primer moment amb predomini d'unes condicions ambientals humides, representat pels diferents paleosòls (*Ps*, *Psn* i *Par*) i un segon moment amb predomini d'unes condicions ambientals àrides, probablement de llarga durada, representat per una duna parabòlica de gran potència (4 m).

Cronologia OSL

Un total de cinc mostres es recolliren de les successions plistocèniques al llarg de Cala Compte (Cala Figuera) (Fig. 5.63). Les mostres foren extretes de les capes estratigràfiques que es consideraren més representatives per a aquesta secció en particular. De base a sostre, trobem la primera unitat datada, la U2 a composta per la fàcies (*Sel*), amb una edat de 409 ± 29 ka. La següent unitat datada fou la U2 b, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) representat per dunes, separades per un paleosòl (*Pmr*). Aquestes fàcies tenen edats compreses d'entre 488 ± 36 ka i 448 ± 29 ka respectivament

que coincideixen amb l'estadi glacial del MIS 12 (478 – 424 ka). La següent unitat datada fou la U4, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) amb una edat de 363 ± 24 ka, coincidint amb l'estadi isotòpic MIS 10 (360 - 400 ka). La darrera unitat datada fou la U5, que correspon a la fàcies eòlica (*Sht*), amb una edat de 142 ± 11 ka, coincidint amb l'estadi glacial del MIS 6 (130 - 186 ka). De la unitat U4, concretament la part superior i de la Unitat U5 part inferior no es varen poder agafar mostres per datar. Ara bé, a partir de les correlacions de les fàcies de tota la costa occidental, amb les corresponents datacions OSL, creiem que les fàcies (*Sht*) de les unitats esmentades de Cala Compte, coincideixen amb l'estadi glacial MIS 8 (240 - 300 ka) i l'etapa regressiva del MIS 7 d (230 ka). Per altra banda, cal esmentar que la datació corresponent a la unitat U2 a, no es valida per la falta de coherència amb les altres datacions resultants a l'aflorament.

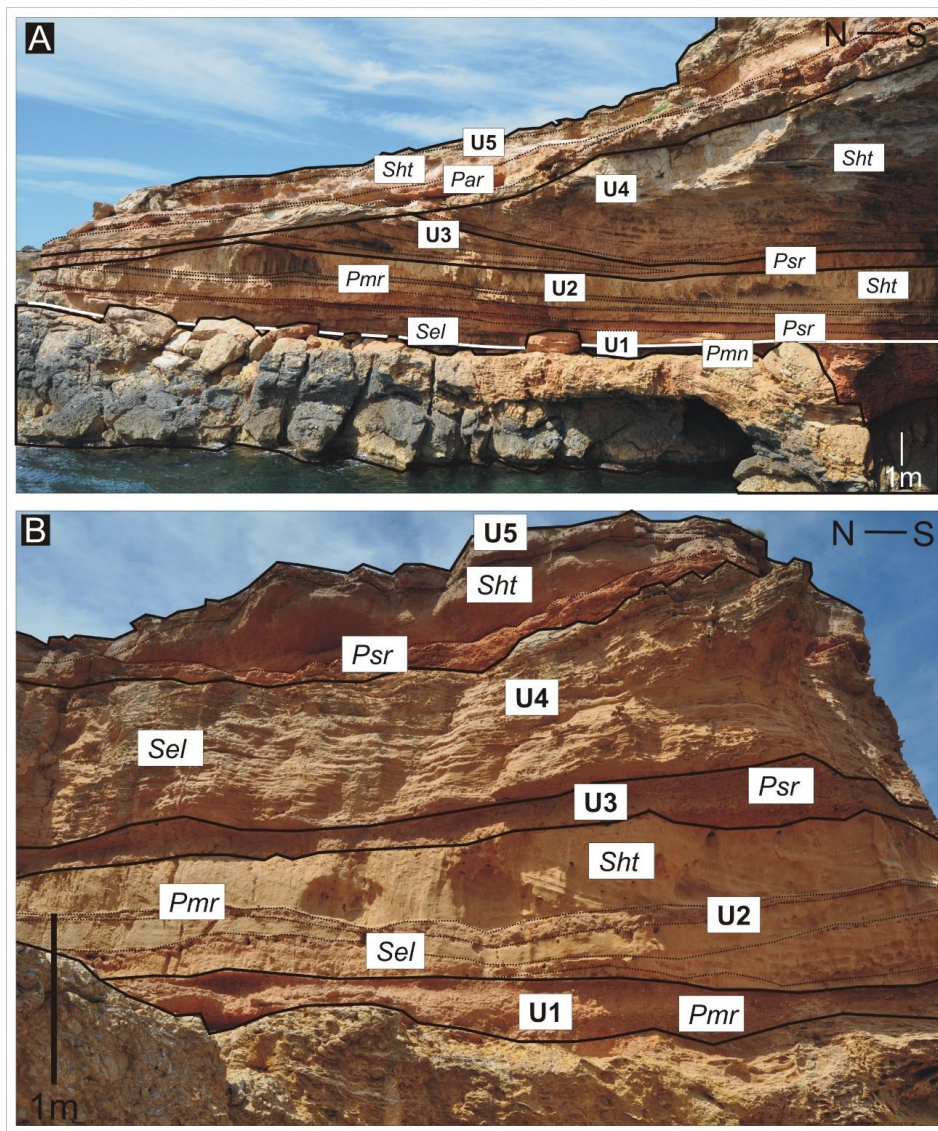


Figura 5.60. A) Vista panoràmica dels dipòsits plistocens de Cala Figuera (Cala Compte). La unitat U1 descansa damunt el basament. Està composta per rampes d'arena (*Sel*) amb l'alternança de paleosòls (*Psr*, *Pmn* i *Par*). A sobre de la unitat U1 s'observa la unitat U2, composta per dipòsits plistocens, dunes parabòliques d'estructura encreuada (*Sht*) amb la intercalació de paleosòls (*Pmr* i *Par*). Les unitats eòliques U3 i U4, separades de la unitat U5 per una discordança (línia continua). B) Detall de les fàcies i unitats presents a Cala Figuera.

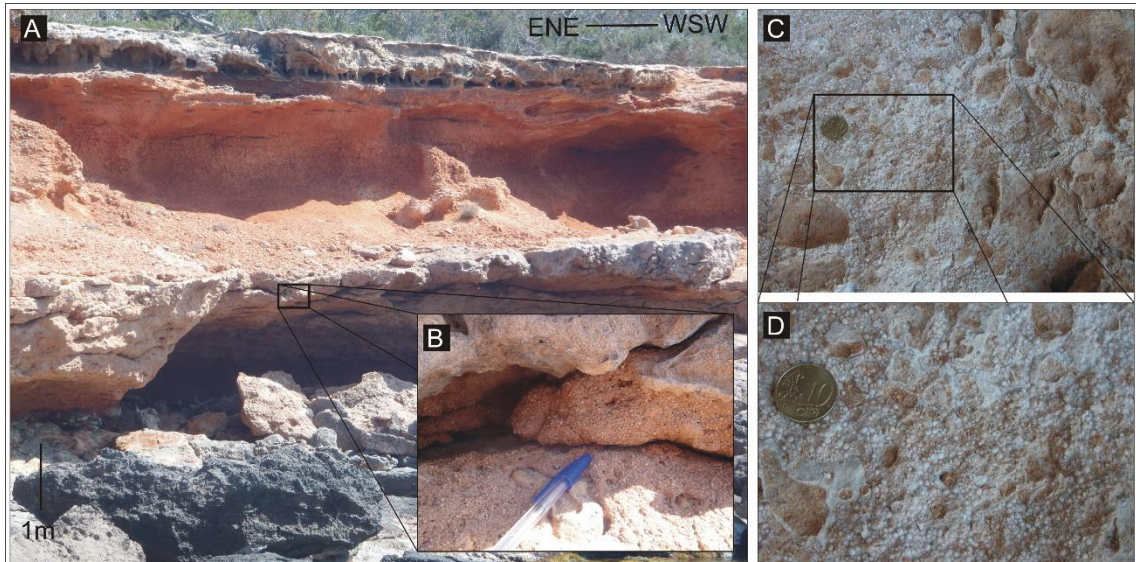


Figura 5.61. A) Vista general del nivell pisolític present a l'àrea d'estudi de Cala Compte. B), C) i D) Detall del nivell pisolític.

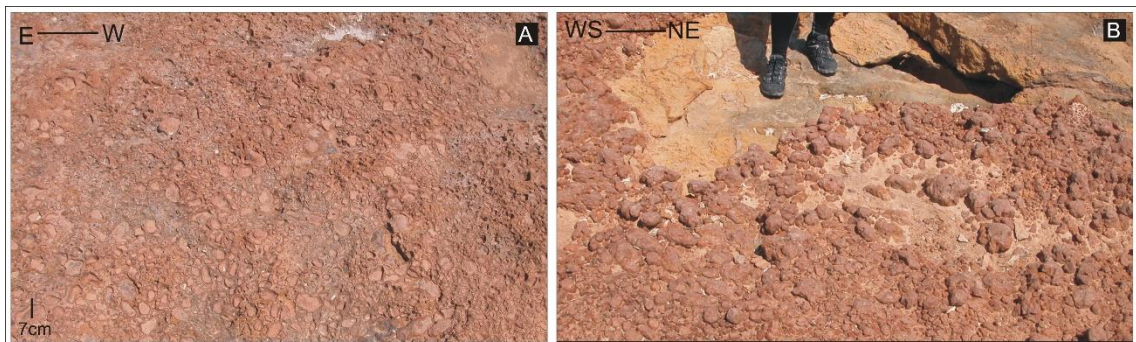


Figura 5.62. A) i B) Detall dels paleosòls superiors.

Implicacions ambientals.

De les anàlisis sedimentològiques, composicionals i de les fàcies realitzades a l'àrea de Cala Compte, hem pogut diferenciar cinc unitats, de les quals tres corresponen a unitats eòliques (Fig. 5.63 i 5.64), que mostren deu períodes de sedimentació eòlica d'origen marí, i que ens indicarien unes condicions ambientals àrides, associats a una davallada del nivell de la mar. Aquests períodes, es troben separats per diferents nivells de paleosòls, els quals suggereixen unes condicions ambientals estables (Fig. 5.51). Ara bé, en el cas dels paleosòls vermells, limo-argilosos, que en alguns dels casos presenten una elevada bioturbació, indicarien un augment de les precipitacions. Per altra banda, a la unitat U5 trobem de manera local el paleosòl (*Ps*), que ens suggereix un moment de forts contrastos estacionals, ja que les estructures fluidals que presenta, indica que va estar sotmès a un medi freàtic. Per altra banda, la seva cimentació i estructura en làmina, suggereix moments de forta evaporació, és a dir, d'aridesa. Al damunt d'aquest,

trobem un altre paleosòl indicatiu d'aquests forts contrastos estacionals, amb estructures de dessecació (*mudcracks*).

L'exposició dels dipòsits plistocens de Cala Compte, al llarg de la costa, ens ha permès observar la gran variabilitat vertical i lateral. De manera local s'observen crostes calcàries, normalment associats a paleosòls, o horitzons de pisòlits, que ens indicarien moments de forta aridesa (Flügel, 2014), o travertins amb estructura laminar, que ens indiquen una gran presència i circulació d'aigua (Claes et al., 2015; Toker et al., 2015).

Altrament, la morfologia lateral, ens ha permès diferenciar dos elements arquitecturals eòlics: dunes parabòliques d' 1 a 4 m de potència i les rampes d'arena de 0,5 - 1,5 m de potència. Les dunes parabòliques s'interdigiten a mesura que avancen cap a l'interior, donant com a resultat morfologies còncaves i convexes, superposant-se mostrant un sentit general de migració de cap al SE.

Cal esmentar que les unitats inferiors U1 i U2, només afloren a Cala Figuera, part oest de Cala Compte, i que a mesura que ens acostam a la platja de Cala Compte, tant les dunes com els paleosòls superiors, de la unitat U5, augmenten en potència, mostrant així una clara variabilitat lateral dels dipòsits.

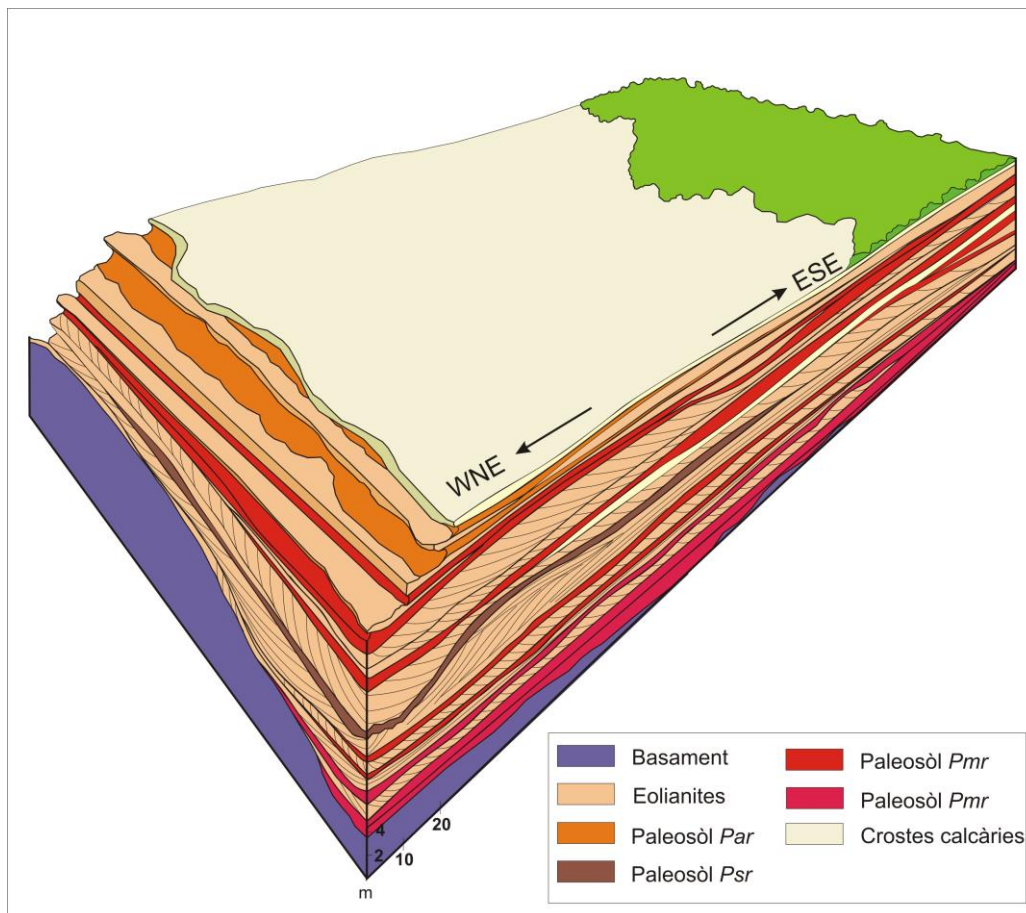


Figura 5.63. Síntesi de l'arquitectura estratigràfica de Cala Compte en 3D.

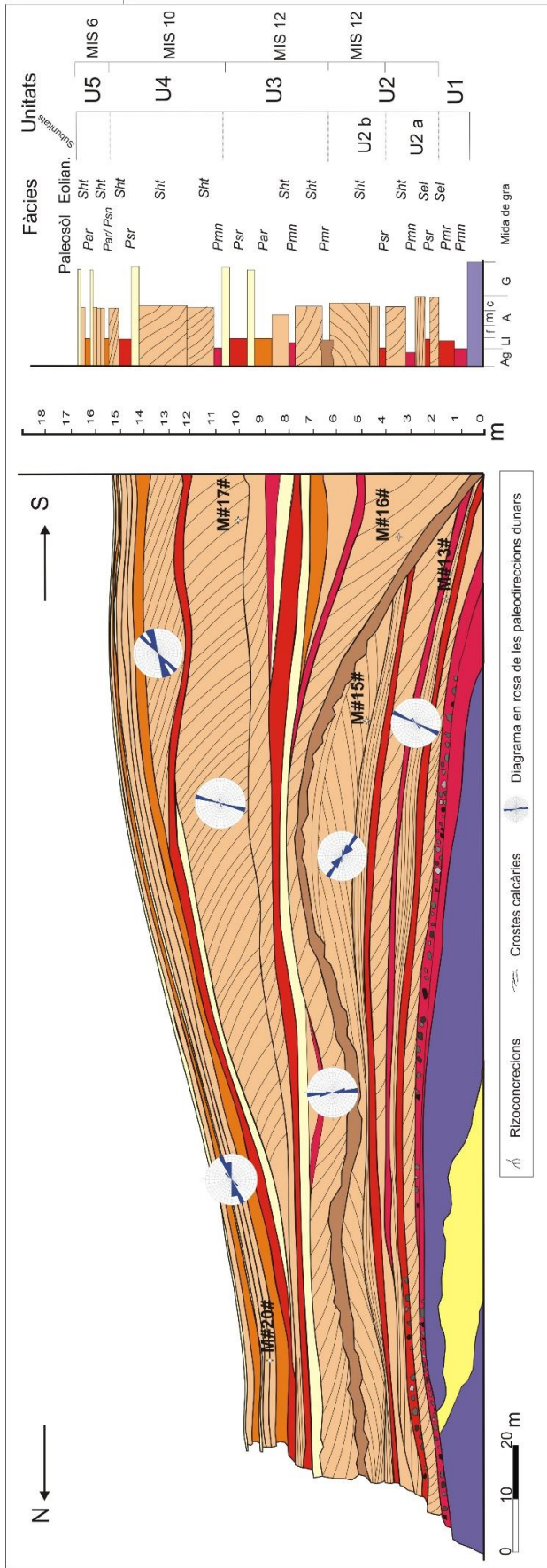


Figura 5.64. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells edícs, fàcies i unitats observades a Cala Compte.

5.3.5 Cala Tarida i Cala d'Hort

Localització i principals trets fisiogràfics

Aquest aflorament es compon de sis àrees diferents: Cala Codolar, Cala Corral, Cala Tarida, Caló Reial, (Fig. 5.65) Cala d'Hort (Fig. 5.66) i és Racó d'es Llenyam (Fig. 5.70). Els dipòsits plistocens d'aquestes zones estan exposats de manera discontinua al llarg de la costa durant 10 km aproximadament (Fig. 5.67). L'aflorament es localitza a la costa occidental a les coordenades geogràfiques $1^{\circ} 13' 05''\text{N} - 38^{\circ} 57' 06''\text{E}$ / $1^{\circ} 13' 43''\text{N} - 38^{\circ} 52' 20''\text{E}$.

S'han observat sis dipòsits eòlics superposats intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls. Aquests descansen sobre un basament compost majoritàriament per calcàries taülejades amb intercalacions de nivells margosos del Juràssic, margues amb intercalacions rítmiques de calcàries margoses i dolomies blanques del Cretaci i, conglomerats i margues del Terciari. Aquestes àrees presenten relleus molt irregulars amb serres que no passen els 250 m d'altura (Serra d'en Curtet 244 m, Serra de sa Creuada 113 m, Serra de Cala Molí 232 m) i puigs amb alçades màximes de 340 m (puig de s'Avenc 338 m, puig d'en Marc 315 m, puig de ses Rotes 218 m, puig de Mar 136 m). Aquests relleus alimenten els torrents de Cala Codolar, torrent de sa Fontassa, torrent des Caló d'en Real i als diferents canals: canal d'es Porcs, canal de Cala Corral, canal de Can Gaspar i el canal de sa Murtera.

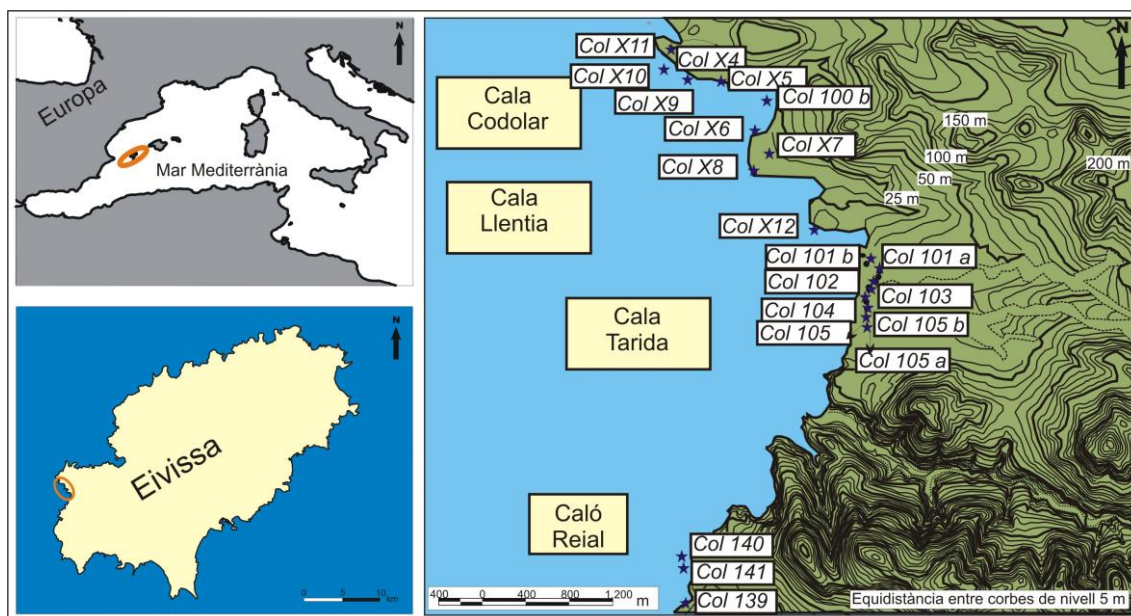


Figura 5.65. Localització i emplaçament geogràfic de les àrees d'estudi i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfica Balear, 2008.

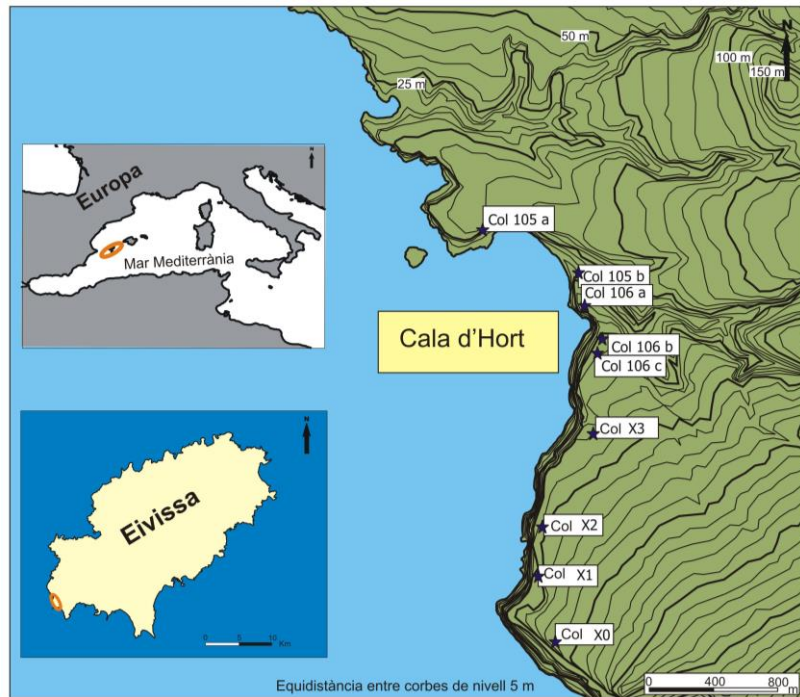


Figura 5.66. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea de Cala d'Hort i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Estratigrafia i sedimentologia

A partir de les 30 columnes estratigràfiques realitzades (Fig. 5.68a i 5.68b), a les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents es diferencien 10 fàcies (Taula 5.10) que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats, composts per arenes bioclàstiques mitjanes (250 – 500 μm) que alternen amb passades d'arenes gruixades (500 – 1000 μm). Presenta un color molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,5 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 7 cm de diàmetre i 20 cm d'alçària. Els sediments arenosos estan composts majoritàriament per carbonats amb un 85%, amb quantitats menors de quars i feldspats.

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, composts per arenes bioclàstiques fines (125 – 250 μm) que alternen amb passades d'arenes mitjanes (250 - 500 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada tot formant capes d'1 a 2 m de potència. Aquesta fàcies està moderadament bioturbada, amb rizoconcrecions cimentades per calcita. Aquestes augmenten en densitat a la part superior. Localment, aquesta fàcies es veu truncada, per dipòsits de bretxes en forma de canal. És tracta d'una bretxa heteromètrica amb escassa matriu arenosa. Els clasts són originaris del basament i es troben imbricats seguint el pendent cap a la mar. La composició de les arenes és majoritàriament carbonatada amb un 80%, on el mineral predominant és la calcita amb un 70% de mitjana.

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats formats per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) que alternen amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada de baix angle (10 – 15 °) tot formant capes d'1 a 2 m de potència. De manera local a Cala Tarida, aquesta fàcies es veu truncada per dipòsits de breixa en forma de canals. Es tracta d'una breixa composta per clasts d'ordre centimètric suportats per una matriu arenosa.

Paleosòls

Paleosòl (*Par*): compost per llims i arenas, de color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4. Aquesta fàcies d'1 a 1,5 m de potència, està moderadament bioturbada, amb formes nodulars lleugerament cimentades. La composició dels llims i les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 85%.

Paleosòl (*Pmc*): caracteritzat per dipòsits limo-argilosos de color vermell grogós HUE 10 YR 6/6. Presenta abundants clasts angulars d'1 a 10 cm -màxims de 25 cm d'eix major- en forma de lleties allargassades. En aquesta fàcies s'observen nivells d'òxid de ferro i formes nodulars compostes per magnesi de color blanc HUE 10 YR 8/1. La presència en carbonats als llims i les argiles és elevada amb un 75 - 85%, també cal remarcar la presència minoritària dels minerals de quars, feldspats, dolomita i caolinita.

Paleosòl (*Pmn*): compost per argiles i llims de color vermell HUE 5 YR 6/8, de textura molt plàstica. Presenta nivells fins d'òxid de ferro. El contingut en carbonats és del voltant del 75%, amb una quantitat remarcable de quars del 18%.

Paleosòl (*Ps*): compost per llims i argiles de color groc pàl·lid HUE 2,5 YR 8/3. Presenta estructures fluïdals tot formant capes d' 1 a 2 cm de potència molt cimentades per calcita. El mineral predominant és la calcita amb un 85 - 90%.

Paleosòl (*Psr*): format per llims amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Presenten un color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6. Aquesta fàcies de 0,5 a 1 m de potència està fortament bioturbada amb rizoconcrecions d'1 a 2 mm de diàmetre i 5 cm d'alçària. El contingut en carbonats als llims és superior al 70%.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Ccs*): Composta per una breixa heteromètrica suportada per la matriu argillo-llimosa. S'observen algunes passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm). Aquesta es disposa sobre el nivell de gresos inferior amb un contacte erosiu.

Fàcies (*Su*): gresos carbonatats, constituïts per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) alternats amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm) i, passades de llims i argiles. Presenten un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/4 i geometria tabular lleugerament inclinada cap a la mar. Aquesta fàcies és disposa sobre la inferior amb un contacte erosiu. Localment, s'observen clasts angulars heteromètrics (còdols – grava fina) procedents del basament.

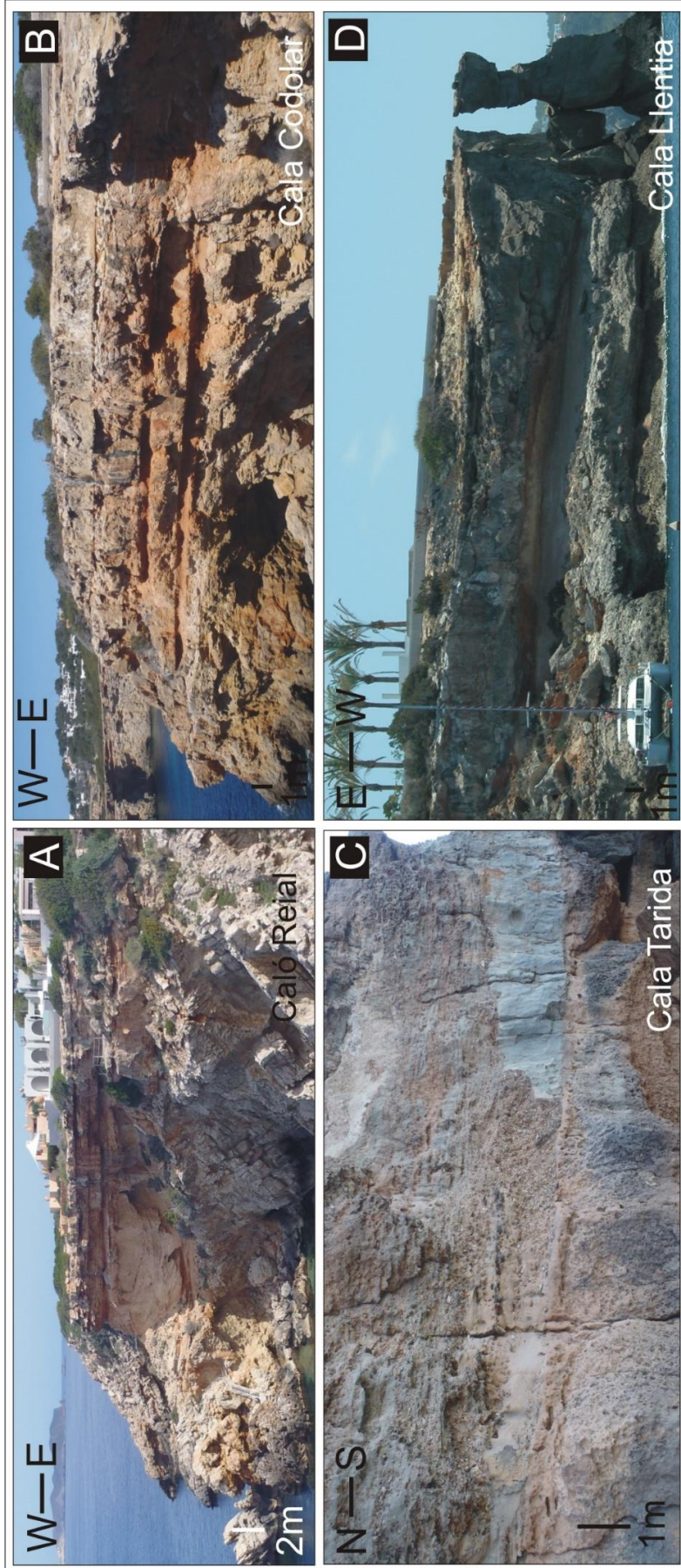


Figura 5.67. Dipòsits plistocens presents a Cala Codolar, Cala Llentia, Cala Tarida i Caló Real. A) Vista general dels dipòsits quaternaris presents al Caló Real. B) Vista dels dipòsits Plistocens de Cala Codolar. C) Detall dels sediments quaternaris de Cala Tarida. D) Panoràmica dels dipòsits plistocens de Cala Llentia –Cala Corral.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Estructura tabular. Bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada de baix angle. Presència de fauna terrestre i marina. Bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims i arenes. Presència de clasts angulars. Molt bioturbada per vegetació.	Paleosòls	
Pmc	Argiles i lims vermells. Abundants clasts angulars amb forma de canals allargassats.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles. Nivells d'òxid de ferro i nòduls de manganès.	Paleosòls	
Ps	Argiles de color groc pàl·lid. Estructures fluidals molt cimentades.	Paleosòls	
Psr	Llims vermells. Molt bioturbats per la vegetació. Presència de clasts angulars.	Paleosòls	
Ccs	Bretxa massiva. En forma de canals. Matriu areno-llimosa.	Col·luvial	
Su	Arenes bioclàstiques. Estructura tabular formant capes de 0,4 m. Presència de clasts heteromètrics angulars.	Retreballat	

Taula 5.10. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: lims, a: arenes.

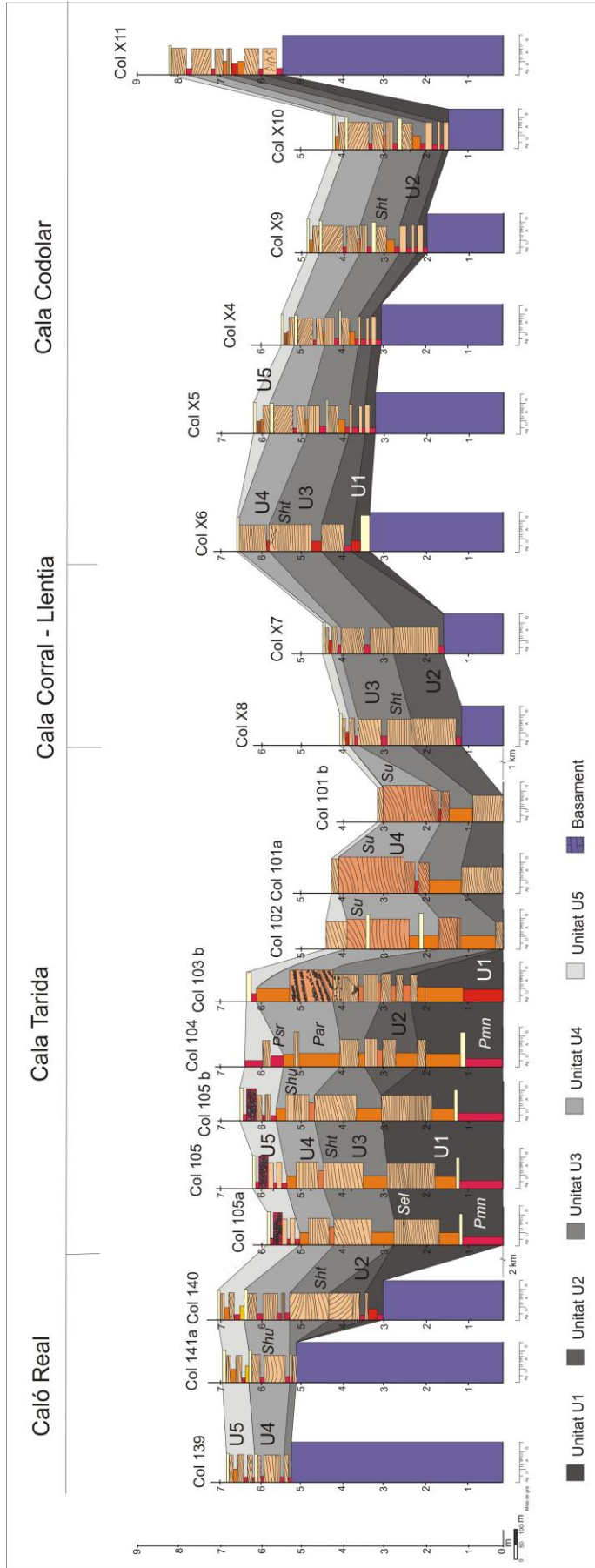


Figura 5.68 a. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens d'es Caló Real, Cala Tarida, Cala Corral-Cala Llentia i Cala Codolar.

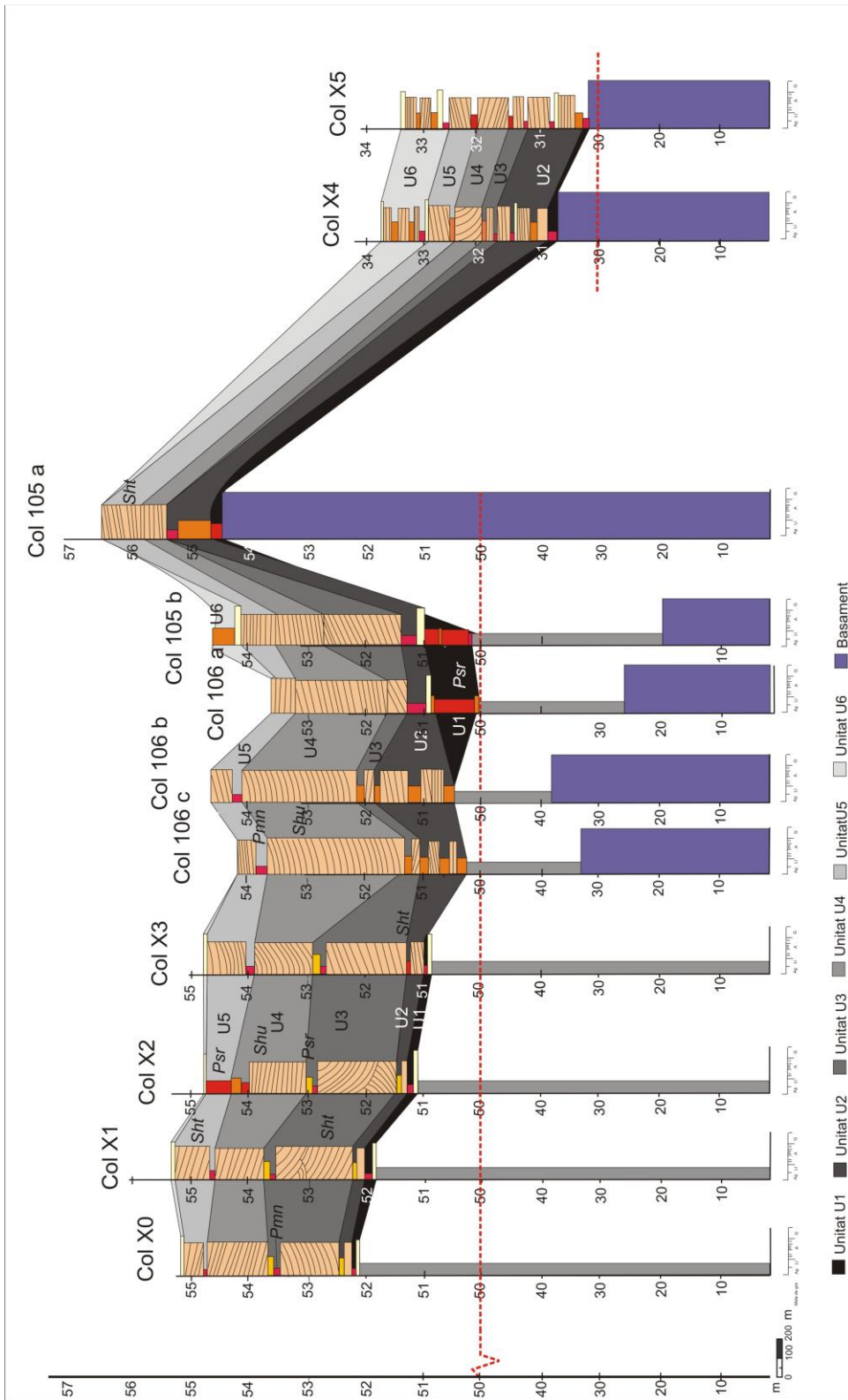


Figura 5.68 b. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens d'es Cala D'Hort.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de les anàlisis de les fàcies, les correlacions i de l'anàlisi de composició, s'han diferenciat cinc unitats (U1, U2, U3, U4 i U5) (Fig. 5.69, 5.70, 5.71, 5.72, 5.73 i 5.74). Aquest aflorament presenta diferències entre les diverses zones degudes principalment a les característiques litològiques i a la morfologia del basament, que controla l'arquitectura general dels cossos sedimentaris. En el cas de Cala d'Hort, el basament està format per margues, fàcilment erosionables on els dipòsits escalen terra endins fins a arribar als quasi 160 metres d'altura sobre el nivell de la mar.

La unitat U1 està composta pels paleosòls (*Pmn* i *Par*) i, per la fàcies eòlica (*Sel*). El paleosòl de la part inferior (*Pmn*) presenta una gran variabilitat lateral, d'aquí que a les àrees de Cala Codolar i Cala Llentia, aquest paleosòl presenti abundants clasts angulars d'ordre centimètric en forma de canals, que s'interpreten com a dipòsits de *sheet-floods*. A sobre és formà el paleosòl arenós, l'elevada bioturbació que presenta indica unes condicions ambientals humides aptes per a la vegetació. La fàcies eòlica (*Sel*), interpretada com a rampes d'arena, ens indica un canvi de curta durada en les condicions ambientals cap a unes condicions ambientals més àrides.

La unitat U2 està formada per les fàcies eòliques (*Shu* i *Sht*) intercalades amb els paleosòls (*Psr* i *Pmc*). Aquesta unitat representa un camp dunar litoral format per dunes parabòliques amb una migració activa cap a l'interior. Les dunes parabòliques indicarien unes condicions àrides, és a dir, un període climàtic àrid de llarga durada, mentre que el paleosòl (*Pmc*) indica un període humit i càlid (Wagner et al., 2014).

La unitat U3 està composta per les fàcies eòliques (*Sht* i *Shu*) i els paleosòls (*Par*, *Psr* i *Pmn*). El paleosòl (*Psr*) es disposa sobre la duna parabòlica de la unitat U2 amb un contacte erosiu. L'elevada presència de rizoconcrecions amb cimentació carbonatada suggereix unes condicions ambientals humides i aptes per a la vegetació. A sobre d'aquest paleosòl s'observa la fàcies (*Sht*), interpretada com dunes parabòliques amb una migració activa cap al penya-segat que evolucionen a dunes grimpadores, associat a la direcció predominant del paleovent del WSW. L'abundància de rizoconcrecions a la part superior de la fàcies eòlica, indica l'estabilització de les dunes per vegetació, associat a períodes menys àrids. Localment a Cala Tarida, aquesta fàcies eòlica es veu truncada per dipòsits de bretxa en forma de canals (*debris flow*). La fàcies eòlica (*Shu*) ubicada a sobre, s'interpreta com un camp dunar litoral format per dunes parabòliques superposades de baix angle (5 – 10 °) intercalades amb els paleosòls (*Pmn* i *Par*). De manera local es troben erosionades per dipòsits de bretxa en forma de canals formant dipòsits de *sheet-flood*. Aquests dipòsits suggereixen moments d'inestabilitat climàtica, amb fortes tormentes i abundants precipitacions capaces d'erosionar els nivells eòlics.

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Shu*) i el paleosòl (*Psr*) amb la presència d'abundants crostes calcàries. Aquesta unitat suggereix l'alternança de períodes secs i àrids, representats per potents dunes eòliques (fàcies *Shu*), amb períodes humits, representats pels dipòsits de *sheet-floods*. Al damunt d'aquestes fàcies se sedimenten dos paleosòls ben diferenciats (*Psr* i *Par*), l'augment en sediments arenosos cap a la part

superior i la gradació de colors que presenten, també les crostes calcàries de la part superior, indica un canvi de les condicions ambientals humides cap a àrides.

La unitat U5 està composta pels paleosòls (*Ps*, *Psr* i *Par*) i per la fàcies eòlica (*Sht*). El paleosòl de la part inferior que forma part d'aquesta unitat (*Ps*), presenta estructures fluïdals, el que indica la seva formació baix unes condicions freàtiques, sense cap tipus de flux predominant. Al damunt del paleosòl (*Ps*) observem un altre paleosòl (*Psr*) que com a tret diferencial, presenta una forta bioturbació, amb rizoconcrecions molt calcificades d'ordre mil·limètric. Aquest fet evidencia la important coberta vegetal i juntament amb la coloració vermellosa indica un augment de la humitat a la zona, suggerint un moment d'estabilitat climàtica. A sobre, s'observa la fàcies eòlica (*Sht*), interpretada com un camp de dunes parabòliques de poca potència superposades, formant un complex dunar. Això ens indicaria un període àrid, i per tant, un nou canvi de les condicions ambientals. La laminació interna d'1 cm de potència mitjana, indica una direcció activa de migració de cap al ESE.

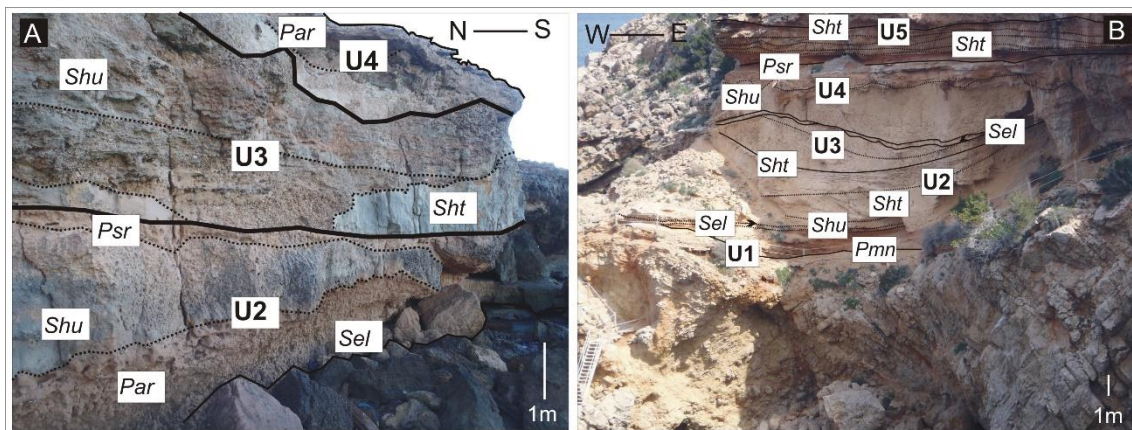


Figura 5.69. A) Detall de les fàcies i unitats presents a Cala Tarida, de base a sostre observem la unitat eòlica U2, composta per la fàcies (*Shu*) i els paleosòls (*Par* i *Psr*), al damunt observem la unitat U3, de caràcter fluvial, on s'observen els dos nivells dunars erosionats (*Sht* i *Shu*) i finalment la unitat U4. B) Vista general de les diferents fàcies i unitats observades a n'es Caló Real.

La unitat U6, formada per la fàcies (*Ccs*), s'interpreta com un col·luvial gravitacional amb formes de canals, de matriu llimo-argilosa i nivells arenosos, amb una gran variabilitat lateral i vertical. Aquesta registra moviments esporàdics pendent avall després d'intenses pluges en un moment de fortes tempestes. Probablement aquesta superfície es formà durant la caiguda del nivell de la mar, amb l'alternança de moments més àrids i moments més humits.

Cala d'Hort i Racó d'es Llenyam.

El camp dunar d'es racó d'es Llenyam és un clar exemple d'un sistema dunar controlat per la topografia, igual que les dunes adossades de s'Estret d'es Temps a Santanyi, o a les pedreres d'es Bauç de Mallorca (Clemmensen et al., 1997; Clemmensen et al., 2001). Cal remarcar l'àrea de Cala d'Hort on trobam dipòsits plistocens a 70 - 80 metres

d'alçària al damunt de margues del Terciari (80 m de potència). Gràcies a la preservació de les estructures sedimentàries de la zona, s'han pogut extreure la informació per interpretar la seva migració i esbrinar la direcció dels paleovents durant la seva formació. Així doncs, les dunes plistocenes presents a Cala d'Hort van entrar per Cala Carbó - Cala Truja, que presenten relleus més suaus i baixos, per anar migrant cap a l'interior amb un sentit de cap el SE, reomplint les planes de ca's Jai i de Cala Truja, i finalment enfilant-se cap al Racó d'es Materet fins a arribar als 90 – 160 m d'alçària per damunt el nivell de la mar, amb algunes interrupcions de tipus erosiu provocades per l'acció del Torrent d'en Pere Massa i per alguns dipòsits col·luvials procedents d'es Pujolet d'en Curt (231 m) i és Cap d'es Jueu (414 m) (Fig. 5.71 i 5.72).

Cal destacar les diferents particularitats d'aquestes zones, com ara, la presència de dipòsits plistocens al Racó d'es Llenyam (5.72 a i 5.72 b), representat per dunes adossades al penya-segat, fins als 60 metres d'alçària (Fig. 5.72 c). Aquestes presenten una marcada estructura encreuada, d'uns 4 - 5 m de potència mitjana, arribant en alguns casos als 18 metres. Aquestes, deixen veure les estructures sedimentàries, la qual cosa ens permet la interpretació genètica de les dunes adossades al penya-segat, compost per quatre nivells eòlics (Fig. 5.72 c). La part capdavantera de la duna està marcada per nivells amb una mida de gra més grollera, representat per nivells de deflació (Fig. 5.72 a B.) i, amb un sentit de cabussament del N-NE. Que suggereixen paleovents predominants del S-SW.

Per altra banda, cal esmentar que els dipòsits de Cap Jueu - Cala d'Hort foren estudiats per Spiker i Haanstra (1935), a on citaren una sèrie de fòssils marins del Quaternari: *Glycymeris sp.*, *Pecten jacobeus*, *Rudicardium tuberculatum* i *Callista chione*.

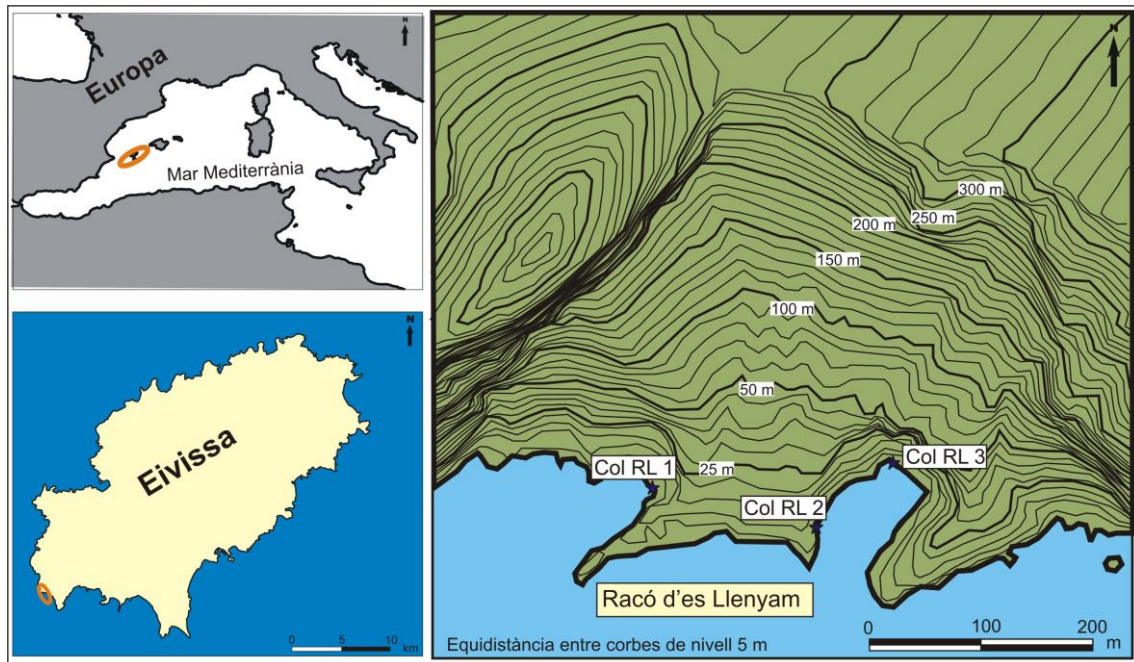


Figura 5.70. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea del Racó d'es Llenyam i de les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.



Figura 5.71. Dipòsits plistocens presents a n'es Racó d'es Llenyam, Cala d'Hort i Camí d'es Moro.



Figura 5.72 a. a. A) Laminació encreuada d'alt angle característica de les dunes adossades al penya-segat. B) Detall la laminació encreuada d'alt angle amb nivells de grainflow intercalats. C) Vista dels dipòsits plistocens al Racó des Llenyam.

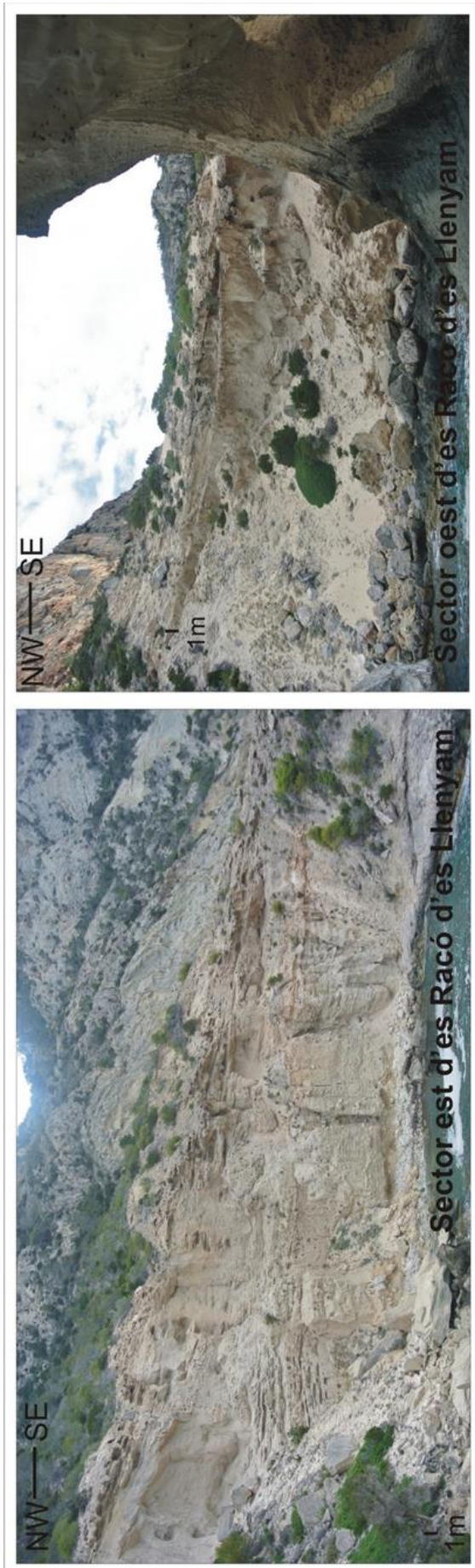
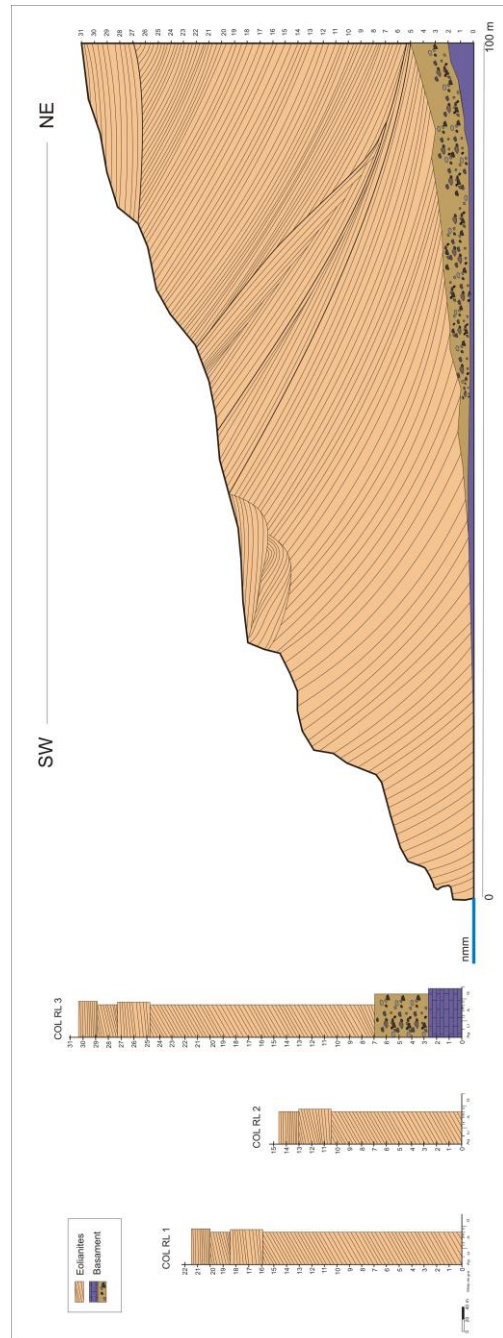


Figura 5.72 b. (Adalt) Vista general dels dipòsits plistocens presents al sector est (imatge de la dreta) i oest (imatge de l'esquerra) d'es Racó d'es Llenyam.

Figura 5.72 c. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens i síntesis de l'arquitectura estratigràfica d'es Racó d'es Llenyam.



Implicacions ambientals

L'anàlisi de les fàcies i la sedimentologia, permet definir a les zones de Cala Codolar (Fig. 5.73), Cala Tarida (Fig.5.74), es Caló Real (Fig. 5.75 i 5.76) i a Cala Corral – Llentia (Fig. 5.77), sis unitats de les quals quatre representen un ambient eòlic i dues un ambient continental. Les unitats eòliques, compostes per les fàcies (*Sht*, *Shu* i *Sel*) mostren set períodes de sedimentació eòlica, que coincideixen probablement amb un descens del nivell de la mar, amb l'exposició de superfícies arenoses corresponents a la plataforma marina, susceptibles de ser transportades pel vent.

La morfologia lateral de totes les zones estudiades ens ha permès diferenciar quatre elements arquitecturals: rampes d'arena (0,5 - 1,5 m de potència), dunes parabòliques (1 - 3 m de potència), dunes grimpadores i dunes adossades al penya-segat (de fins a 6 - 7 m de potència). Aquesta darrera es localitza al Racó d'es Llenyam. Normalment s'interdigiten a mesura que avancen cap a l'interior, donant a lloc com a resultat, morfologies còncaues i convexes, que es van superposant, mostrant un sentit de migració de cap al S - SE. També, s'observa una evolució vertical de les dunes, on es passa de les dunes parabòliques i/o grimpadores (2 - 3 m de potència) a les rampes d'arena (0,5 - 1,5 m de potència).

L'aflorament presenta una gran variabilitat lateral i vertical. Concretament a Cala Tarida, observam que la fàcies (*Sht*) de la part superior de la unitat U2 i les fàcies (*Sht* i *Shu*) de la unitat U3, es veuen interrompudes pels esdeveniments col·luvials (*debris flow*, *sheets-floods*, etc.) (Fig. 5.71) que formen intervals rics en clasts originaris del basament. Aquest fet suggereix que les fàcies eòliques (*Sht* i *Shu*) foren erosionades i posteriorment retreballades pel torrent de sa Fontassa en diferents moments de tempesta. A més a més, al sector central de Cala Tarida s'observa un nivell de retreballat amb nivells de clasts angulosos i alguns còdols de 20 cm, surant dins la matriu arenosa sense cap tipus d'orientació preferent. Així mateix, els sediments col·luvials, en forma de canals de la part superior de Cala Tarida i de Cala d'Hort (unitat U6), indicarien unes condicions ambientals humides.

Les fàcies eòliques, es troben separades per diferents paleosòls i ens indicarien un canvi en les condicions ambientals, cap a unes condicions més estables. En concret el paleosòl arenós (*Par*) de la unitat U1, presenta una potència d'1-2 m, el que implicaria unes condicions ambientals estables de llarga durada. A més a més, la bioturbació que presenta, verifica la suficient humitat perquè proliferàs una densa coberta vegetal. Per altra banda, els paleosòls limo-argilosos de color vermell, ens indicarien un augment de la humitat. Ara bé, la presència de nòduls de manganés, generalment les associam a condicions pobres de drenatge, amb l'alternança de períodes de reducció i oxidació (Retallack, 2001; Stiles et al., 2011; Kraus i Hasiotis, 2006).

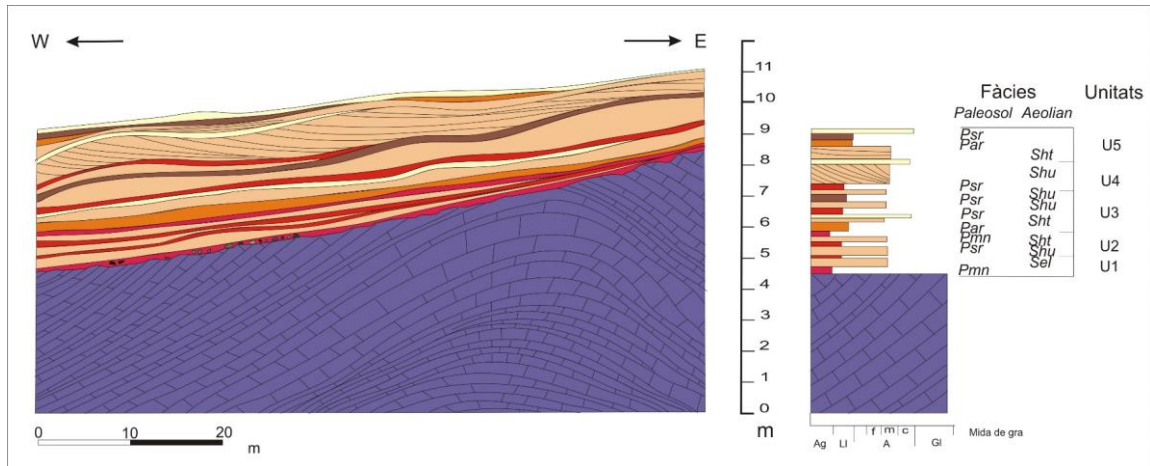


Figura 5.73. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, fàcies i unitats observades a Cala Codolar.

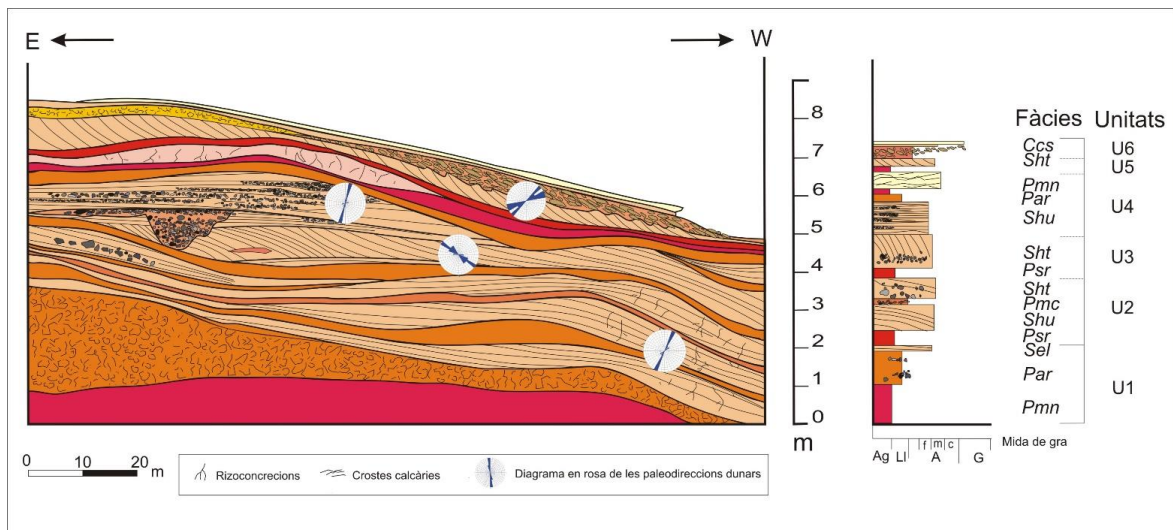


Figura 5.74. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Tarida.

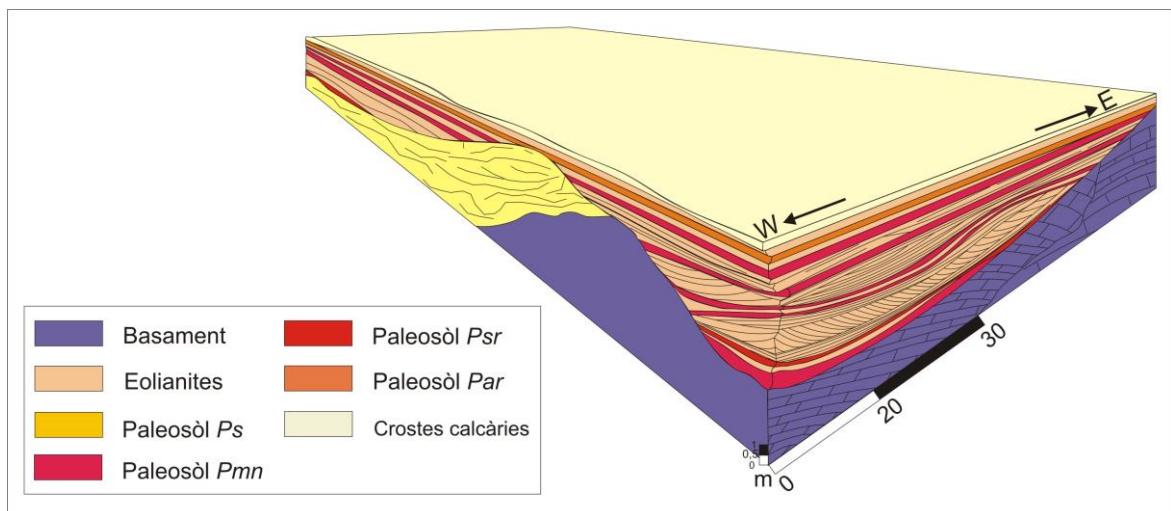


Figura 5.75. Diagrama 3D de l'arquitectura estratigràfica d'es Caló Real.

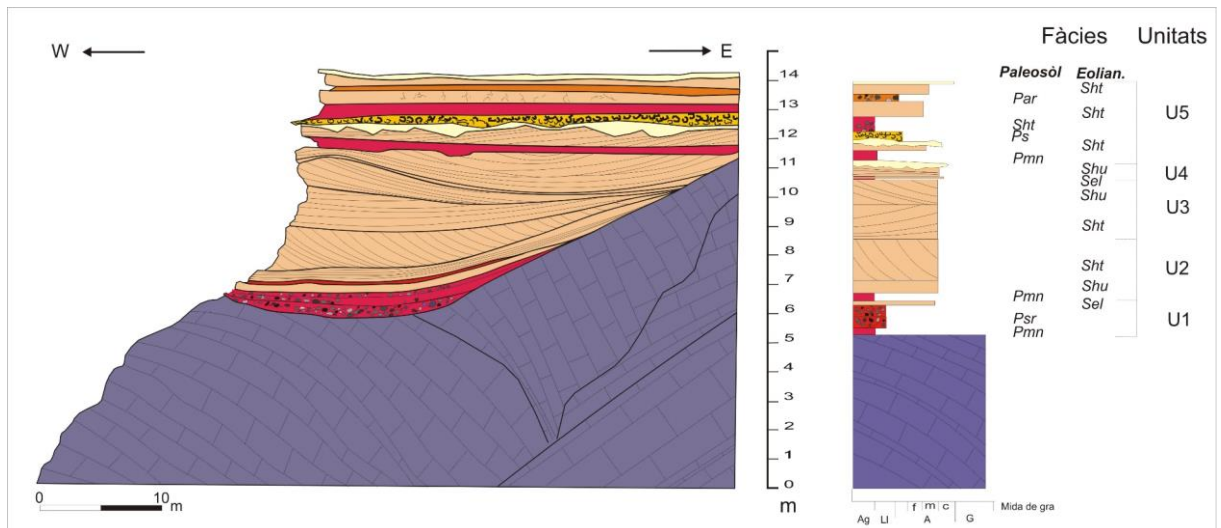


Figura 5.76. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, fàcies i unitats observades a n'és Caló Reial.

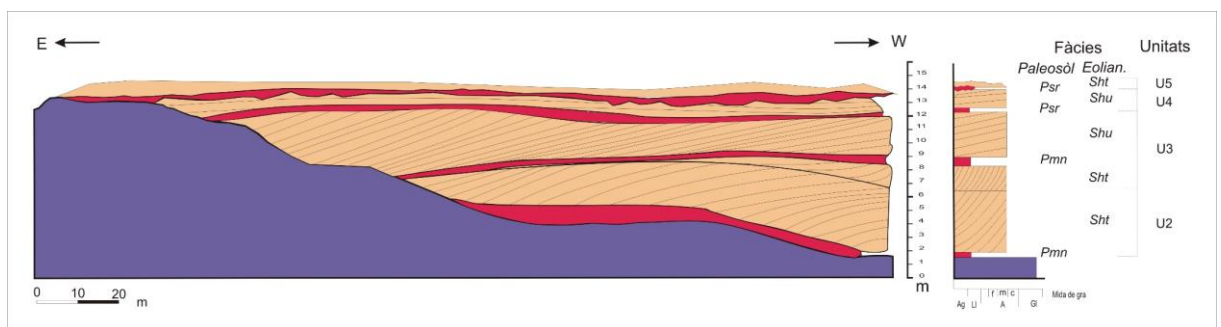


Figura 5.77. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, fàcies i unitats observades a Cala Corral - Cala Llentia.

5.4 La costa meridional

A la costa meridional trobam els afloraments d'Es Codolar, Cap Falcó i Ses Salines. Aquests, ocupen una extensió aproximada d'1,7 km² i 4,3 km al llarg de la costa (Fig. 5.78). Aquests dipòsits plistocens es disposen sobre un basament format per dolomies massives i en bancs del Lias, calcàries taulejades amb intercalació de nivells margosos del Malm (Juràssic) i, per margues amb intercalacions rítmiques de calcàries margoses (turbidites) del Cretaci.

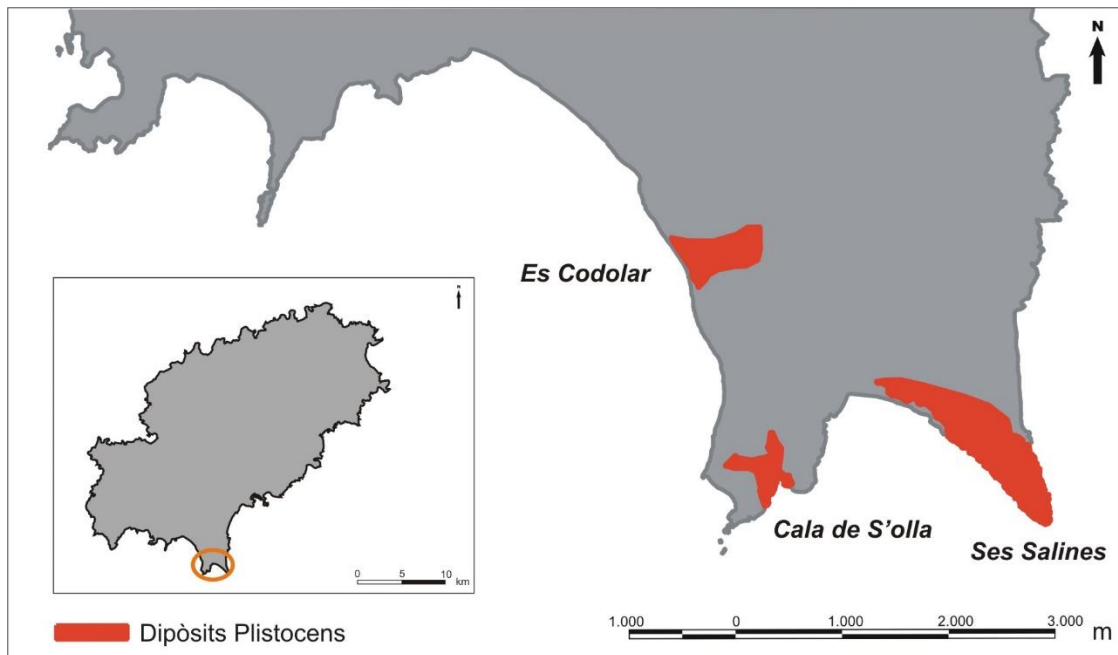


Figura 5.78. Localització dels dipòsits plistocens a la costa meridional.

5.4.1 Es Codolar

Localització i principals trets fisiogràfics

L'aflorament d'es Codolar es localitza a la costa sud d'Eivissa, a les coordenades geogràfiques 1° 22' 12" N - 38° 51' 00" E (Fig. 5.79). En aquesta zona és possible observar quatre dipòsits eòlics superposats intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls (Fig. 5.80), exposats al llarg d'uns 500 m i 2,5 km cap a l'interior vorejant els vessants d'es puig Falcó (136 m) i el puig de Can Batlles (108 m). En aquesta àrea es realitzaren 6 columnes estratigràfiques (Fig. 5.81), amb les corresponents anàlisis de la composició i la sedimentologia. L'arquitectura general dels cossos sedimentaris està controlada per la topografia del basament, composta per calcàries taulejades amb la intercalació de nivells margosos del Juràssic i per margues amb intercalacions rítmiques de calcàries margoses del Cretaci, que formen els característics nivells de turbidites.

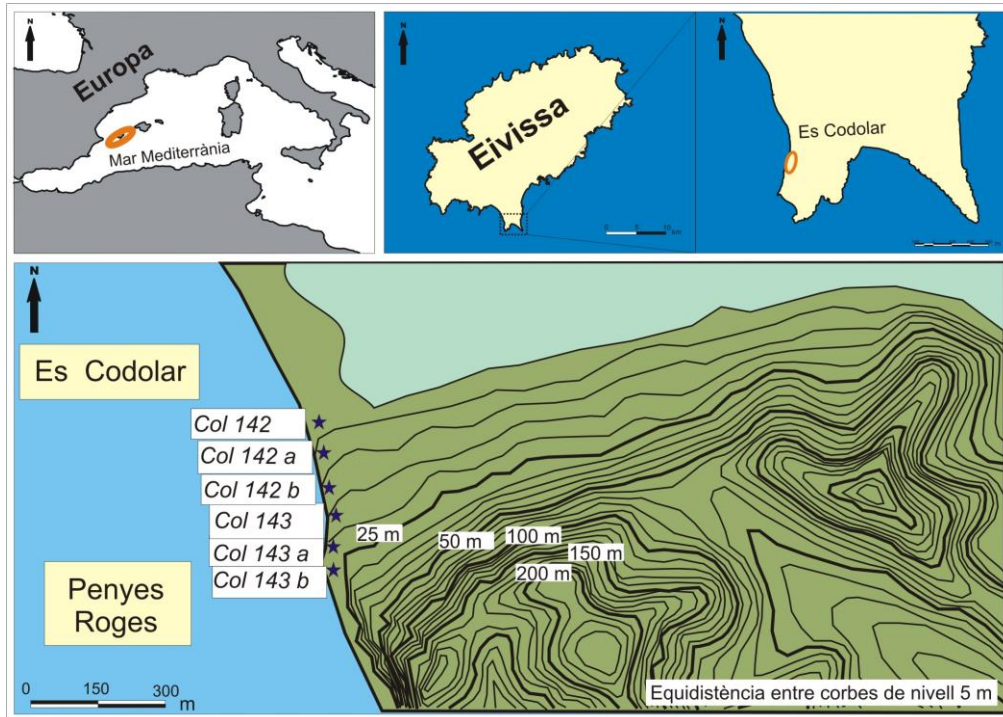


Figura 5.79. Localització de l'àrea d'estudi d'es Codolar i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.



Figura 5.80. A), B) i C) Dipòsits plistocens presents a n'Es Codolar.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.11)

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sel*): gresos carbonatats constituïts per arenas bioclàstiques mitjanes (250 – 500 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i geometria tabular tot formant capes de 0,5 m de potència. Aquesta fàcies està altament bioturbada, amb rizoconcrecions de 0,5 a 5 cm de diàmetre i de 0,10 a 0,50 cm d'alçària. Aquestes, estan reomplertes del paleosòl inferior. El sediment arenós conté abundants clasts angulars. La composició de les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 80%, on el mineral predominant és la calcita amb un 72% de mitjana.

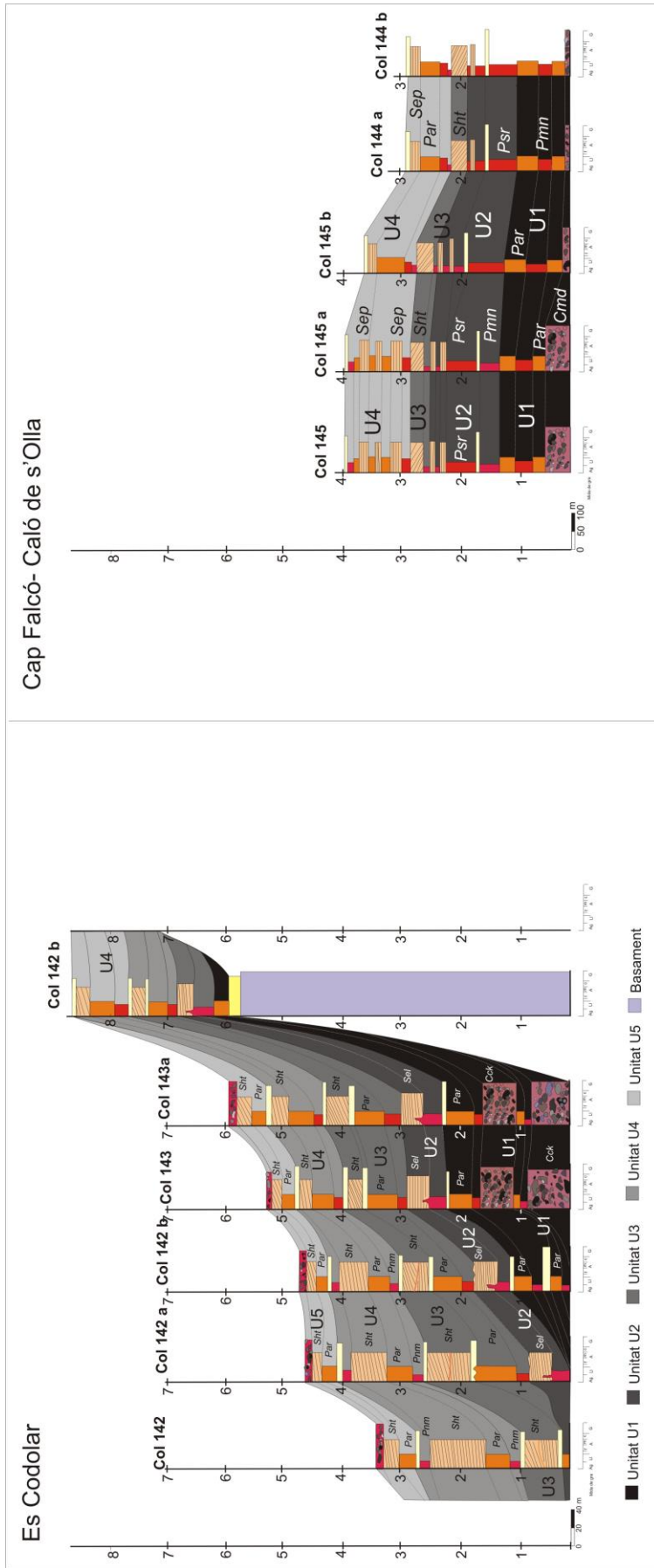


Figura 5.81. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens d'Es Codolar i Cap Falcó (Cala de s'Olla).

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) que alternen amb passades d'arenas mitjanes (250 - 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura encreuada tot formant capes de 2 a 3 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 4 cm de diàmetre i 1 m d'alçària i amb abundant fauna marina i terrestre. La laminació mostra un sentit de migració de cap al ENE. Gran presència de fauna tant marina com terrestre.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Cca*): es tracta d'una bretxa heteromètrica (dels còdols a la grava gruixada) amb una matriu de textura limo-arenosa. Els clasts són fragments de calcàries i dolomies provinents del basament. Aquests, presenten una dissolució diferencial (Fig. 5.82) L'arena de la matriu, presenta una composició majoritària amb bioclasts, amb menors quantitats de litoclasts. Aquesta fàcies presenta una potència de 0,5 a 1,5 m.

Fàcies (*Cmd*): es tracta d'una bretxa heteromètrica en forma de canal. Els clasts estan orientats cap als 270° NW i suportats per la matriu llimosa fortament cimentada per carbonats. Els canals d'1 a 2 m de diàmetre i de 0,30 a 1 m d'alçària mostren una direcció de migració de 330° NW als 4° N. Aquests dipòsits presenten un contacte erosiu amb els nivells inferiors i reflecteixen la composició geològica corresponent al basament del lloc, lateralment aquesta fàcies no és continua a escala de l'aflorament. La composició de la matriu és majoritàriament carbonatada amb un 85 - 90%.

Fàcies (*Csc*): composta per una bretxa de 0,5 a 1,2 m de potència, amb una abundant matriu limo-argilosa moderadament cimentada. Els clasts d'ordre mil·limètric de 32 mm (grava) als 4 -8 mm (grava fina) estan suportats per la matriu. Aquesta fàcies es disposa sobre el paleosòl (*Psc*) mijançant un contacte erosiu.

Paleosòls

Paleosòl (*Par/Pac*): compost per llims alternant amb passades d'arenas mitjanes (250 – 500 µm) i passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6. A la part superior de les fàcies s'observen clasts angulars heteromètrics, en forma de canals i abundant fauna terrestre (*Xerocrassa carolí* i *Xerocrassa ebusitana*). Aquests clasts mostren una imbricació sentit pendent avall de 332 ° NW. La composició dels llims i les arenas és majoritàriament carbonatada amb un 75%, altres minerals com el quars i la il·lita també hi són presents amb un percentatge del 12% i 7% respectivament.

Paleosòl (*Pmc*): format per llims i argiles de color vermell grogós HUE 10YR 6/6. Presenta abundants clasts angulars d'1 a 9 cm, amb alguns clasts de 15 cm d'eix major, en forma de canals. El contingut en carbonats és del voltant del 40% i un remarcable contingut en silicats, amb un 30% de quars, un 2,5% de il·lita i quantitats menors d'òxids de ferro (9%).

Paleosòl (*Pmn*): format per argiles que alternen amb passades de llims, de textura molt plàstica. Presenta nivells d'òxids de ferro i nòduls de manganés. En aquest nivell,

s'observen abundants clasts angulars imbricats cap al WNW. La presència de quars és elevada amb un 39%, amb percentatges moderats de calcita amb un 35%.

Paleosòl (*Psc*): compost per llims i arenes que alternen amb passades d'argiles vermelles. Presenta un color rosat HUE 2,5 YR 8/3 i abundants clasts heteromètrics en forma de canals que presenten una direcció de migració de 317° NW. Aquesta fàcies d'1 m de potència presenta crostes calcàries amb horitzons pisolítics. El contingut en carbonats dels llims i les arenes és superior al 75%.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

A partir de l'anàlisi de fàcies, les anàlisis composicionals, les anàlisis sedimentològiques i les corresponents correlacions, s'han identificat quatre unitats ben diferenciades (U1, U2, U3 i U4) (Fig. 5.83 i 5.84), que es descriuen a continuació:

La primera unitat la U1, està composta per la intercalació de diferents paleosòls (*Psc* i *Pmc*) i dipòsits de sediments col·luvials (*Cmd*, *Csc* i *Cca*) d'1 a 4 m de potència, que descansen directament sobre del basament. A partir de l'anàlisi de direccions dels clasts imbricats presents a les fàcies (*Cmd* i *Csc*) s'obtinguè el sentit del paleocorrent de N-NW (*Cmd*: 336° - 4° i *Csc*: 326°).

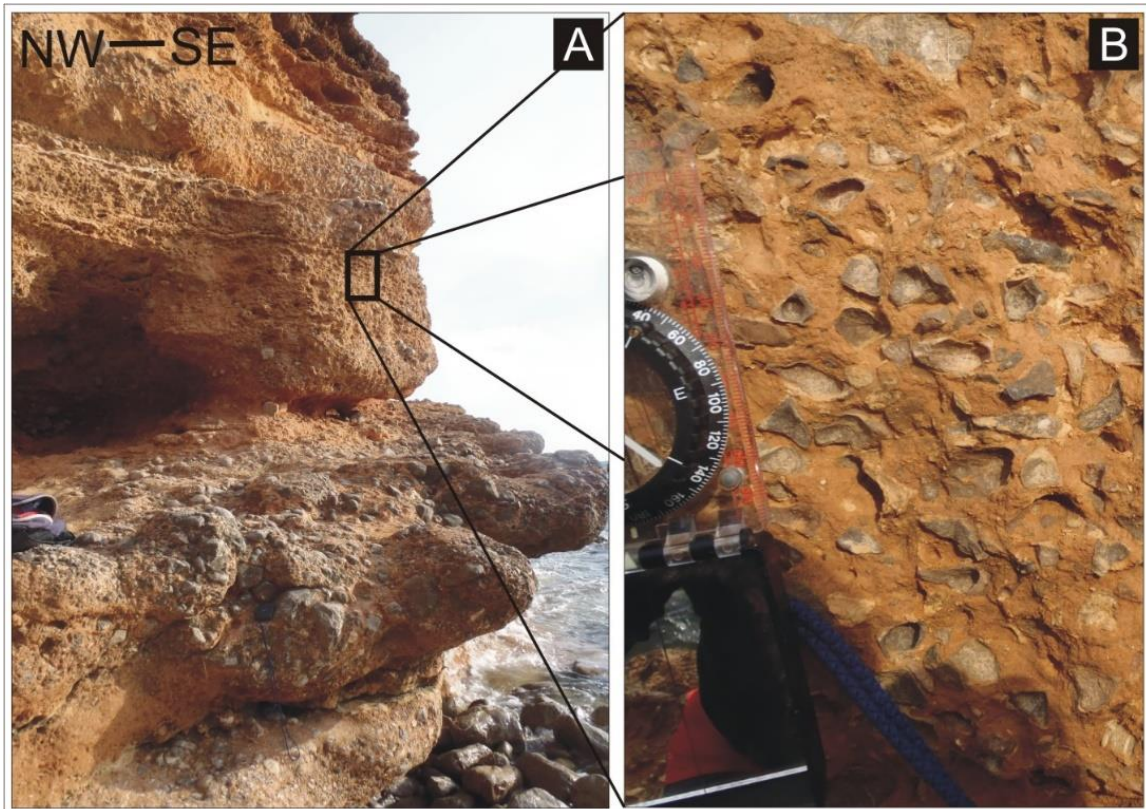
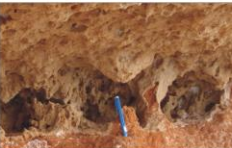




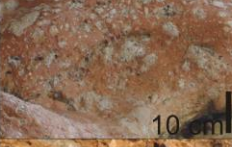


Figura 5.82. A) Vista general de la fàcies (*Cca*). B) Detall dels clasts de la fàcies (*Cca*).

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. Estructura tabular. Bioturbada per vegetació. Motlles reomplerts d'argiles i llims.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada molt bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims i arenes molt bioturbades per vegetació. Formes nodulars, clasts angulars i fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmc	Argilles i llims vermelles. Presència d'abundants clasts angulars heteromètrics en forma de canals allargassats.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica. Nivells d'òxid de ferro i clasts angulars d'ordre centimètrics.	Paleosòls	
Psc	Llims vermells. Molt bioturbats per vegetació. Presència de rizoconcrecions d'ordre mil·limètric cimentades i abundant fauna terrestre.	Paleosòls	
Cca	Bretxa massiva. Matriu llimo-arenos molt cementada.	Col·luvials	
Cmd	Bretxa massiva heteromètrica. Matriu argilo-llimosa molt cimentada.	Col·luvials	
Csc	Bretxa heteromètrica suportada per la matriu arenosa.	Col·luvials	

Taula 5.11. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes.

L'angulositat i subangulositat dels clasts, l'absència de granoclassificació i l'abundant matriu, indica que aquests dipòsits són el resultat d'episodis de moviments de masses després d'un intens període de pluges. El nivell col·luvial (*Cca*) de la part superior de la unitat presenta un canal amb un sentit de 326°, indicant un paleocorrent en direcció NW-NNW. Per altra banda, els clasts mostren un sentit del paleocorrent de 332° NNW, verificant la direcció dels canals. Probablement, aquests col·luvials tenen un major nombre de clasts i una major variació de la mida pel fort pendent del terreny. En termes generals, aquesta unitat suggereix un moment molt actiu amb intenses pluges.

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Sel*) i el paleosòl (*Pmc*). Aquest darrer és característic per tenir clasts angulars a la part inferior, i perquè reomple els motlles de les rizoconcrecions del nivell arenós superior, associada a la càrrega de pressió (Fig. 5.85). Segons Jones i Omoto, (2000) s'ha demostrat que la ràpida acumulació d'arena damunt argiles saturades provoca contrastos de densitat gravitacionals inestables que actuen com a mecanismes de deformació (p.e. Owen, 1996; Owen i Moretti, 2011; Owen et al., 2011; Koç Tasgin et al., 2011). El nivell arenós (*Sel*) representa un nivell de rampes d'arena ascendents formades durant un curt període sec alternant amb períodes més humits aptes per a la vegetació (García-Alba i Morey, 1981).

La unitat U3, està dividida en dos períodes diferents. El primer període està compost per tres paleosòls (*Par*, *Psc* i *Pmn*) que representen la transició d'un període àrid (*Par*) a un període humit i càlid (*Psc* i *Pmn*). A més a més, les passades de clasts angulars heteromètrics al paleosòl (*Psc*), indicarien episodis ocasionals de tempesta. El segon període es compon per les fàcies eòliques (*Sht*); representat per un sistema de dunes superposades. L'estratificació encreuada mostra un sentit de migració de cap a l'interior del penya-segat (272° W), que varia en funció del basament i els espais interdunars. La laminació de la part superior es troba alterada associada a l'increment en la densitat de rizoconcrecions, el que evidencia una important coberta vegetal en les regions superiors. Aquesta concentració indica una superfície d'estabilització associada a períodes humits. En termes generals, aquest període està representat per un sistema de dunes parabòliques que evolucionen a grimpadores que se superposen al seu avanç. Per altra banda, les crostes calcàries de la part superior indicarien una situació d'alta evaporació, causada per un augment de l'aridesa (Potenciano et al., 1997).

La unitat U4 està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i els paleosòls (*Par*, *Pmc*, *Pmn* i *Psc*). Els paleosòls representen la transició d'un període humit (*Pmn*) a un període més sec (*Psr*). Per altra banda, la fàcies (*Sht*) s'interpreta com un camp de dunes ascendents superposades amb un sentit de migració de cap al S-SE, apuntant un vent predominant del N-NW. La laminació de la duna està molt alterada associada a l'augment en la presència de rizoconcrecions i formes acampanades (Fig. 5.86). Aquest fet evidencia la important coberta vegetal que indica l'estabilització de les dunes, durant un període més humit apte per a la vegetació. Els motlles de les rizoconcrecions de la part inferior es troben reomplertes pel paleosòl inferior, causat per la càrrega dels dipòsits superiors (Jones i Omoto, 2000). Els paleosòls (*Par* i *Pmc*) de la part superior, indicarien la transició d'un període àrid (*Par*) a un període més humit (*Pmc*), amb petites tempestes, que dipositava clasts angulars en forma de petites lleties de 0,5 a 5 cm de potència.

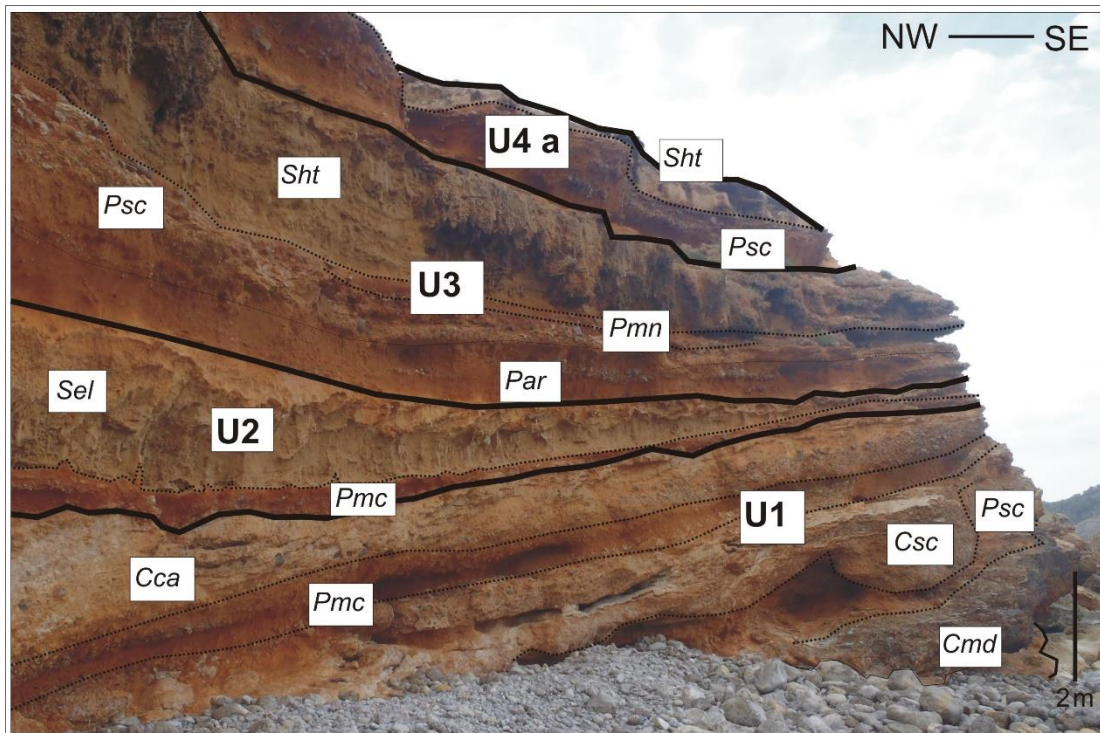


Figura 5.83. Detall de les diferents fàcies i unitats observades a n'Es Codolar. De base a sostre observem la unitat d'ambient continental U1, composta per diferents nivells de col·luvials (Cmd, Csc, Psc, Pmc i Cca). Aquesta està separada de la unitat U2 per una discordança. La unitat U2 està formada per una rampa d'arena (Sel) amb la presència d'abundants motlles d'arrels reomplerts del paleosòl inferior (Pmc), a sobre, les unitats U3 i U4 compostes per la fàcies eòlica (Sht) amb l'alternança de diferents nivells de paleosòls (Pmn, Psc i Par).

Cronologia OSL mostres.

Un total de tres mostres es recolliren de les successions plistocenes de l'àrea d'Es Codolar, concretament, les mostres foren extretes de les capes estratigràfiques que es consideraven més representatives. Les edats OSL es descriuen breument a continuació: de base a sobre, trobem la primera unitat datada la U2, format per la rampa d'arena (Sel), amb una edat de 317 ± 20 ka coincidint amb l'estadi glacial MIS 10 (360 ± 400 ka). La següent unitat datada fou la U3, composta per la fàcies eòlica (Sht) que formen dipòsits de dunes amb una edat de 227 ± 15 ka, coincidint amb l'estadi glacial MIS 8 (240 - 300 ka). La darrera unitat datada fou la U4, corresponent a la fàcies (Sht), aquesta unitat coincideix amb el penúltim estadi glacial MIS 6 (130 - 186 ka) amb una edat de 124 ± 9 ka (Fig. 5.84).

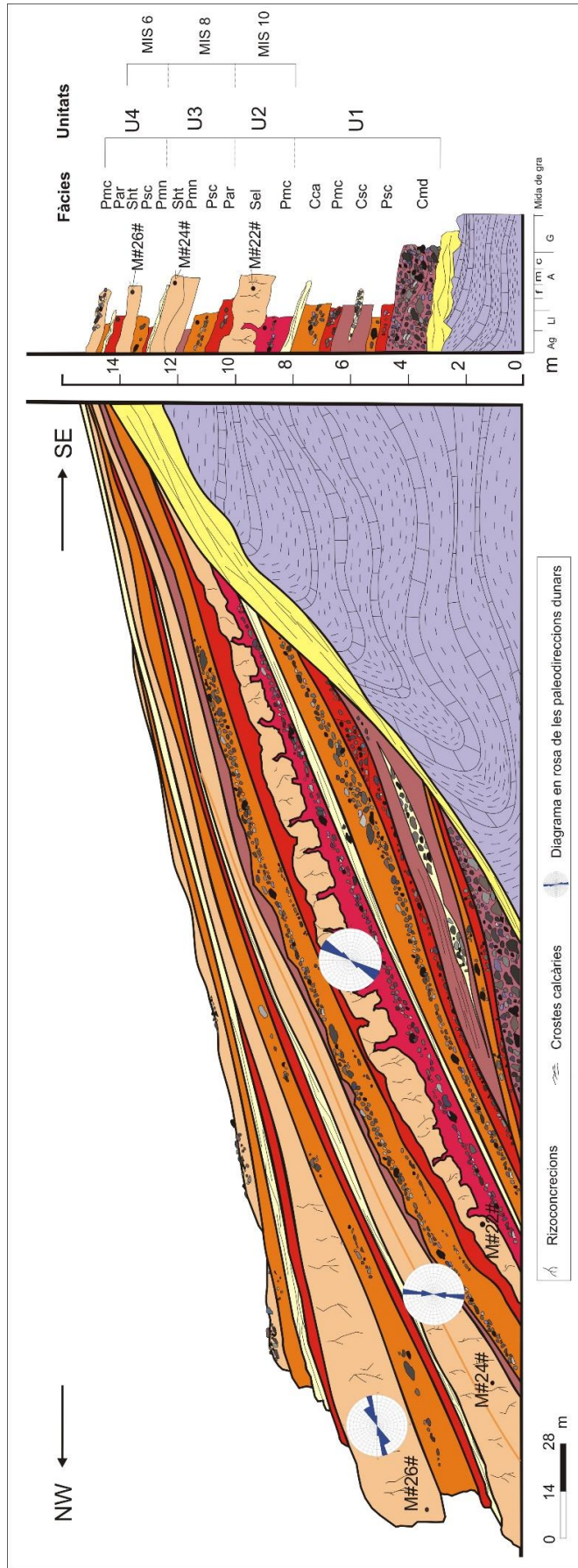


Figura 5.84. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, cronologia OSL, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades n'és Codolar.

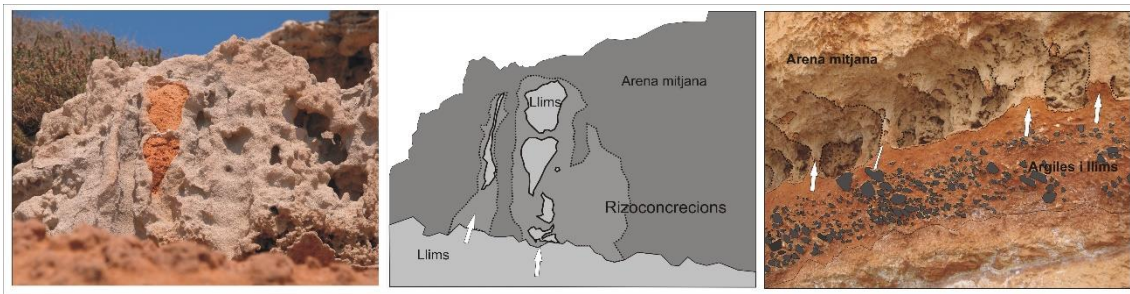


Figura 5.85. Detall de les rizoconcrecions reomplertes d'es Codolar. Les dues de l'esquerra formen part de la unitat U4, i la de l'esquerra correspon la unitat U2.

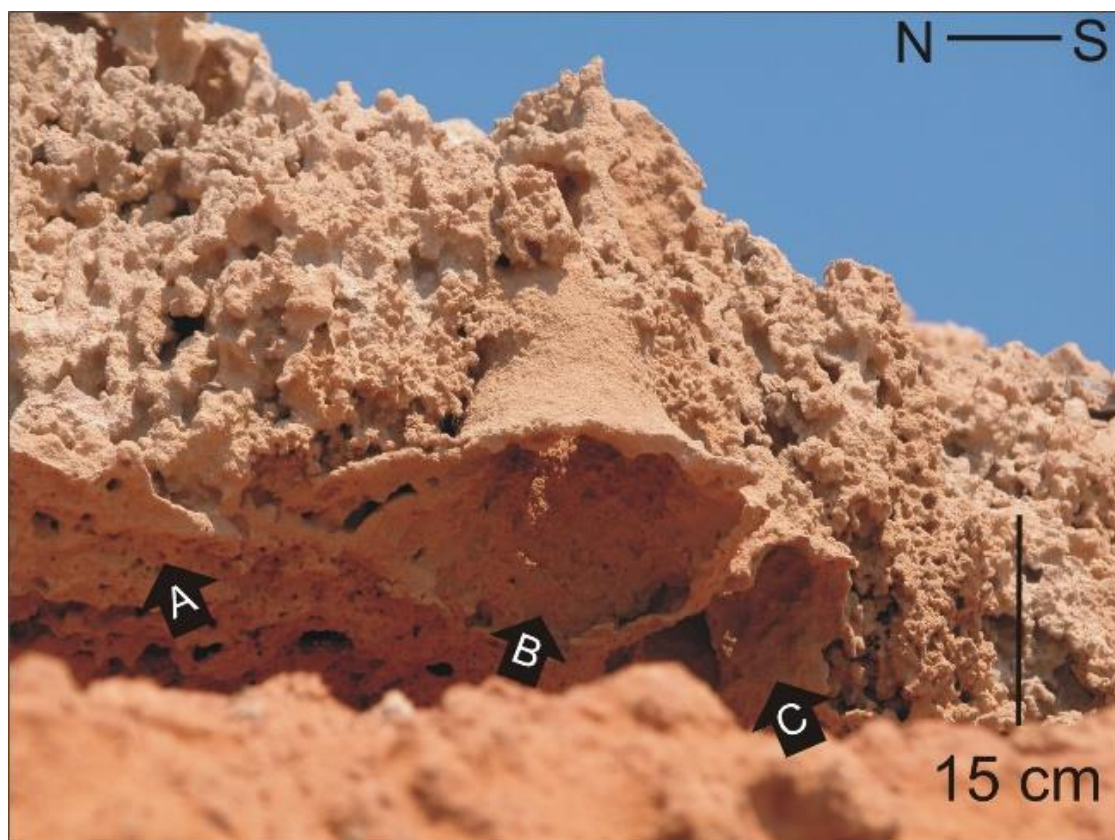


Figura 5.86. Detall de les formes acampanades observades als nivells eòlics de la part superior de l'aflorament.

5.4.2 Cap Falcó

Localització i principals trets fisiogràfics

L'àrea d'estudi es localitza al sud de l'illa d'Eivissa a les coordenades geogràfiques 1° 22' 40" N - 38° 49' 52" E (Fig. 5.87). S'han observat quatre dipòsits eòlics intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls. Aquests estan presents aproximadament 0,5 km al llarg de la costa i reomplen la plana del Canal de s'Olla. Aquests dipòsits es troben encaixats

en el relleu, composts per una sèrie de puigs amb altures que van dels 100 als 300 m d'alçària, els quals alimenten el Canal de s'Olla. Aquests dipòsits descansen sobre un basament format per dolomies massives i en bancs del Lias, calcàries noduloses blanques i vermelles i, calcàries taulejades amb la intercalació de nivells margosos del Malm, Juràssic (Fig. 5.88).

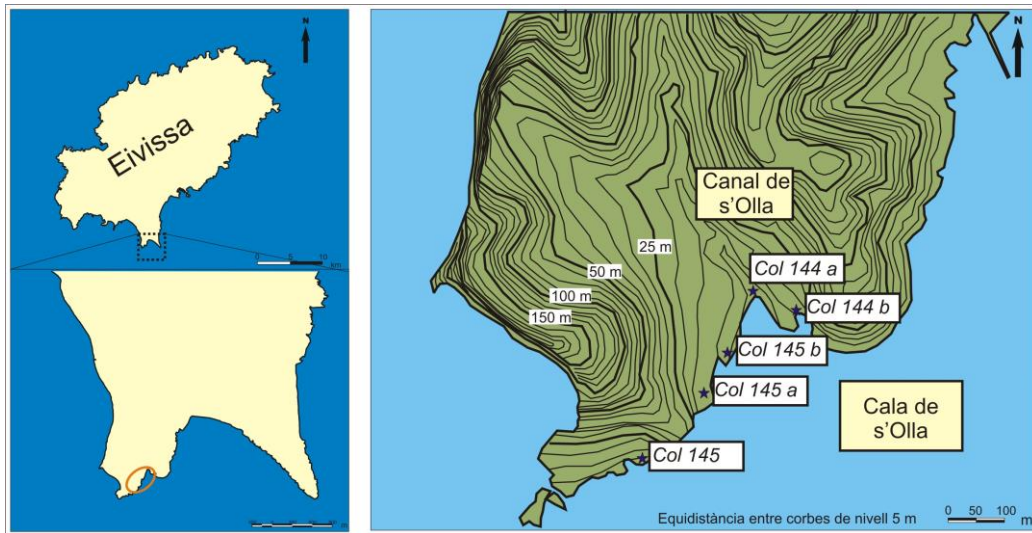


Figura 5.87. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi i les columnes estratigràfiques realitzades a Cap Falcó. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

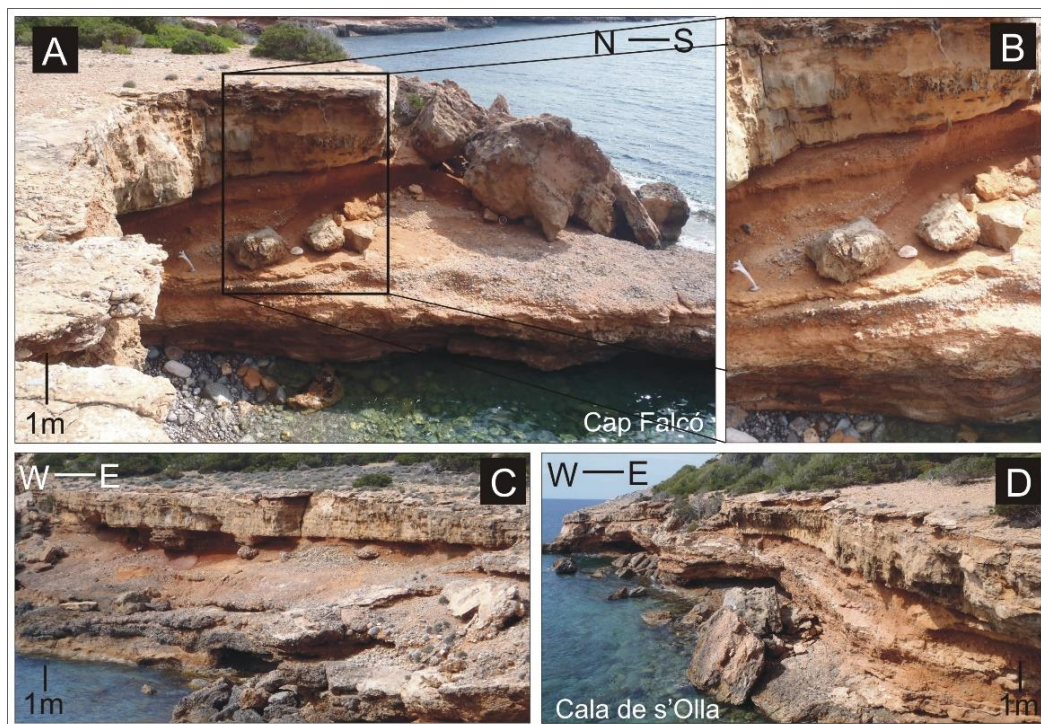


Figura 5.88. A), B) C) i D) Dipòsits plistocens presents a Cap Falcó – Cala de s'Olla.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.12)

A partir de les cinc columnes estratigràfiques realitzades (Fig. 5.81), a les característiques texturals i de composició dels dipòsits presents, es diferenciaren 7 fàcies sedimentàries que es corresponen a dos ambients sedimentaris, que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sep*): gresos carbonatats, composts per arenes bioclàstiques mitjanes (250 – 500 µm) que alternen amb passades d'arenes gruixades (500 – 1000 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada de baix angle (5 - 10°) tot formant capes d' 1 a 2 m de potència. Aquesta fàcies està fortament bioturbada, amb rizoconcrecions d'1 a 5 cm de diàmetre i de 5 a 10 cm d'alçària. A la part superior de la fàcies s'observen crostes calcàries de geometria tabular assolint els 30 cm de potència. La laminació mostra una direcció mitjana de cabussament de 3° - 10° S - SE. El sediment arenós està compost principalment per bioclasts amb un percentatge del 85 - 90% de carbonats.

Fàcies (*Shl*): gresos carbonatats, composts per arenes bioclàstiques fines (125 – 250 µm) que alternen amb passades d'arenes mitjanes (250 – 500 µm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i una estructura laminar lleugerament inclinada cap a la mar. Aquesta fàcies conté una única capa laminar amb una potència de 0,3 a 0,5 m. La seva composició és majoritàriament carbonatada amb un 90%.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Ccm*): es tracta d'una bretxa heteromètrica amb escassa matriu arenosa (arenes mitjanes) en forma de canals lenticulars de 0,5 a 6 m de diàmetre i 0,30 a 1,5 m d'alçària. Els clasts de major mida presenten una orientació preferent de cap al S-SE.

Paleosòls

Paleosòl (*Par/ Pac*): compost per llims alternats amb passades d'arenes i passades de clasts angulars heteromètrics en forma de canals d'1 a 6 m de diàmetre i de 0,30 a 1 m d'alçària. Presenta un color rosat HUE 7,5 YR 8/4 i crostes calcàries al llarg de tota la fàcies.

Paleosòl (*Pmc*): es caracteritza per dipòsits limo-argilosos de color vermell grogós HUE 10 YR 6/6, alternant amb passades de clasts angulars d'1 a 9 cm alineats pendent avall, en forma de petits canals. Aquesta fàcies assoleix una potència de 0,30 a 1 m. La presència en carbonats és del 40%, mentre que la presència de silicats és del 39% essent el quarz el mineral majoritari amb un 36% de mitjana.

Paleosòl (*Pmn*): format per llims i argiles de color vermell HUE 7,5 YR 6/6 alternats amb fines passades de clasts angulars d'ordre centimètric en forma de canals lenticulars. S'observen nivells d'òxid de ferro dins dels llims i les argiles.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sep	Gresos bioclàstics. Estructura tabular. Bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Shl	Gresos bioclàstics. Estructura laminar sub-horitzontal. Molt bioturbada per vegetació.	Dunes	
Par	Llims i arenes. Molt bioturbada per vegetació. Presenta formes nodulars i fauna terrestre.	Paleosòls	
Pmc	Argiles vermelles. Presenta rizoconcrecions cimentades per calcita i abundants clasts angulars heteromètrics en forma de canals allargassats.	Palesòls	
Pmn	Argiles vermelles de textura plàstica.	Paleosòls	
Psc	Llims vermells amb passades de clasts angulars heteromètrics, en forma de canals allargassats.	Paleosòls	
Ccm	Bretxa massiva heteromètrica. Matriu limo-arenosa molt cimentada.	Col·luvial	

Taula 5.12. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes.

Paleosòl (Psc): compost per llims de color vermellós HUE 7,5 YR 7/6. Presenta clasts angulars surant dins la matriu limo-arenosa en forma de canals de 0,20 a 0,70 m d'alçària i d'1 a 7 m de diàmetre. Els clasts de major grandària es troben surant dins la matriu gratallosa, sense cap orientació preferent. Els clasts provenen del basament i presenten una orientació mitjana de S - SE.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de l'anàlisi de fàcies s'han diferenciat tres unitats: U1, U2 i U3 (Fig. 5.89 i 5. 90) descrites a continuació:

La unitat U1 està composta per dipòsits col·luvials (*Ccm*) de 4 - 5 m de potència i per diferents paleosòls (*Pmc*, *Psc* i *Par*). La fàcies (*Ccm*) s'interpreta com un col·luvial, per la seva angularitat i sub-angularitat i per la poca presència de matriu arenosa. A partir de l'orientació dels clasts de cap al S-SE sumat a la seva composició, interpretam que els clasts provenen dels puigs del voltant. Aquests clasts, registren ràpids episodis d'importants moviments de masses després d'intensos períodes de fortes pluges, que rentaren les conques amb forts pendents de la zona. Per sobre, s'observen dos paleosòls (*Par*) i (*Psc*), la presència de formes lenticulars riques amb clasts angulars, amb un augment en la presència de llims cap a la part superior, indica diferents períodes humits, amb petites tempestes, interpretats com a dipòsits de *sheet-floods*, és a dir, que foren transportats per un corrent d'aigua difusa en forma laminar. I finalment, el paleosòl (*Pmc*) amb clasts angulars, en forma de canals, l'alta presència de llims i argiles vermelloses indica el rentatge dels carbonats, suggerint un ambient humit i estable. Les crostes calcàries de la part superior suggereixen un nou canvi en les condicions ambientals cap a més àrides (Fig. 5.89).

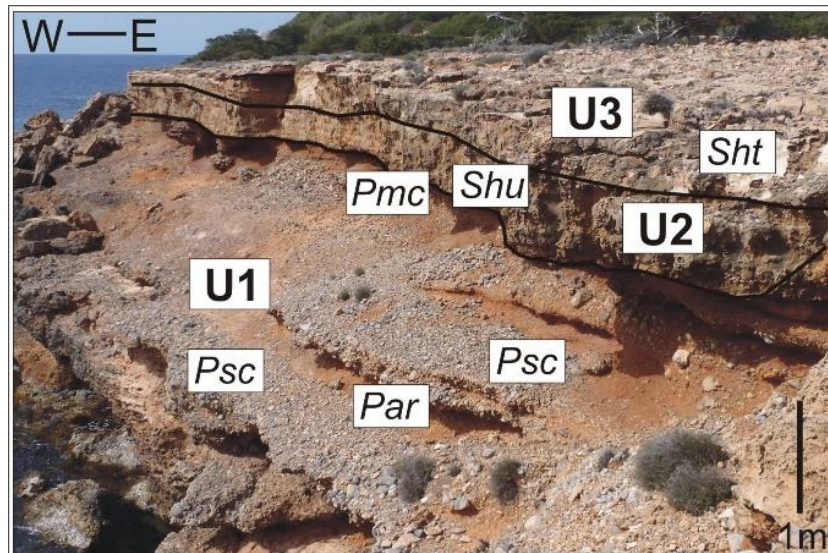


Figura 5.89. Detall de les fàcies observades a Cap Falcó – Cala de s'Olla. La unitat U1, formada per diferents paleosòls amb una abundant presència de clasts, indica un ambient continental. La unitat U2 està composta per dipòsits d'eolianites amb una estructura encreuada de baix angle (*Shu*) i finalment la unitat U3 composta per la fàcies eòlica (*Sht*).

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Shl*) amb la intercalació de dos paleosòls (*Pmn* i *Psr*). Aquesta unitat està representada per dipòsits de rampes d'arena intercalades amb paleosòls, que indicarien l'alternança de períodes curts d'aridesa i períodes amb unes condicions més humides (*Pmn* i *Psr*).

La unitat U3 està composta per les fàcies eòliques (*Shl* i *Sep*) i pels paleosòls (*Par*, *Psr* i *Pmn*). Representa un sistema de camp dunar costaner format per rampes intercalats amb nivells de paleosòls. La marcada laminació, mostra una migració del camp dunar cap a l'interior en sentit WNW reomplint la plana de s'Olla.



Figura 5.90. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, fàcies i unitats observades a Cap Falcó.

Implicacions ambientals d'Es Codolar i Cap Falcó

Dels resultats de les anàlisis sedimentològiques i composicionals, així com el de les fàcies d'es Codolar i Cap Falcó, hem pogut distingir fins a quatre unitats, de les quals tres són eòliques, indicant tres períodes de sedimentació eòlica d'origen marí, compostes per les dues fàcies eòliques (*Sht* i *Sel*), que suggereixen unes condicions climàtiques àrides. Aquestes fàcies es troben separades per dipòsits col·luvials i pedogenètics que ens indicarien, respectivament, moments més càlids i humits i moments més estables.

Observant els dipòsits plistocens d'aquesta àrea, els quals estan exposats al llarg de la línia de costa, s'han pogut verificar la variabilitat espacial, lateral i vertical. La morfologia lateral, ens ha permès diferenciar tres elements arquitecturals: rampes d'arena (0,5 - 1,5 m de potència), dunes grimpadores (1,5 - 2 m de potència) i dunes parabòliques (2 - 2,5 m de potència). Les morfologies còncaves i convexes que s'observen, són el resultat de la interdigitació de les dunes durant el seu avanç cap a l'interior donant a lloc com a resultat, estructures superposades, mostrant un sentit predominant de migració de cap al SE. A més a més, es pot veure una evolució vertical, on es passa de les rampes d'arena a les dunes parabòliques.

Al Cap Falcó, les dunes només es localitzen a les depressions del basament i s'observa una migració cap a l'interior de cap al N-NW, aprofitant els buits del basament. Per tant, mostren un sentit de migració de les dunes diferent de la d'es Codolar.

Si s'analitza la localització espacial dels dipòsits (p.e; Cap Falcó, està entre penya-segats de més de cinquanta metres d'altura), i s'analitzen les fàcies de les dues zones, s'observa que es correlacionen, sobretot les fàcies col·luvials i pedogenètiques; però espacialment són dues localitzacions molt diferents; per aquesta raó, es creu que els dipòsits d'Es Codolar i els de Cap Falcó són de la mateixa seqüència, però en els quals, probablement, s'hi observen diferents períodes de sedimentació eòlica. És a dir, que durant un període del nivell de la mar baix, es produí una sedimentació eòlica amb un paleovent provinent del NNW, que provocà la sedimentació eòlica a n'Es Codolar, però que era pràcticament impossible que se sedimentàs al Cap Falcó a causa dels alts penya-segats, en canvi, durant un període del nivell de la mar baix, amb un paleovent de sentit del SE, se sedimentaren els sediments eòlics a Cap Falcó i no a n'Es Codolar, en el seu lloc, observam crostes calcàries (Fig. 5.90).

Per altra banda, cal esmentar la unitat U1, que es troba a les dues zones. Aquesta unitat està formada per dipòsits col·luvials, i ens indicarien unes condicions ambientals humides, amb moments de fortes tempestes. La presència de crostes calcàries i paleosòls arenosos entre aquests dipòsits, ens marca moments més àrids i secs dins dels períodes més humits. Aquest fet ens indica variacions en les condicions climàtiques, mostrant forts contrastos estacionals i moments estables de llarga durada, representats per paleosòls de coloracions clares, amb un percentatge elevat d'arenas.

5.4.2. Ses Salines

Localització i principals trets fisiogràfics

Sobre el basament Juràssic format per calcàries que intercalen nivells margosos (García de domingo et al., 2009) es disposa un conjunt de dipòsits atribuïbles a eolianites i paleosòls (Fig. 5.91 i 5.92), anomenats per Servera (1997), dins dels quals s'han pogut diferenciar un conjunt de fàcies sedimentàries, que es descriuen a continuació:

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.12)

A partir de les 36 columnes estratigràfiques realitzades al camp (Fig. 5.93), a l'exposició dels sediments i la seva bona conservació gràcies a la presència d'antigues pedreres i a les anàlisis sedimentològiques i composicionals realitzades a 32 mostres, s'han pogut definir sis fàcies sedimentàries, de les quals dues són d'ambient eòlic (*Sht* i *Sht*).

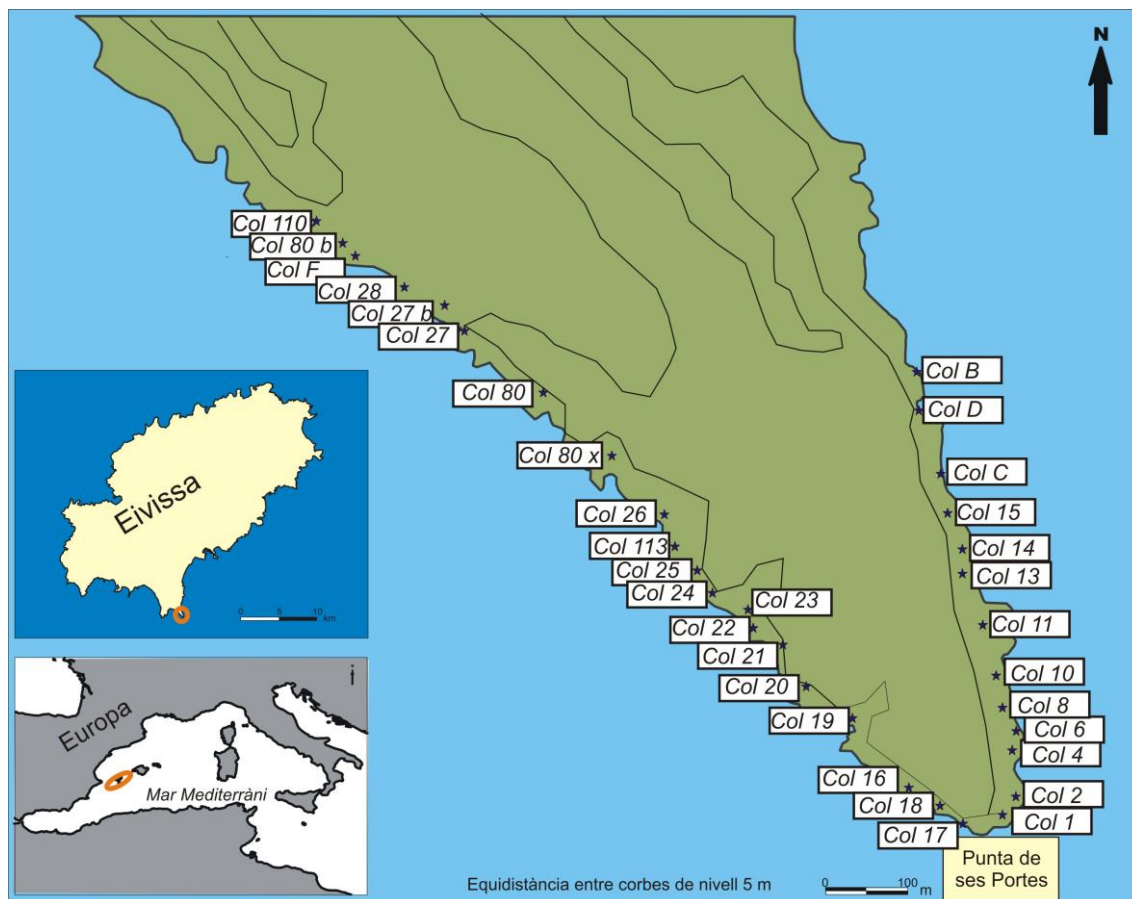


Figura 5.91. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi de ses Salines i de les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

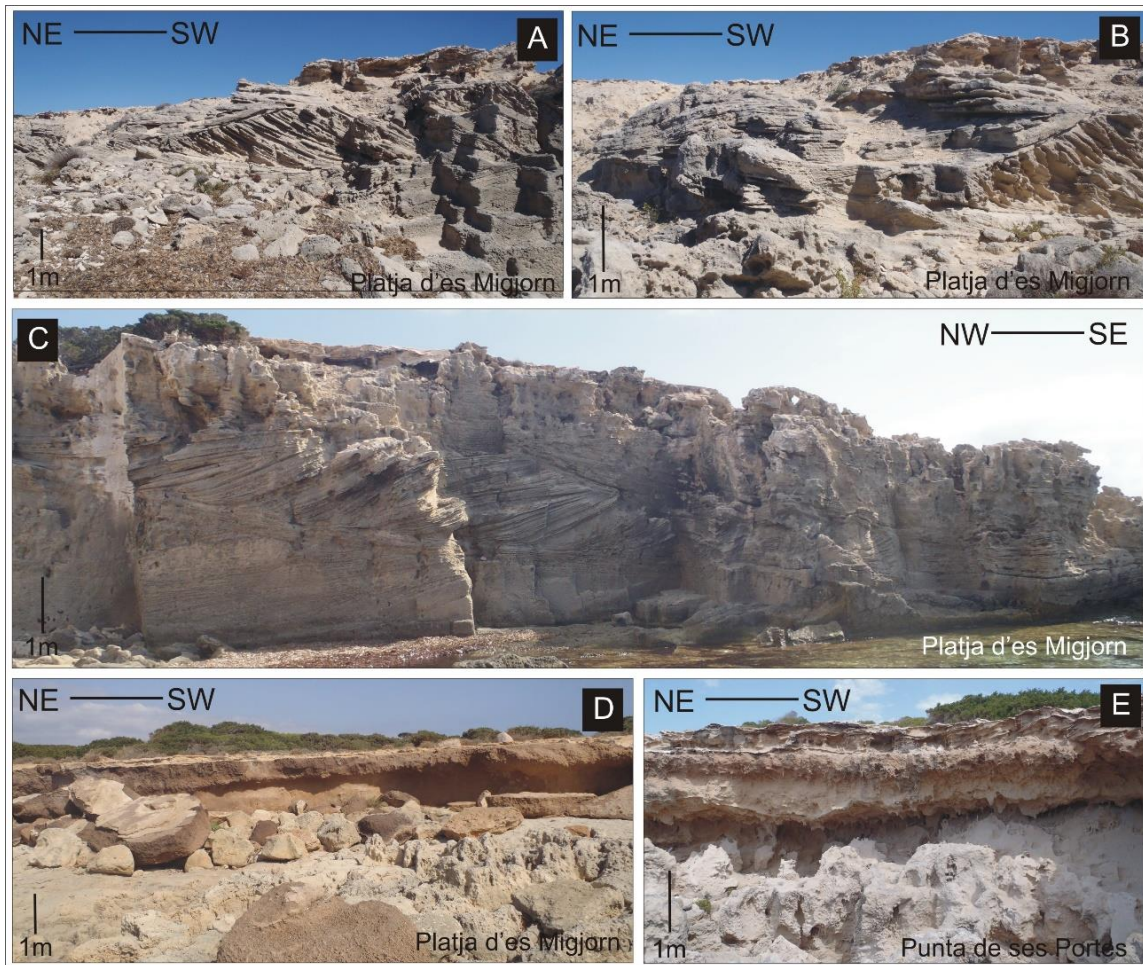


Figura 5.92. Dipòsits plistocens presents a Ses Salines. A) Detall de l'estratificació encreuada present als nivells eòlics. B) Detall de la superfície de superposició dels sediments eòlics. C) Vista general dels diferents nivells eòlics presents a Ses Salines. D) Detall dels paleosòls presents a l'àrea d'estudi. E) Detall dels paleosòls superiors i les crostes calcàries presents.

Fàcies d'ambient eòlic.

Fàcies (*Shp*): gresos carbonatats, composts per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) amb fauna marina (*Loripes*, *Glycymeris*). Presenta un color HUE 10 YR 8/1 blanc i estructura laminar subhoritzontal alterada per les concrecions d'arrels. El contingut en carbonats se situa al voltant del 85%, dels quals el mineral majoritari és l'aragonita (62% de mitjana), la presència de quars no supera el 5%.

Fàcies (*Sht*): composta per gresos carbonatats, format per arenas bioclàstiques fines (125 – 250 µm) alternant amb arenas gruixades (250 – 500 µm). Presenta un color HUE 10 YR 8/2 marró molt pàl·lid i estratificació encreuada alterada a la part superior per bioturbacions, amb elevada presència de fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*) i marina (*Chamela gallina*, *Donax sp.*, *Acanthocardia sp.*, *Loripes sp.*, *Callista sp.* i *Loripes sp.*), amb nivells de còdols de 0,5 cm de gruixa. Compostes principalment per carbonats, l'aragonita (51%) i la calcita (43%) de mitjana ón els minerals predominants; la presència de quars és del 4%.

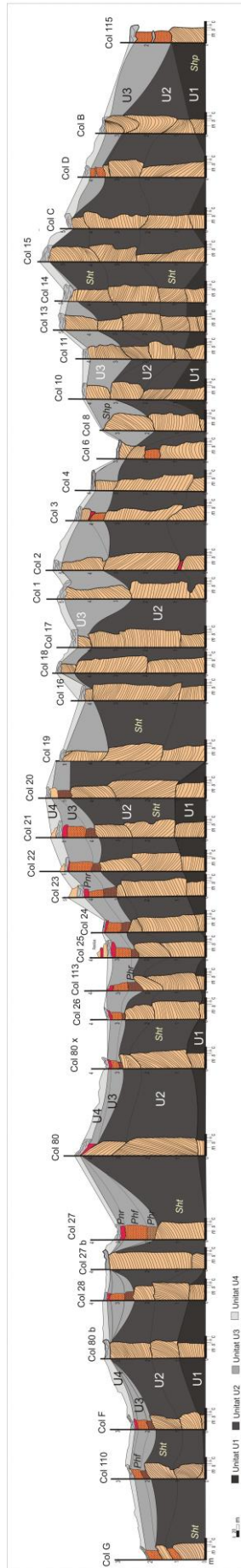


Figura 5.93. Columnes estratigràfiques dels sediments plistocens presents a Ses Salines, Eivissa.

Paleosòls

Paleosòl (*Psn*): compost per llims i argiles, de color HUE 7,5 YR 8/4 rosat, amb nivells de còdols heteromètrics de 3 cm de mida mitjana. Composició carbonatada (63%) amb una elevada presència de feldspats (11%) i quars (6%).

Paleosòl (*Phf*): llimo-arenós, molt bioturbada, de color HUE 10 YR 5/2 marró grisenc. Presenta nivells formats per crostes calcàries fortament cimentades de 0,5 mm de potència i fauna terrestre (*Xerocrassa ebusitana*). El contingut en carbonats se situa al voltant del 75%, dels quals el mineral majoritari és la calcita (61%), també és remarcable la presència de quars amb un 5,5%.

Paleosòl (*Phr*): format per llims i arenes, molt bioturbat per arrels fines, de color HUE 10 YR 6/3 marró pàl·lid. Presenta un nivell de crostes calcàries ben cimentades d'1 m de potència. Compost majoritàriament per carbonats (80%), amb una presència de quars del 5%.

Paleosòl (*Pnr*): llimo-argilós, molt bioturbada i cimentada, amb la presència de rizoconcrecions per arrels, de color HUE 5 YR 8/2 blanc rosat. El contingut en carbonats és del 87%, amb una presència de quars inferior al 3%.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques

A partir de les característiques texturals i estratigràfiques s'han pogut diferenciar quatre unitats que representen diversos episodis deposicionals (Fig 5.94), de les quals tres són eòliques, compostes per les fàcies (*Shp*, *Sht*) i una edàfica (fàcies *Phr*, *Phf*, *Pnr* i *Psn*) (Fig. 5.95).

La unitat U1, d'1 a 3 m de potència, està integrada per la fàcies (*Shp*). Es tracta de dunes parabòliques, amb una laminació de baix angle i un cabussament cap al SW. La morfologia del camp dunar està condicionada pel basament. En el seu avanç cap a terra, les dunes s'interdigiten, donant a lloc a formes còncaves i convexes. S'observa el desenvolupament incipient de sòls i de nivells llimo-arenosos de poca potència dins dels espais interdunars.

La unitat U2, de 0,30 a 1,5 m de potència està constituïda per la fàcies (*Sht*). Es tracta d'una duna remuntant, amb una laminació encreuada d'alt angle i un sentit de migració de cap a l'E-NE. La variació que presenta la mida dels grans suggereix processos de selecció d'arena durant el transport associat a les fluctuacions en la intensitat del vent (McEwan i Willetts, 1993). També s'observen marques d'esllavissades (*grainflows*) de 10 cm d'alçària i 30 cm de diàmetre, presents a la cara de sotavent. Aquesta unitat indica unes condicions ambientals àrides.

La unitat U3, d'1 a 3 m de potència, està composta per la fàcies eòlica (*Shp*) i els paleosòls (*Psn*, *Phr* i *Pnr*). Es tracta de dunes parabòliques superposades, amb una laminació encreuada, i un cabussament que indica un sentit d'avanç cap al NE. Inclou nivells de paleosòls (*Psn*, *phr* i *Pnr*) formats als espais interdunars i associats a petites llacunes.

Localment, la presència de crostes calcàries, indica unes condicions de forta evaporació, provocada per un augment de l'aridesa.

La unitat U4, de 0,20 a 0,50 m potència, està integrada pels nivells de paleosòls (*Pnr* i *Phf*), aquests suggereixen moments d'estabilitat amb unes condicions ambientals humides, associat a l'elevada presència de rizoconcrecions i fauna terrestre.

Implicacions ambientals

L'anàlisi sedimentològica de detall i de les fàcies realitzades, permet definir a la zona de Ses Salines quatre unitats: compostes per les fàcies eòliques (*Shp* i *Sht*) i pels paleosòls (*Psn*, *Phf*, *Phr* i *Pnr*). Gràcies a l'exposició dels dipòsits al llarg de la costa i a la presència de pedreres, s'observa la morfologia lateral, la qual estableix que es tracta de dos elements arquitecturals eòlics: dunes parabòliques i dunes remuntants. També s'han distingit paleosòls interdunars (associats a llacunes) i paleosòls amb crostes calcàries. La distribució espacial d'aquests elements i l'anàlisi de les superfícies de contacte, ens ha permès interpretar tres períodes d'acumulació eòlica amb sediments bioclàstics. La natura del sediment implicaria un descens del nivell de la mar i l'exposició de grans volums d'arena sobre la plataforma, facilitant el transport eòlic (Andreucci et al., 2009^a, b). El fet que el basament estigui totalment cobert per aquests dipòsits plistocens i que tinguin continuïtat subaquàtica, apunta que el nivell de la mar era força més baix que l'actual en el moment de la seva formació.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Shp	Gresos bioclàstics. Geometria tabular. Capes de 0,5 m. Molt bioturbades per vegetació.	<i>Rampes d'arena</i>	
Sht	Gresos bioclàstics. Estructura encreuada. Moderadament bioturbada per vegetació. Abundant presència de fauna terrestre i marina.	<i>Dunes</i>	
Phf	Llims i arenes. Molt bioturbada per vegetació. Presència de crostes calcàries i abundant fauna terrestre.	<i>Paleosòls</i>	
Phr	Llims i arenes de color marró. Molt bioturbada per vegetació. Rizoconcrecions d'ordre mil·limètric molt cimentades. Fauna terrestre.	<i>Paleosòls</i>	
Pnr	Llims vermells d'estructura tabular. Capes de 5 - 10 cm molt cimentades.	<i>Paleosòls</i>	
Psn	Llims vermells. De textura plàstica. Molt bioturbada per vegetació.	<i>Paleosòls</i>	

Taula 5.13. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra fi a mitjà, t: estructura encreuada, P: estructura subhoritzontal, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes, f: fossilíferes.

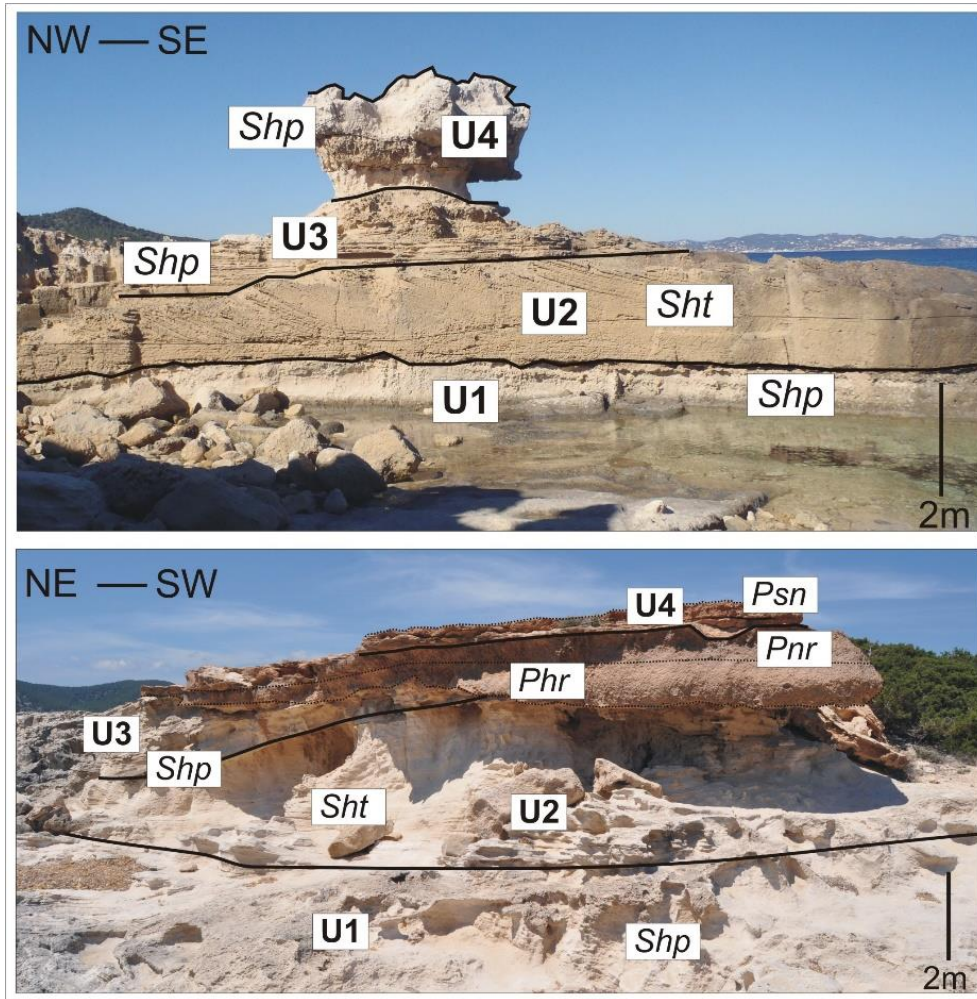


Figura 5.94: (Superior) Vista dels dipòsits plistocens on s'observen les diferents fàcies i unitats presents a Ses Salines. (Inferior) Detall de les fàcies observades a Ses Salines, la Unitat U1 està composta per la fàcies d'ambient eòlic (Shp), la unitat U2 està formada per dipòsits d'eolianites (Sht i Shp) separada de la unitat U3 per una discordança. La unitat U3 està formada per diferents paleosòls (Phr i Pnr) els quals presenten una morfologia còncava.

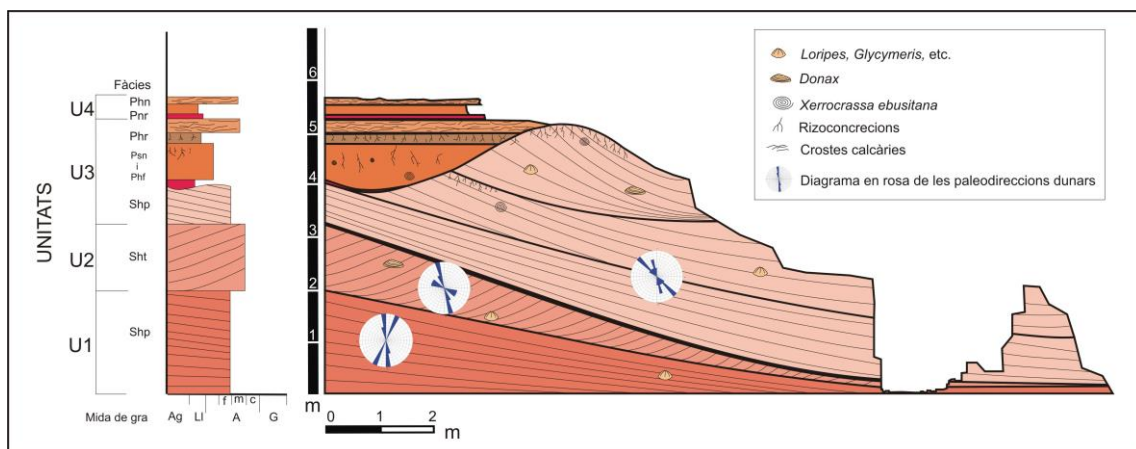


Figura 5.95. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Xuclar a Ses Salines.

5.5 La costa oriental

L'aflorament de s'Estanyol - Cap Martinet, es localitza a la costa oriental de l'illa d'Eivissa, a les coordenades geogràfiques 38° 55' 33" de latitud nord i 1° 29' 21" de longitud est. S'observen aproximadament 1,5 km al llarg de la costa i ocupen una extensió de 5,3 km² (des de la urbanització de Roca Llisa fins al Port d'Eivissa) (Fig. 5.96).

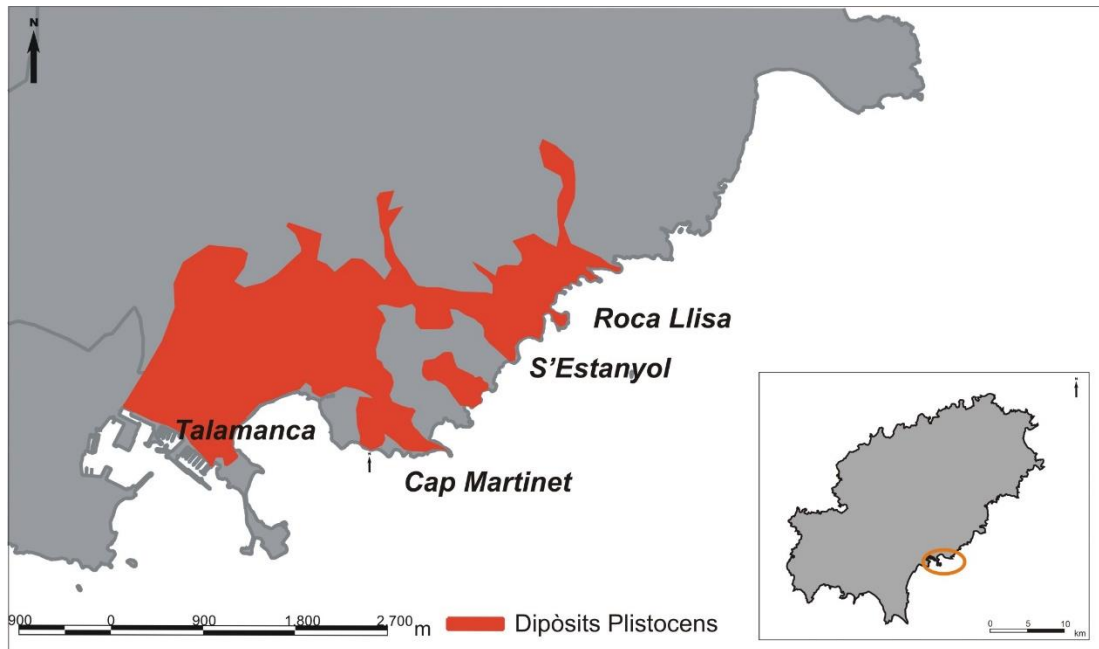


Figura 5.96. Localització i emplaçament geogràfic dels afloraments i l'abast dels dipòsits plistocens de la costa oriental.

5.5.1 Cap de Martinet i S'Estanyol.

Localització i principals trets fisiogràfics

S'Estanyol està situat al sud-est d'Eivissa. En aquesta àrea és possible observar sis dipòsits eòlics superposats, intercalats amb dipòsits col·luvials i paleosòls, exposats en uns 5 km de manera discontinua al llarg de la costa. Aquest aflorament es compon de les zones de: Talamanca, Cala Roja, Cap Martinet, Raconet de s'Amarador i Punta de s'Estanyol (Fig. 5.97 i 5.98). Aquests dipòsits plistocens s'adossen al basament, format per dolomies, bretxes dolomítiques i calcàries taulejades del Malm (Juràssic superior) i, per margues amb intercalacions de margocalcàries del Cretaci Inferior.

Aquest aflorament fou anomenat amb anterioritat per Cuerda (1975), a on remarcà la presència d'un nivell de la mar a un metre d'altura respecte al nivell de la mar actual. En aquest nivell compost per llims de color vermell grogós (HUE 5 YR 6/6) hi va descriure abundant fauna marina *Theridium vulgatum*, *Trunculariopsis trunculus*, *Thais hemastoma* i *Melania tuberculata*.

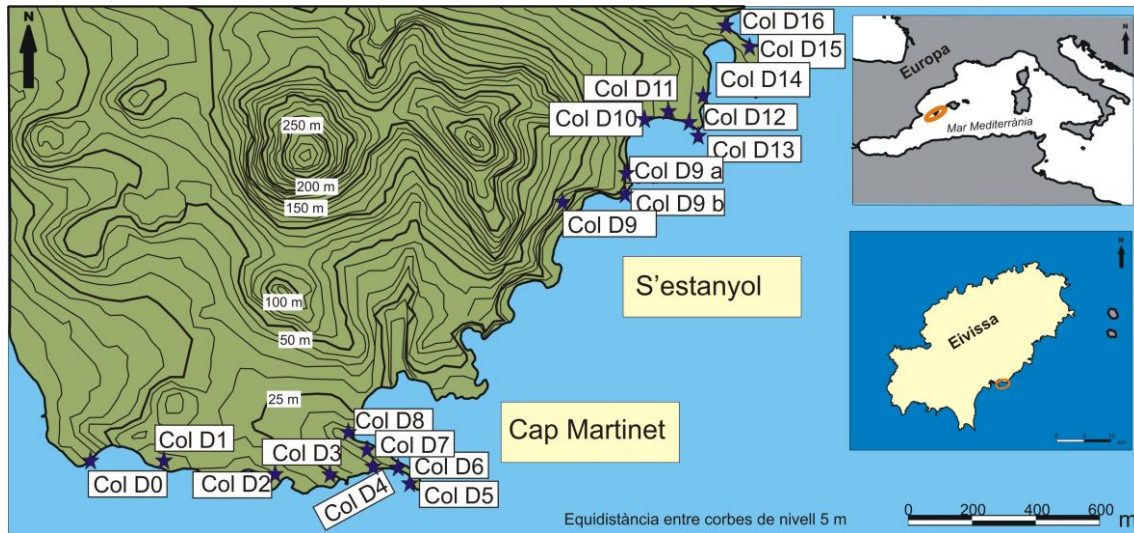


Figura 5.97. Localització i emplaçament geogràfic de l'àrea d'estudi i les columnes estratigràfiques realitzades. Base cartogràfica modificada del Mapa Topogràfic Balear, 2008.

Estratigrafia i sedimentologia (Taula 5.14)

En aquest aflorament es realitzaren un total 19 columnes estratigràfiques (Fig. 5.99), que juntament amb les anàlisis sedimentològiques i composicionals, han permès definir vuit fàcies sedimentàries, de les quals tres corresponen a fàcies d'ambient eòlic (*Sht*, *Shu* i *Sel*) que es descriuen a continuació:

Fàcies d'ambient eòlic

Fàcies (*Sht*): gresos carbonatats, composts per arenes bioclàstiques fines (125 - 250 μm) que alternen amb passades d'arenes mitjanes (250 – 500 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada tot formant capes d'1 a 2 m de potència. El grau de cimentació d'aquestes calcarenites és baix alternant amb lamines amb diferent grau de cimentació. Les làmines internes d'1 a 1,5 cm de potència es veuen parcialment alterades per bioturbacions (concrecions d'arrels d'1 a 4 cm de diàmetre i 0,20 a 0,5 m d'alçària). Aquestes mostren una direcció mitjana de cabussament de 15 ° a 35 ° N-NW. El contingut en carbonats a les arenes és superior al 80%.

Fàcies (*Shu*): gresos carbonatats, constituïts per arenes bioclàstiques fines (125 – 250 μm) que alternen amb passades d'arenes mitjanes (250 – 500 μm). Presenta un color marró molt pàl·lid HUE 10 YR 8/2 i estructura encreuada de baix angle (5 – 15 °) tot formant capes d'1 a 1,5 m de potència. Aquesta fàcies està altament bioturbada a la part superior, amb rizoconcrecions cimentades per calcita. La composició de les arenes és majoritàriament carbonatada amb un 82%, amb quantitats menors de quars (10%).

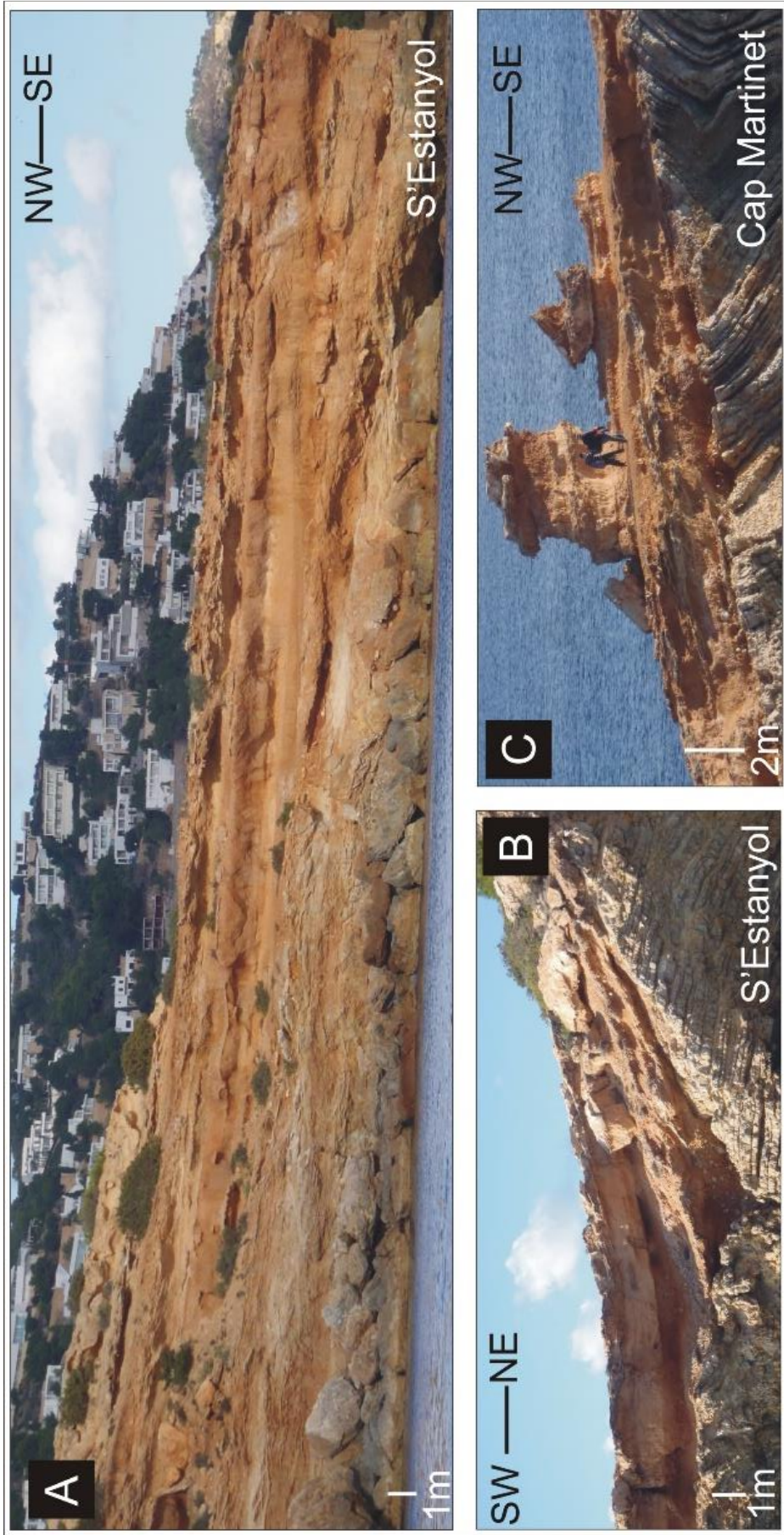


Figura 5.98. Dipòsits plistocens presents a S'estanyol i Cap Martinet. B) Vista dels sediments quaternaris de s'estanyol i C) Vista dels sediments quaternaris de Cap Martinet.

Fàcies d'ambient col·luvial

Fàcies (*Cmc*): es tracta d'una bretxa heteromètrica (2 a 15 cm) amb abundant matriu llimo-argilosa, en forma de canals de 7 a 10 cm d'alçària i de 2 a 6 m de diàmetre. La matriu presenta un color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6.

Paleosòls

Paleosòl (*Pmn*): llims i argiles de color vermell HUE 7,5 YR 6/6. Presenta nivells d'òxid de ferro i nòduls de magnesi, de textura molt plàstica. Assoleix una potència de 20 a 50 cm. S'hi observen crostes calcàries a la part superior. Aquestes crostes consisteixen en estructures filamentoses i ramificacions cimentades per calcita. La composició mineralògica dels llims i les argiles és principalment silícica, amb presència de minerals de quars, feldspats, caolinita, etc. La presència de carbonats és moderada.

Paleosòl (*Pmc*): caracteritzat per llims i argiles de color vermell HUE 10 YR 6/6, amb clasts angulars d'1 a 10 cm, imbricats pendent avall cap al E-SE. Els clasts de major grandària es veuen surant dins una matriu formada per grava fina. La matriu llimo-argilosa conté abundants nivells d'òxids de ferro amb nòduls de magnesi, de textura molt blana. Aquesta fàcies assoleix una potència de 0,30 a 1 m de potència. La seva composició és principalment carbonatada amb valors que arriben al 67%, i una elevada presència de quars (18%).

Paleosòl (*Psr*): llims de color vermell grogós HUE 7,5 YR 7/6 amb nivells arenosos. Presència de concrecions d'arrels d'1 a 2 mm de diàmetre i 5 cm màxim d'alçària i clasts angulars heteromètrics provinents del basament i orientats seguint el pendent cap al ESE.

Definició d'unitats i correlacions estratigràfiques.

A partir de l'anàlisi de fàcies, i les correlacions realitzades, s'han pogut definir fins a quatre unitats (U1, U2, U3 i U4) (Fig. 5.100), de les quals, tres són eòliques compostes per les fàcies (*Sel*, *Shu* i *Sht*). Aquestes indicarien unes condicions ambientals d'aridesa intercalades amb dipòsits col·luvials i paleosòls (Fig. 5.101 i 5.102). Les estructures sedimentàries i la informació preservada en la seva estructura interna, permeten l'interpretació genètica de les dunes grimpadores, que es van superposant en el seu avanç cap a terra, i mostren un sentit de migració de cap al N-NW. A l'interior del Cap Martinet, trobam un paquet de dipòsits més moderns, formats per materials loessics amb una abundant presència de fauna terrestre (Fig. 5.103). A causa de la mala conservació d'aquests va ser impossible veure la seva estratigrafia i, per tant, no s'ha duit a terme un estudi exhaustiu.

La unitat U1 està composta pel paleosòl (*Pmn*) i per la fàcies col·luvials (*Cmc*) que s'interpreten com a dipòsits de *sheet-floods*. D'acord amb Blair, T.C. (1999 a, b), aquests es produeixen durant el ràpid drenatge d'un gran volum d'aigua originària de la conca de captació en un moment de fortes pluges, el ràpid desglaç de neu o per l'alliberament

d'aigua emmagatzemada (p.e. Blair, T.C. i McPherson, J.G, 1994; Miall, A.D., 1996; Harvey, A., 2011).

La unitat U2 està composta per la fàcies eòlica (*Sel* i *Shu*) i pels paleosòls (*Pmn*, *Pmc*, *Psr* i *Par*). S'observen dos períodes ambientals ben diferenciats, un primer format per la fàcies eòlica (*Sel*) i pels paleosòls (*Pmc*, *Pmn* i *Par*) que suggereixen l'alternança de curts períodes freds i secs amb períodes més càlids i humits.

Nomenclatura	DESCRIPCIÓ	INTERPRETACIÓ	FIGURES
Sel	Gresos bioclàstics. D'estructura laminar. Molt bioturbada per vegetació.	Rampes d'arena	
Sht	Gresos bioclàstics. D'estructura encreuada. Molt bioturbada per vegetació, amb rizoconcrecions	Dunes	
Shu	Gresos bioclàstics. D'estructura encreuada de baix angle. Molt bioturbada per vegetació. Rizoconcrecions.	Dunes	
Par	Llims i arenes de color marró molt pàl·lid. Molt bioturbada per vegetació amb formes nodulars.	Paleosòls	
Pmc	Argiles vermelles de textura plàstica. Presència de clasts angulars en forma de canals allargassats.	Paleosòls	
Pmn	Argiles vermelles. Nivells d'òxid de ferro i nòduls de manganesi.	Paleosòls	
Psr	Llims rosats. Molt bioturbats per vegetació i fauna. Presència de rizoconcrecions cimentades d'ordre mil·limètric i nius d'insectes.	Paleosòls	
Cmc	Bretxa heteromètrica suportada per la matriu argil·limosa. Forma de canals allargassats.	Col·luvial	

Taula 5.14. Descripció simplificada de les fàcies observades a la zona d'estudi. Les fàcies sedimentàries i els paleosòls s'han designat basant-se en la següent nomenclatura: S: gresos, P: paleosòls, C: bretxes, c: còdols, e: mida de gra de fi a gruixut, h: mida de gra de fi a mitjà, l: estructura laminar, t: estructura encreuada, u: estructura encreuada de baix angle, n: massiva, r: rizoconcrecions, m: argiles, s: llims, a: arenes.

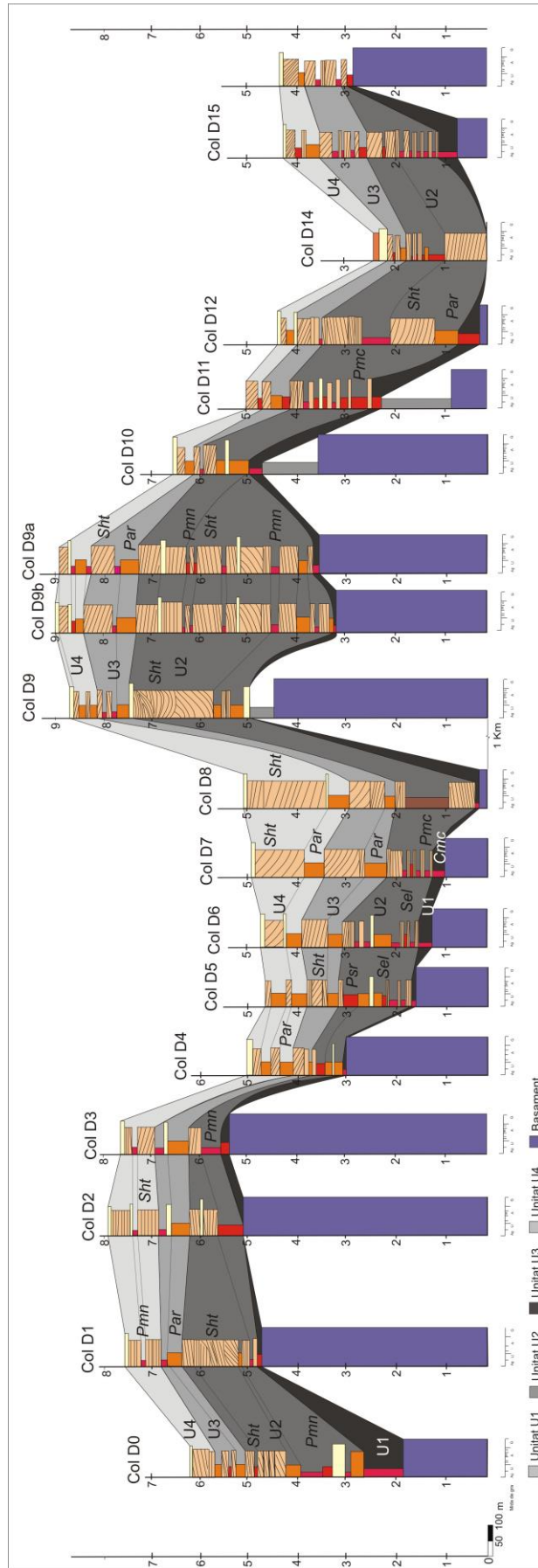


Figura 5.99. Columnes estratigràfiques dels sediments pliocèns de S'estanyol.

El paleosòl arenós (*Par*) indica la transició d'un ambient humit a un ambient àrid. El segon període està compost per les fàcies eòliques (*Sel* i *Shu*) i pels paleosòls (*Par* i *Psr*). La morfologia lateral mostra un camp de dunes, amb una migració activa cap a l'interior, associat a la direcció predominant del vent d'E – SE. Aquestes dunes són grimpadores i s'enfilen pel penya-segat fins als 50 m, amb un sentit de migració de cap a l'interior aprofitant els buits i les formes còncaues del basament. Les dunes evolucionen a dunes descendents allà a on el relleu se suavitza i el pendent és menor. La variació en el grau de cimentació que presenten aquestes calcarenites, amb l'alternança de làmines amb diferents graus de cimentació, s'atribueix a les variacions estacionals (períodes humits-períodes secs) característics del clima de la regió mediterrània (Fornós et al., 2002; Fornós et al., 2007). Per altra banda, el paleosòl (*Par*) suggereix un moment d'estabilitat climàtica.

La unitat U3, està integrada per la fàcies eòlica (*Sht*) i el paleosòl (*Par*). Aquesta unitat representa un camp dunar compost per dunes parabòliques que evolucionen a ascendents migrant terra endins tot superposant-se. El paleosòl de la part superior (*Par*) suggereix un moment climàtic estable, ara bé, les crostes calcàries indicarien un canvi de les condicions ambientals humides cap a unes condicions ambientals àrides.

La darrera unitat U4, està composta per la fàcies eòlica (*Sht*) i pel paleosòl (*Par*). S'interpreta com un sistema dunar litoral, l'estratificació encreuada mostra un sentit de migració terra endins aprofitant els buits i formes còncaues del basament.

Cronologia OSL

Dues mostres de les successions plistocèniques de S'estanyol es varen recollir, concretament al Cap Martinet. Les edats es mostren a la figura 5.98. A continuació es descriuen breument: de base a sostre, trobem la primera unitat datada, la U2, format per la fàcies eòlica (*Sel*) amb una edat de 414 ± 48 ka, aquesta unitat coincideix amb l'estadi glacial MIS 12 (434 ka). La següent i darrera unitat datada fou la U3, composta per la fàcies eòlica (*Sht*) que formen dipòsits de dunes amb una edat de 387 ± 43 ka i coincidint amb l'estadi glacial MIS 10 (360 - 400 ka).

Implicacions ambientals

A partir de les anàlisis sedimentològiques de detall i les fàcies, hem pogut distingir quatre unitats, de les quals tres són eòliques, compostes per les fàcies (*Sht* i *Sel*) que ens indicarien unes condicions ambientals àrides. Aquestes estan separades per paleosòls, els quals suggereixen moments més estables. Gràcies a l'exposició dels dipòsits al llarg de la costa, observam la gran variabilitat espacial, lateral i vertical. La morfologia vertical ens ha permès diferenciar tres elements arquitecturals, les rampes d'arena (0,5 – 1 m de potència), les dunes grimpadores (1 – 2 m de potència) i les dunes descendents (1 – 1,5 m de potència). Aquestes s'interdigiten i superposen a mesura que avancem cap a terra, aprofitant els pendents més suaus i les depressions del basament, mostrant un sentit general de migració de cap al W-NW, la qual cosa suggereix un paleovent procedent del SE. La unitat U1, està formada per dipòsits de col·luvions, concretament *sheet-floods*. Aquests ens indicarien unes condicions ambientals humides, amb fortes

tempestes, en canvi la unitat U2, on s'observa l'alternança de rampes d'arena i paleosòls llimo-argilosos, ens indica ràpids canvis de les condicions ambientals d'àrides a humides. Finalment, s'observa una evolució vertical de les dunes, on es passa de les rampes d'arena a les dunes grimpadores, i en alguns llocs a dunes descendents (Fig. 5.99).

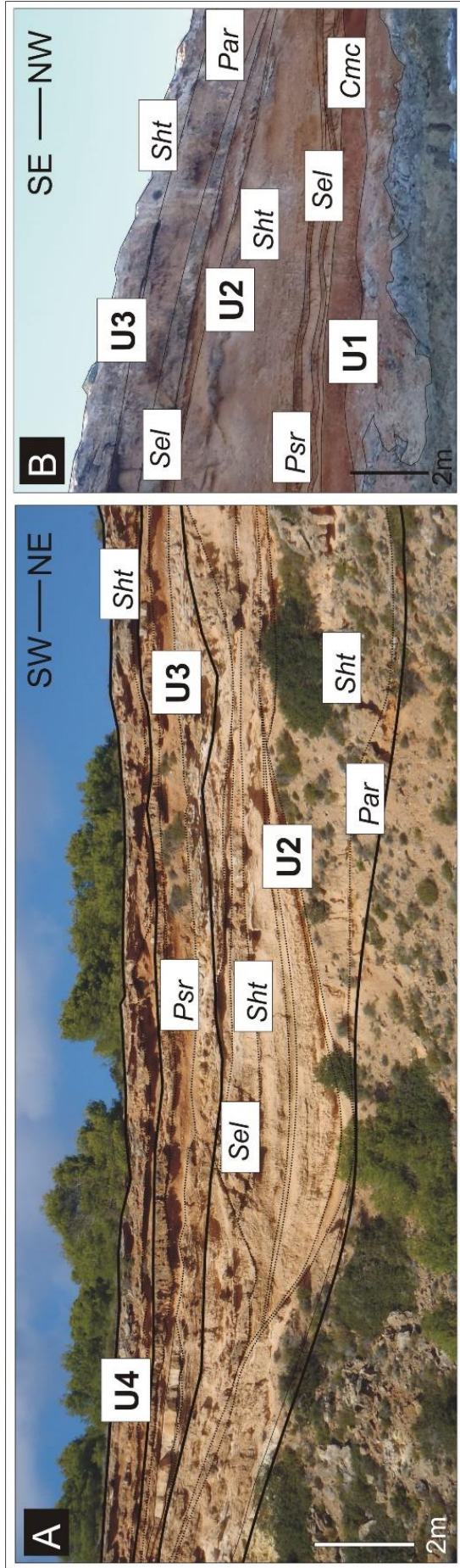


Figura 5.100 A) Vista dels dipòsits plistocens, de les fàcies i les unitats observades a s'Estanyol. B) Detall de les fàcies observades a Cap Martinet (s'Estanyol), la unitat U1 està formada per diferents rampes d'arena intercalades amb dipòsits pedogènètics (Psr) i un nivell col·luvial (Cmc), al damunt observem la unitat U2 composta pels dipòsits edícs (Sht) seguit d'una rampa d'arena separada pel paleosòl (Psr), la següent unitat és la U3, composta per la fàcies edíca (Sht) i el paleosòl (Par).

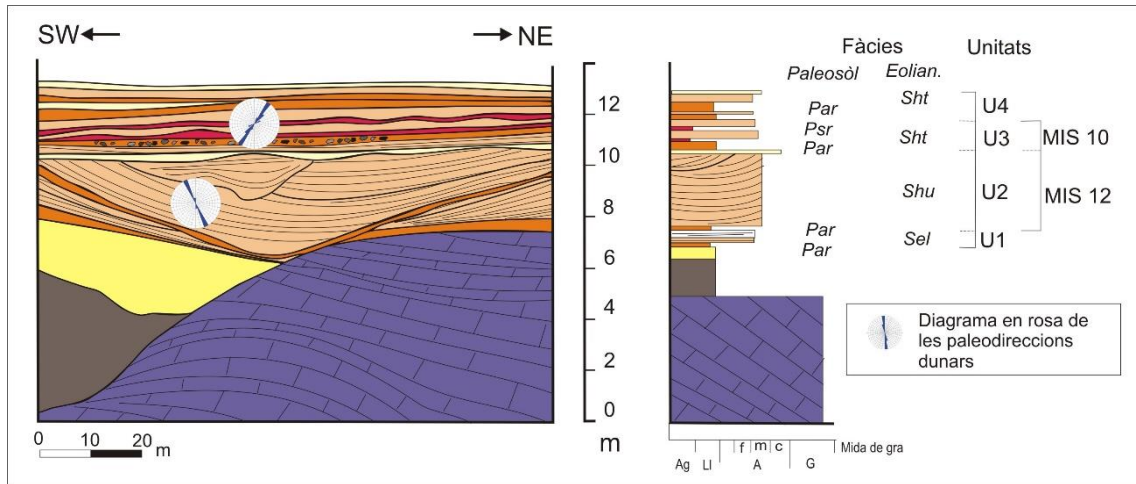


Figura 5.101. Síntesis de l'arquitectura estratigràfica, sentit de migració dels nivells eòlics, fàcies i unitats observades a Cala Xuclar a s'Estanyol.

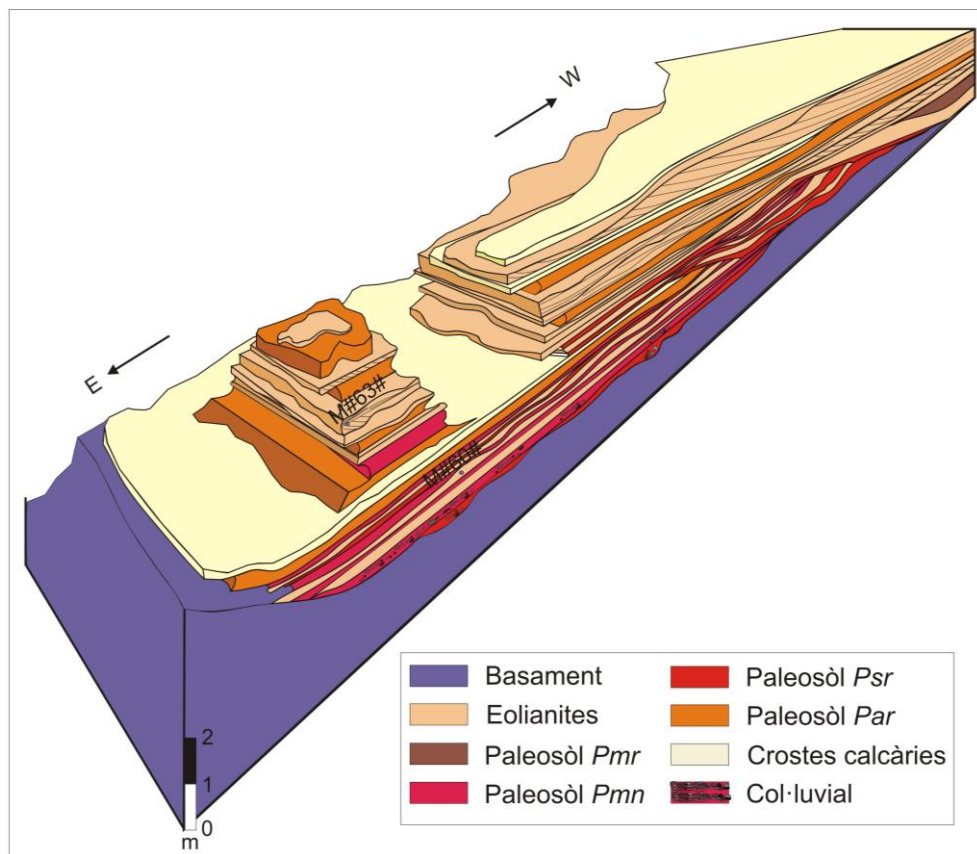


Figura 5.102. Diagrama 3D de Cap Martinet (S'Estanyol) amb la síntesis de l'arquitectura estratigràfica i la localització de les mostres recollides per a datar per OSL.

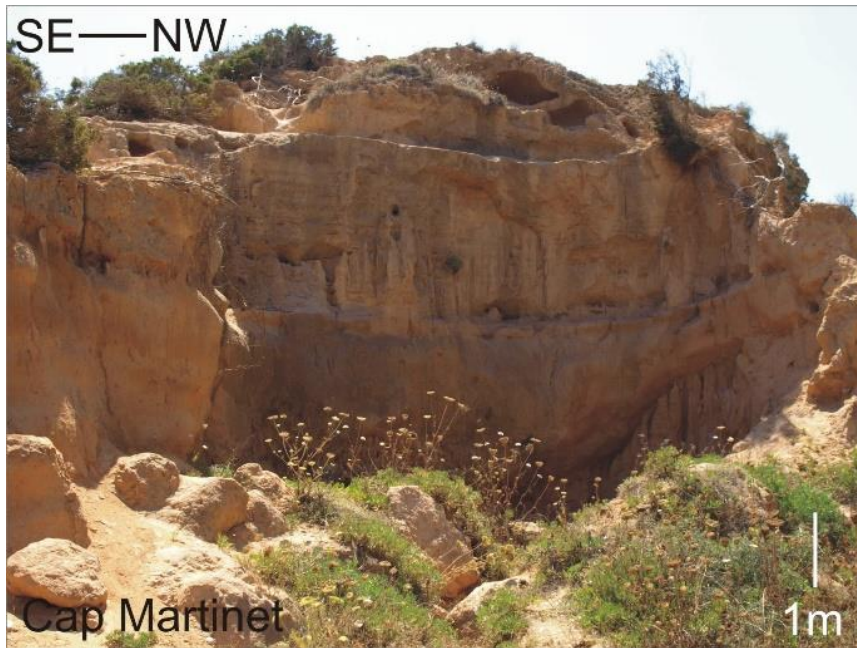


Figura 5.103. Detall dels nivells loessics ubicats al centre de Cap Martinet.

BLOC 6: CRONOLOGIA

6.1 Method

Sample collection

Twenty four sample blocks have been collected for luminescence dating from a Pleistocene carbonate aeolian deposit at Eivissa Island; four samples have been collected in Cala Xuclar section in the north-western part of the island, four samples more of Cap Negret section in the western part of the island, three samples in Punta de sa Pedrera section in the western part of the island, three samples more of Cala Bassa section (western), five samples in Platges de Compte section in the south-western of the island, three samples in Es Codolar section in the South part of the island and finally, two samples of s'Estanyol section in the south-eastern part of the island. The aeolianites were extracted from the stratigraphic layers considered to be representative for this particular section. All luminescence investigations have been performed at the Luminescence Dating Laboratory of Babes Bolyai University in Cluj-Napoca during summer 2013, and Spring 2014. Each sample block consisting of approximately 5 Kg of material was wrapped in light-proof material, labeled with codes and UTM coordinates and transported to the laboratory.

Sample preparation

Sample preparation for luminescence dating was performed in the laboratory under low intensity red light. First steps in isolating pure coarse ($>63 \mu\text{m}$) quartz consisted in treating the samples with hydrochloric acid (HCl; concentration of 10% followed by 35%) for calcium carbonate removal followed by a two-days hydrogen peroxide (H_2O_2 ; concentration of 30%) treatment for organic matter removal. Given the high content of calcium carbonate within the samples, an intensive HCl treatment has been necessary (HCl was added to the samples between 3 and 5 times per day during three weeks approximately).

The coarse grain fraction was separated through wet sieving. The large grain size interval (63-250 μm) further obtained through dry sieving is due to the lack of a sufficient amount of coarse material. For same reason, the separation of quartz from the other minerals within the sample by means of difference in density was not performed. Therefore, the treatment with 40% hydrofluoric acid usually performed to isolate the quartz grains from the plagioclase feldspars was extended from 40 to 60 minutes to assure the removal of the other minerals. The etching also removed the outer surface of the quartz grains, reducing the external ionising alpha radiation contribution to the grains to a negligible level. Precipitated fluorides resulted after the HF attack were washed away with a 60 minutes HCl (10%). For measurement, coarse quartz grains were mounted on stainless steel disks. Silicon oil was used as adhesive.

The purity of the quartz extracts was evaluated using the infrared stimulated luminescence (IRSL) response at 60 ° C to a large regenerative β -dose. A significant sensitivity to infrared stimulation accounts for an IR depletion ratio deviating more than 10% from unity (Duller, 2003).

Analytical facilities

Luminescence measurements were carried out using an automated Risø TL/OSL-DA-20 reader in the Luminescence Dating Laboratory of Babes-Bolyai University (Cluj-Napoca, Romania). The reader is equipped with blue and infrared light diodes emitting at 470 ± 30 nm and 875 ± 80 nm, respectively. The emitted luminescence signals were detected by EMI 9235QA photomultiplier tube through a 7.5 mm thick Hoya U-340 UV filter (Bøtter-Jensen, 1997). Irradiation of the samples was completed using the incorporated ^{90}Sr - ^{90}Y beta source, calibrated using gamma irradiated calibration quartz produced by Risø National Laboratory. A dose rate of 0.149 Gy/s was derived for the coarse quartz grains deposited on stainless steel.

Dose rate determination

Radionuclide (U-238/Ra-226, Th-232, K-40) specific activities were measured by high-resolution gamma spectrometry in Environmental radioactivity and nuclear dating laboratory of Babes-Bolyai University in Cluj Napoca. The dose rates were derived based on the conversion factors tabulated by Adamiec and Aitken (1998). The beta attenuation and etching factors for 63-90 μm and 63-250 μm fractions are 0.94 ± 0.050 and 0.90 ± 0.060 , respectively. Water content estimation was based on the difference between the raw and the oven-dried weight of material from the exteriors of the blocks, with a relative error of 25%.

An internal dose rate of 0.01 ± 0.002 Gy/ka was considered (Vandenberghe et al., 2008). The cosmic ray component of the dose rate was calculated using the equations published by Prescott and Huton (1994). The values for radionuclide concentrations as well as the total dose rates for these samples are given in Table 6.1.

Performance of the SAR protocol

The luminescence investigations of the samples considered here were carried out applying the single-aliquot regenerative dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000, 2003). Stimulation of the luminescence signals with the blue light emitting diodes was maintained for 40 s at 125 °C. The net CW-OSL signal was evaluated from the first 0.308 s of the decay curve with an early background subtraction assessed from the 1.69-2.30 s interval. A preheat temperature of 220 °C for 10 s and a cutheat to 180 °C were employed throughout the SAR protocol. The OSL response to a fixed test dose of 16 Gy was used through the whole set of measurements to correct for sensitivity changes. At the end of each SAR cycle a high-temperature bleach for 40 s at 280 °C was performed by stimulation with the blue diodes (Murray and Wintle, 2003).

The OSL signals displayed a rapid decay during optical stimulation. The suitability of these particular samples for D_e determination using the SAR protocol was tested in terms of recycling, IR depletion and recuperation tests. Only those aliquots with recycling and IR depletion ranging between 0.9 and 1.1 were accepted for equivalent dose estimation. Recuperation values within 0.15% of the natural signal were exhibited by all the investigated aliquots, indicating that the growth curves pass very close to the origin and that transfer of charge during the SAR protocol is negligible. The equivalent doses were determined by projecting the sensitivity corrected natural OSL signal onto the dose response curve constructed in each case. The growth of the OSL signal is best described by the sum of two saturating exponential functions. Fig. 6.1 illustrates a representative SAR growth curve for a single aliquot of coarse (63-250) grained quartz extracted from sample M#13# and highlights the generally good behavior of these samples in the SAR protocol. The inset presents a typical OSL decay curve for the same quartz fraction of sample M#13#.

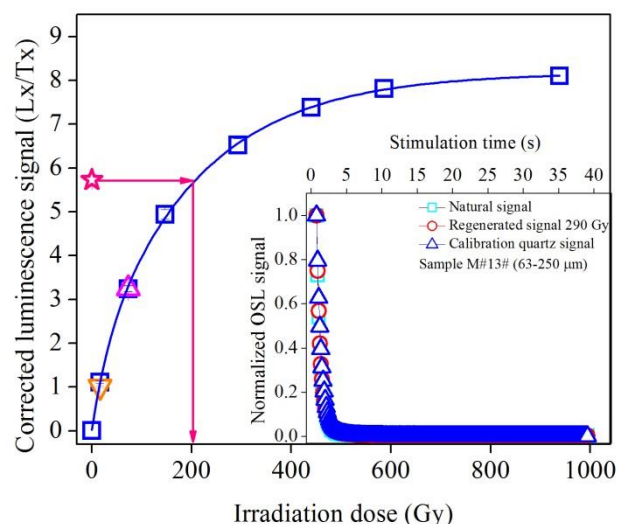


Figure 6.1. Representative sensitivity-corrected growth curve constructed for sample M#13# using one aliquot of coarse (63-250 μ m) quartz grains. The regenerated doses are shown as open squares. The sensitivity corrected natural signal is depicted as a star and the equivalent dose is indicated by arrows. Recycling and IR depletion points are represented as an open down

triangle and an open up triangle, respectively. The inset shows a typical decay curve of natural CW-OSL signal (open squares) in comparison to a regenerated signal (open circles) and a calibration quartz signal (open triangles).

Equivalent doses and OSL ages

The average D_e values and OSL ages are presented in Table 6.1 along with other data relevant to optical age and uncertainty calculation. For each investigated sample, between 6 and 16 replicate measurements of the equivalent dose were performed.

Uncertainties on the ages were calculated based on the error assessment system described by Aitken and Allred (1972) and Aitken (1976). The systematic uncertainty extends to 7.6% (1σ) and is particularly related to our estimates of the uncertainties associated with the time-averaged water content and beta attenuation factors. The random uncertainty represents a measure of the internal consistency of the optical ages and ranges from ~3% to around 10% (Timar-Gabor et al., 2011)

6.2 OSL ages results.

OSL dates show that aeolian activity in the study area took place during the MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 6, MIS 5 and MIS 4-3.

At Cala Xuclar study section (northern coast) the upper levels were dated. This levels correspond to MIS 6, MIS 5, MIS 5/4 and MIS 4/3 (Table 1). Moreover the eolian levels dated in the western coast (Cap Negret, Cala Compte and Cala Bassa) show older ages ranging from MIS 18 to MIS 6 (Table 1), achieving a continuous succession from Middle Pleistocene to Late Pleistocene.

	Sample code	Depth (cm)	Grain size (μm)	Water content (%)	ED (GY)	U-Ra (Bq/kg)	Th (Bq/Kg)	K (Bq/kg)	Total Random error (%)	Total systematic error (%)	Total dose rate (Gy/Ka)	Age (Ka)	MIS
Cala Compte profile	M#13#	1230	63-250	13.5	240 \pm 9 n=15	14.6 \pm 0.5	4.9 \pm 0.7	69.7 \pm 4.2	4.74	5.42	0.59 \pm 0.02	409 \pm 29	
	M#15#	1020	63-250	8.1	242 \pm 11 n=16	15.3 \pm 0.2	2.6 \pm 0.3	31.1 \pm 2.7	4.93	5.40	0.49 \pm 0.01	488 \pm 36	12
	M#16#	1040	63-90	14.9	220 \pm 6 n=11	16.0 \pm 0.4	3.3 \pm 0.2	34.6 \pm 3.7	3.61	5.41	0.51 \pm 0.01	448 \pm 29	12
	M#17#	440	63-250	15.9	207 \pm 5 n=10	17.1 \pm 0.5	3.0 \pm 0.3	38.1 \pm 3.6	3.29	5.67	0.57 \pm 0.01	363 \pm 24	10
	M#20#	55	63-250	14.0	78 \pm 3 n=9	15.3 \pm 0.2	2.3 \pm 0.1	12.7 \pm 3.4	4.22	6.84	0.55 \pm 0.01	142 \pm 11	6
Codolar Eivissa profile	M#22#	840	63-250	0.7	154 \pm 4 n=9	9.8 \pm 0.3	4.1 \pm 0.2	37.9 \pm 2.5	3.27	5.48	0.49 \pm 0.01	317 \pm 20	10
	M#24#	730	63-250	18	100 \pm 2 n=10	10.1 \pm 0.1	3.4 \pm 0.1	45.8 \pm 3.6	2.97	5.66	0.44 \pm 0.01	227 \pm 15	8
	M#26#	220	63-250	14.3	59 \pm 2 n=10	9.8 \pm 0.2	3.1 \pm 0.3	33.7 \pm 3.1	3.93	6.48	0.48 \pm 0.01	124 \pm 9	6
Cap Negret Eivissa profile	M#36#	820	63-250	4.2	189 \pm 11 n=11	4.8 \pm 0.1	1.5 \pm 0.2	10.5 \pm 3.3	7.1	6.63	0.25 \pm 0.01	755 \pm 73	18
	M#33#	410	63-250	3.4	204 \pm 12 n=10	3.8 \pm 0.6	2.0 \pm 0.5	17.6 \pm 3.2	7.78	7.43	0.31 \pm 0.02	668 \pm 72	16
	M#2#	260	63-250	14.9	183 \pm 11 n=11	9.6 \pm 0.7	2.9 \pm 0.8	22.0 \pm 3.0	7.17	6.65	0.43 \pm 0.02	424 \pm 41	12
	M#3#	30	63-250	7.8	172 \pm 6 n=9	11.6 \pm 1.1	4.3 \pm 0.1	30.4 \pm 4.2	4.76	6.84	0.61 \pm 0.02	281 \pm 23	8
S'Estanyol profile	M#60#	310	63-250	9.6	216 \pm 21 n=6	11.8 \pm 0.5	3.4 \pm 0.1	34.8 \pm 3.7	10.0	6.02	0.52 \pm 0.01	414 \pm 48	12
	M#63#	170	63-250	10.3	185 \pm 16 n=6	7.7 \pm 0.1	3.5 \pm 0.2	36.8 \pm 3.6	8.93	6.66	0.48 \pm 0.01	387 \pm 43	10
St Antoni profile	M#5#	850	63-250	7.6	230 \pm 17 n=8	13.5 \pm 0.5	1.7 \pm 0.2	14.6 \pm 3.6	8.00	5.56	0.42 \pm 0.01	553 \pm 54	15 b
	M#4#	420	63-250	8.8	136 \pm 6 n=11	10.6 \pm 0.2	2.4 \pm 0.2	24.8 \pm 2.7	4.82	6.11	0.44 \pm 0.01	307 \pm 24	10
	M#49#	150	63-250	12.2	175 \pm 9 n=12	21.4 \pm 0.9	3.2 \pm 0.37	29.8 \pm 2.9	5.63	5.83	0.69 \pm 0.02	254 \pm 21	8

Cala Bassa Profilp	M#9#	390	4-11 63-90 90-125 125-180 180-250	2	179±2 n=8 139±6 n=12 146±5 n=10 148±5 n=10 161±7 n=10	16.5±0.2	2.7±0.5	24.2±3.1	1.9 4.8 4.0 4.0 4.8	10.1 5.7 5.7 5.7 5.7	0.70±0.01 0.60±0.01 0.59±0.01 0.58±0.01 0.58±0.01	250±16	7
	M#6#	355	4-11 63-90 90-125 125-180 180-250	4	175±2 n=8 165±4 n=10 155±9 n=9 175±7 n=10 137±6 n=8	16.0±0.6	2.0±0.5	54.9±3.0	2.5 3.3 6.2 4.6 4.9	8.9 5.7 5.7 5.7 5.7	0.79±0.02 0.67±0.02 0.66±0.01 0.65±0.01 0.65±0.01	236±16	7 d
	M#11#	110	4-11 63-90 90-125 125-180 180-250	4	133±2 n=8 107±4 n=8 103±5 n=11 107±6 n=11 91±5 n=11	16.2±0.7	2.0±0.6	19.3±3.5	2.0 4.8 5.7 6.3 6.2	9.9 6.2 6.2 6.2 6.3	0.73±0.01 0.61±0.02 0.59±0.02 0.59±0.02 0.59±0.02	171±5	6
Cala Xuclar profile	M#D1#	350	4-11 90-250	1.4	78±1 n=7 64±6 n=14	11.6±0.1	1.39±0.16	14.4±1.2	1.86 9.44	9.79 6.24	0.54±0.007 0.45±0.005	143±8	6
	M#D2#	160	4-11 63-250	0.6	63±1 n=9 50±1 n=8	12.3±0.2	1.55±0.21	18.0±1.4	2.09 2.36	9.57 6.46	0.62±0.008 0.51±0.01	100±6	5
	M#D3#	105	4-11 63-250	3.5	52±1 n=9 50±3 n=7	12.2±0.1	2.9±0.1	40.6±1.3	2.71 6.05	8.82 6.24	0.72±0.014 0.60±0.004	77±5	4/3
	M#D4#	10	4-11 63-250	3.6	61±1 n=9 57±3 n=10	11.0±0.5	3.80±0.22	67.0±2.1	2.88 5.44	8.07 6.63	0.87±0.02 0.75±0.01	73±5	4/3

Table 6.1. Summary of the luminescence and dosimetry data. The uncertainties associated with the luminescence and dosimetry data are random; the uncertainties mentioned with the Optical ages are the overall uncertainties represent 1σ

BLOC 7: EVOLUCIÓ PALEOCLIMÀTICA I IMPLICACIONS GEOMORFOLÒGIQUES A EIVISSA DES DEL PLISTOCÈ MITJÀ AL SUPERIOR (~755 ka A ~73 ka).

En els capítols anteriors de la present memòria s'ha procedit a la descripció, caracterització i datació del registre eòlic del Plistocè a l'illa d'Eivissa. Per tal de bastir un marc ambiental i cronològic on ubicar els episodis eòlics del registre eivissenc. En el present capítol es confronten el diversos episodis eòlics descrits amb les contribucions dels estudis relatius a la variabilitat climàtica i l'evolució del nivell marí –a escala global– a partir d'anàlisis isotòpiques, tant de l'Atlàntic (Lüthi et al., 2008; Silva et al., 2009) com de la Mediterrània (Martrat et al, 2004; 2007), pels darrers 900 ka. Addicionalment, també s'han introduït, per a la contextualització paleoambiental, les característiques i significat dels dipòsits eòlics plistocens descrits a altres parts de la Mediterrània occidental, la majoria dels quals s'atribueixen al Plistocè Superior (Rose et al., 1999; Andreucci et al., 2009a, b; Fornós et al., 2009; Zazo et al., 2013; Pomar et al., 2015) així mateix també es donen dades sobre l'oscil·lació del nivell marí durant el Quaternari a Mallorca (Dorale et al., 2011; Zazo et al., 2002 i 2013).

En el present bloc doncs, intentarem sintetitzar i discutir les condicions paleoambientals en què es desenvolupà l'acumulació eòlica durant el Plistocè a Eivissa i la influència que sobre aquesta acumulació jugaren diferents contextos fisiogràfics i geomòrfics. Aquesta contextualització partirà d'una primera síntesi de les principals fases eòliques, a la que seguirà la discussió sobre el significat climàtic dels dipòsits eòlics. Finalment, s'abordaran les diferències en quant a la distribució dels dipòsits en funció de la seva edat i del tipus de depòsit.

7.1 Contextualització paleoambientals de les unitats sedimentàries eòliques del Plistocè identificades a l'illa d'Eivissa.

Del conjunt d'afloraments i seccions estudiades a l'illa d'Eivissa, juntament amb el programa de datacions OSL dels diferents dipòsits netament eòlics, s'han pogut ubicar cronològicament 12 episodis eòlics que abasten des de la transició del MIS 18 (~755 ka) fins a la transició del MIS 3 al 2 (~73 ka). Els nivells més antics que compten amb una datació pertanyen al MIS 18 i afloren a la costa occidental, mentre que els més moderns afloren a la costa meridional i Septentrional i, s'associen a l'estadi MIS 4-3 (Fig. 7.1).

A continuació es comenten per ordre cronològic, de base a sostre, les característiques ambientals dels diferents esdeveniments sedimentaris del Plistocè identificats a l'illa d'Eivissa.

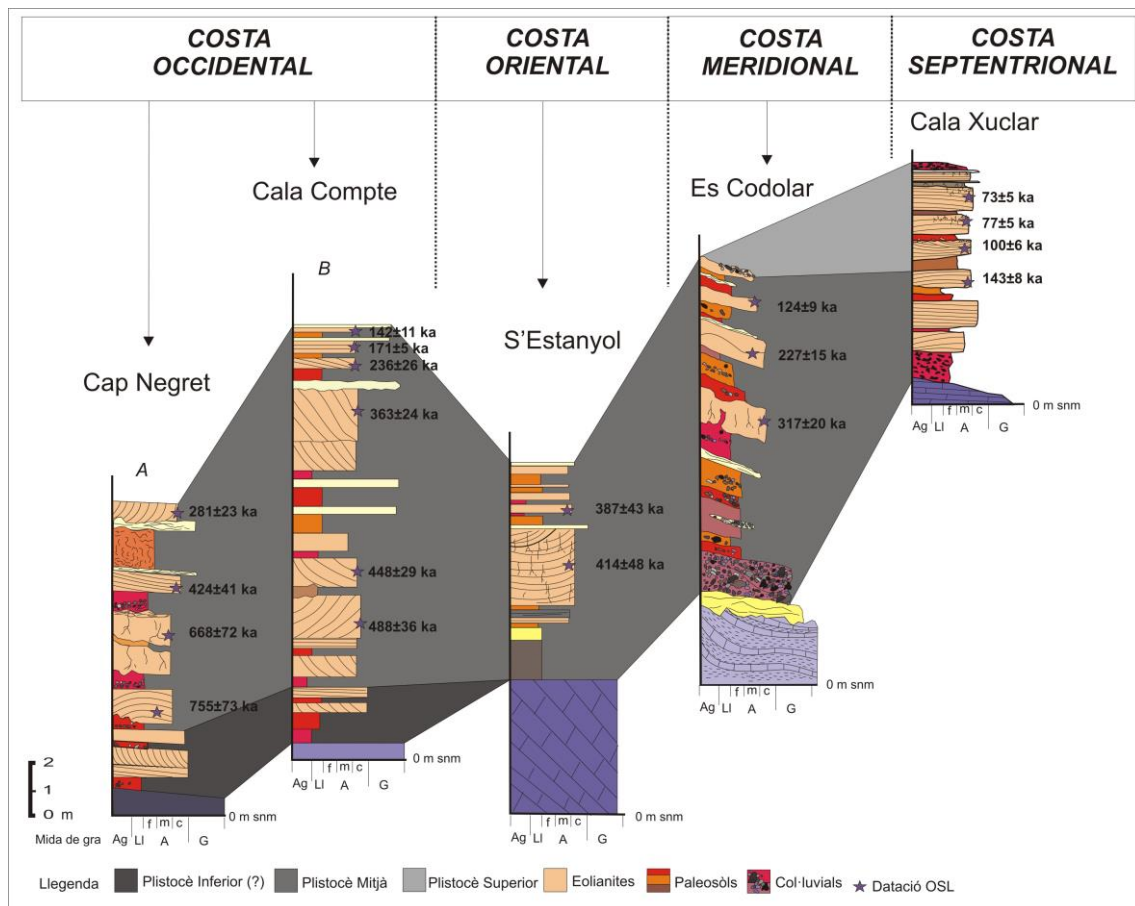


Figura 7.1. Columnes sintètiques de l'estratigrafia pliocèna de cada tram de costa de l'illa d'Eivissa. Els límits pliocèns establerts són orientatius a partir de les datacions OSL realitzades.

Fase Dunar 1 (FD#01)

El nivell dunar datat més antic d'Eivissa ha estat datat en 755 ± 73 ka. Per sota s'ha descrit, a alguns dels afloraments, l'existència d'un nivell eòlic previ cobert per un depòsit col·luvial, tot i que no és possible inferir-ne una edat ni per criteris estratigràfics, ni per criteris regionals.

Fase Dunar 2 (FD#02)

El primer nivell dunar que s'ha pogut datar en aquesta memòria, dona una edat de 755 ± 73 ka; el que el situa a l'estadi isotòpic MIS 18. Durant aquest període el nivell de la mar descendí fins a -110 m respecte del nivell mitjà actual de la mar (Silva et al., 2009), la temperatura atmosfèrica era de $6,5$ °C (Jouzel et al., 2007) i les concentracions de CO₂ entre 177 i 212 ppm (Lüthi et al., 2008).

Just per sobre de la segona fase dunar s'ha descrit un potent nivell col·luvial que amb característiques semblants apareix a diferents afloraments estudiats de la costa eivissenca. Aquest es troba entre dos nivells eòlics datats en 755 ± 73 ka i 668 ± 72 ka, corresponents al MIS 18 i MIS 16 respectivament. Per la qual cosa és factible l'assumpció de la seva pertinença al MIS 17. El MIS 17 és un estadi interglacial que es caracteritza per un nivell marí de -20 m respecte del nmm actual i una temperatura atmosfèrica de 17 °C (Jouzel et al., 2007).

Fase Dunar 3 (FD#03)

El tercer període de formació de camps dunars a la pitiüsa major, es caracteritza per un potent nivell eòlic interestratificat entre el nivell col·luvial descrit anteriorment i un paleosòl a sostre. Aquest nivell eòlic ha donat una edat de 668 ± 72 ka, el que l'ubica a l'estadi isotòpic MIS 16. Aquest estadi isotòpic és caracteritza per un progressiu descens del nivell de la mar, arribant a assolir cotes inferiors als -130 m respecte del nivell de la mar (Silva et al., 2009); una temperatura atmosfèrica d'uns $6,5$ °C (Jouzel et al., 2007) i unes concentracions mínimes de CO₂ de 172 ppm (Siegenthaler et al., 2005). Després d'aquest pic regressiu, el nivell de la mar sofrí un sobtat augment fins a arribar a cotes per damunt dels -10 m respecte del nivell actual de la mar, cap al MIS 15, (Silva et al., 2009), amb una temperatura atmosfèrica de 16 °C (Jouzel et al., 2007) i unes concentracions de CO₂ al voltant dels 261 ppm (Siegenthaler et al., 2005; Lüthi et al., 2008) que serien les condicions en les quals se suposa es desenvolupà el paleosòl que cobreix la tercera de les fases dunars eivissenques.

Fase Dunar 4 (FD#04)

El següent període de sedimentació eòlica observat a Eivissa dóna una edat que en funció de les localitats varien entre els 488 ± 36 ka, 448 ± 29 ka, 424 ± 41 ka i els 414 ± 48 ka, que es correspon al MIS 12. Aquests nivells eòlics, observats entre nivells llimosos de poca entitat, assoleixen la potència més grossa dels dipòsits eòlics plistocens estudiats. Durant el període del MIS 12 sabem que es produí un descens del nivell de la mar de -130 m (Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2009; Silva et al., 2009), i la temperatura atmosfèrica era de 5,5 °C (Jouzel et al., 2007) amb unes concentracions de CO₂ al voltant dels 190 ppm (Petit et al., 1999; Siegenthaler et al., 2005).

A l'illa d'Eivissa, no es té constància directa de l'existència de dipòsits plistocens corresponents a l'estadi isotòpic MIS 11. Ara bé, a sobre dels nivells eòlics del MIS 12, hem observat nivells llimosos que molt probablement, i a partir de criteris regionals i en base a les datacions realitzades dels nivells dunars anteriors, podem considerar-se com a pertanyents al MIS 11. Al llarg del període MIS 11 el nivell de la mar fou més alt que durant els anteriors interglacials, amb una durada també més llarga (Waelbroeck et al., 2002; Zazo, 2006). La concentració de CO₂ durant aquest episodi interglacial, es mantingué per damunt dels 275 ppm des del 414 ka (part més antiga del Sondeig de Vostok) fins als 379 ka, decreixent posteriorment de forma gradual fins arribar a valors mínims de 188 ppm als 352 ka, quan entrà el màxim glacial següent, el MIS 10 (Zazo, 2006).

Fase Dunar 5 (FD#05)

El cinquè període d'activitat eòlica del qual tenim constància als dipòsits estudiats, ha donat les següents edats 387 ± 43 ka, 363 ± 24 ka i els 317 ± 20 en funció de les diferents localitats, i que es corresponen al MIS 10. Aquest període es caracteritza per un nivell marí baix de -115 m (Silva et al., 2009), amb una temperatura atmosfèrica al voltant dels 5,5 °C (Jouzel et al., 2007), amb unes concentracions de CO₂ de 185 ppm (Petit et al., 1999). Aquest període de sedimentació eòlica es perllonga fins a la transició del MIS 10 al MIS 9 (Fig. 7.1 A) període interglacial a on es produí un augment sobtat del nivell marí arribant al metre per sobre del nivell de la mar actual (Zazo, 2006), amb una temperatura atmosfèrica de 19 °C (Jouzel et al., 2007) i unes concentracions de CO₂ al voltant dels 290 ppm (Petit et al., 1999). També hem pogut observar, localment, alguns nivells limo-arenosos ubicats a sobre dels nivells eòlics d'aquesta unitat associada al MIS 10, el que permet inferir una probable pertinença a l'estadi MIS 9.

Fase Dunar 6 (FD#06)

A l'illa d'Eivissa aquest període glacial està representat per un nivell eòlic de poca potència amb edats que en funció de les localitats varien entre els 281 ± 23 ka i els 254

± 21 ka, interestratificat entre col·luvials i paleosòls. Així doncs, el sisè període de sedimentació eòlica correspondria al MIS 8. Segons Ginés et al., (2001) –en un estudi realitzat als espeleotemes freàtics de les coves costaneres de Mallorca– durant l'estadi isotòpic del MIS 8 el nivell de la mar davallà fins als 23 metres per sota del nivell marí actual. La temperatura atmosfèrica durant aquest període glacial romangué entorn els 6°C (Jouzel et al., 2007) i les concentracions de CO₂ foren de 180 ppm (Petit et al., 1999).

Fase Dunar 7 (FD#07)

El setè període de sedimentació eòlica del que tenim constància als afloraments estudiats, està representat per un nivell eòlic ubicat a sobre d'un nivell llimós amb una edat de 250 ± 16 ka i 236 ± 16 ka corresponents a l'estadi isotòpic al MIS 7; concretament a l'etapa regressiva del MIS 7d (230 ka); moment en què la mar davallà al voltant dels – 75 m (Waelbroeck et al., 2002; Rohling et al., 2009; Silva et al., 2009), la temperatura atmosfèrica arribà a valors de 7°C i paral·lelament davallaren les concentracions de CO₂ fins valors de 180 ppm (Petit et al., 1999).

Fase Dunar 8 (FD#8)

El vuitè període d'activitat eòlica s'observa a la costa occidental d'Eivissa, i correspon al penúltim estadi glacial MIS 6 als 171 ± 5 ka i 143 ± 8 ka. Aquest període es caracteritza per un nivell marí baix (-90 m), que sofreix un progressiu descens fins arribar als -130 m (Siddall et al., 2003; Rabineau et al., 2006; Silva et al., 2009) amb una temperatura atmosfèrica de 7° C i una temperatura superficial mitjana de la mar de 13 °C (Rose et al., 1999). Dins el MIS 6, s'observa un altre període de deposició eòlica a la costa septentrional de l'illa, representat per un potent nivell eòlic que ha donat una edat de 143 ± 8 ka. Aquest període de sedimentació eòlica se situa a la transició entre el MIS 6 i el MIS 5, moment en el qual el nivell de la mar mostra un signe ascendent, fins a arribar als 3 m per sobre del nivell de la mar actual al llarg del MIS 5e. Per aquest interval se suposa una temperatura superficial mitjana de la mar de 13 °C (Martrat et al., 2004) i unes elevades concentracions de CO₂ del voltant dels 278 ppm (Lüthi et al., 2008; Petit et al., 1999).

Fase Dunar 9 (FD#9)

El novè període de sedimentació eòlica observat als dipòsits estudiats, està representat per nivells eòlics de gran potència ubicats entre nivells llimosos a base i sostre, amb una

edat de 100 ± 6 ka . Aquest període de deposició eòlica coincideix amb l'etapa regressiva del MIS 5d-c (102 ka), durant el qual la temperatura superficial de la mar arribà als 10°C (Martrat et al., 2004 i 2007), mentre que la temperatura terrestre mitjana es situava als 7°C (Rose et al., 1999).

Fase Dunar 10 (FD#10)

L'antepenúltim període de deposició eòlica identificat a la seqüència plistocena de l'illa, es situa a la transició entre el MIS 5a i el MIS 4 (77 ± 5 ka). Aquest període es caracteritza per un descens del nivell de la mar, passant d'1 m per sobre del nivell de la mar actual durant el MIS 5a (Polyak et al., 2014) a cotes per davall dels -50 m al MIS 4 (Waelbroeck et al., 2002; Rabineau et al., 2007; Rohling et al., 2009; Silva et al., 2009; Camoin i Webster, 2015). La temperatura superficial mitjana de la mar era de 12°C (Martrat et al., 2004 i 2007) mentre que la terrestre assolí valors de 17°C (Rose et al., 1999).

Fase Dunar 11 (FD#11)

El penúltim període de formació dunar apareix solament a la costa septentrional d'Eivissa i correspon a l'estadi isotòpic del MIS 4 (73 ± 5 ka). Durant aquest període el nivell de la mar es situà al voltant dels -20 m (Gràcia et al., 2001; Andreucci et al., 2009a, b) als -70 m (Waelbroeck et al., 2002; Pascucci et al., 2014), amb unes temperatures mitjanes de la superfície de la mar de 10°C (Martrat et al., 2004 i 2007) i unes temperatures terrestres mitjanes d'entre els 8 i els 5°C (Rose et al., 1999).

Fase Dunar 12 (FD#12)

Part damunt de la fase dunar 11 encara és possible trobar un altre nivell dunar lleugerament cimentat que no ha estat possible datar i sobre el que es poden trobar les dunes holocenes (Servera, 1997). Per context regional i en base al patró detectat de correspondència entre períodes freds i el predomini de les fases o acumulacions eòliques, s'assumeix que el darrer període de sedimentació eòlica identificat a l'illa Pitiüsa, podria pertànyer a nivells de sedimentació eòlica més recents que els datats en aquesta tesi, per l'alta presència en aragonita i els canvis en la litificació que presenten. Durant aquest període el nivell de la mar sofrí un progressiu descens fins a arribar a cotes de -125 m respecte del nivell de la mar actual (Zazo et al., 2002 i 2003; Pascucci et al., 2014). En paral·lel, durant el MIS 2 tant les temperatures superficials mitjanes de la mar com les terrestres i les concentracions de CO_2 , experimentaren un progressiu descens (Jouzel et al., 2007; Lüthi et al., 2008).

7.2 Contribució dels dipòsits eòlics plistocens eivissencs al debat sobre els processos genètics de les eolianites i el context paleoclimàtic.

L'evolució paleoclimàtica del Quaternari a escala global ha estat profusament estudiada en els darrers temps gràcies a tota una sèrie d'indicadors que se fonamenten, bàsicament, en l'estudi de l'anàlisi dels isòtops estables; sia analitzant les concentracions de gasos atmosfèrics procedents de les bombolles de gas atrapades al gel i acumulat durant mil·lennis en latituds elevades, o sia analitzant el registre sedimentari i fòssil marí del fons oceànic (Lowe i Walker., 1997 i 2015). Diferents estudis a escala global, demostren que la corba de concentracions de CO₂ s'ajusta molt bé durant els darrers 800 ka amb la corba de la temperatura (Lüthi et al., 2008) i amb els registres d'O¹⁸ bentònic tant de la Mediterrània (Martrat, 2004; 2007) com de l'Atlàntic Nord (Silva et al., 2009). A partir dels registres continus d'O¹⁸ bentònic, ha estat possible realitzar la reconstrucció del nivell marí pels darrers 900 ka (Fig. 7.2a). Les anomalies de la temperatura durant els períodes més freds de totes les èpoques glacials van des dels menys 9°C als menys 9,5°C (Jouzel et al., 2007); amb unes concentracions generals de CO₂ del rang dels 180 als 190 ppm en volum, excepte en els estadis isotòpics MIS 18 i MIS 16 on es troben les concentracions significativament més baixes de CO₂ al voltant dels 172-180 ppm (Lüthi et al., 2008) (Fig. 7.2.b, c i d).

A partir de les dades anteriors s'han representat els diferents episodis eòlics presents a Eivissa sobre la corba climàtica i d'osil·lació del nivell marí dels darrers 800 ka (Fig. 7.2), es pot afirmar que, en termes generals, els 12 episodis de deposició eòlica que s'han caracteritzat i descrit a la present memòria queden contextualitzats a períodes de nivell marí baix (*lowstand*) i de signe fred. Aquest escenari implicaria la reiterada exposició dels bancs d'arena carbonatada d'origen biogènic, acumulats a la plataforma continental, que serien transportats terra endins per l'acció eòlica durant els *lowstands*. Una acció eòlica eficient associada a l'aridesa que caracteritza bona part dels períodes freds, així com a una major intensitat dels vents (Martrat et al., 2007).

En la literatura científica d'abast internacional són abundants les discussions en què es plantegen els factors que intervenen en la deposició eòlica, siguin tant de tipus geomorfològic com de tipus paleoclimàtic (Flor, 1990; Clemmensen et al., 1997 i 2001; Mountney, 2006; Pye i Tsoar, 2009; Andreucci et al., 2009a, b; Fornós et al., 2009; Miall, 2010; Fornós, 2011; Bristow i Mountney, 2013; Pascucci et al., 2014).

Així les coses, en línies generals, la hipòtesi més estesa proposa que la major part dels períodes de sedimentació eòlica coincideixen amb èpoques fredes (Bender, 2013) - ambient àrid i fred- i amb períodes del nivell de la mar baixa (Andreucci et al., 2009a, b; 2010; Fornós et al., 2009; Pavelic et al., 2011; Fornós et al., 2012; Andreucci et al., 2014;

Pascucci et al., 2014), on l'increment de l'exposició de superfícies arenoses a la plataforma ocasionada per la davallada del nivell de la mar, afavoreix la mobilització per l'acció eòlica sobre el sediment acabat d'exposar. Complementàriament, durant els períodes d'ascens del nivell de la mar, normalment associat a unes condicions més càlides i humides, i tenint present la disminució de la disponibilitat de sediments pel negament de la plataforma, els processos de tipus col·luvials (Harvey, 2013) i d'edafització (Rose et al., 1999) presenten un major desenvolupament.

No obstant, d'altres autors com Brooke (2001) o Pappalardo et al. (2013) insisteixen en l'acumulació de les eolianites durant períodes interglacials i coincidint amb nivells marins alts. Entre d'altres justifiquen aquest escenari amb la necessitat de l'aportació fluvial del sediment i la proximitat de la costa per tal de generar les acumulacions de sediment i els ambients favorables a la formació de les dunes.

Pye i Tsoar, (2009), exposen quatre models de formació de dunes costaneres en relació al nivell de la mar. El primer model, explica la formació de dunes durant un nivell marí elevat. El segon model exposa la formació de dunes amb el descens del nivell marí, quedant exposats grans bancs d'arena i deixant més superfície exposada; el tercer model de formació dunar correspon al nivell de la mar baix, que es el moment de màxima exposició continental i dels bancs d'arena, i finalment el quart model, on la formació de dunes en donaria amb l'ascens del nivell de la mar, durant les transgressions. A partir de les dades aportades en aquesta tesi, la deposició de les dunes a Eivissa sembla coincidir amb el segon i tercer model, és a dir, que les dunes es formaren durant el descens del nivell marí i/o durant els nivells marins més baixos.

Bona part dels estudis existents a àmbits geogràfics propers i relatius al Plistocè superior, com puguin ser els realitzats a l'illa de Sardenya (Andreucci et al., 2009 a, b; Pascucci et al., 2014), a la costa sud-est de la península Ibèrica (Rodríguez-Vidal et al., 2013) o a Mallorca (Cuerda, 1989; Butzer i Cuerda, 1962; Fornós et al., 2009; Pomar et al., 2013; Pomar et al.; 2015) que també apunten cap a l'escenari fred i de nivell marí baix com al mecanisme genètic de formació i acumulació dels dipòsits eòlics.

7.3 Evolució i variabilitat espacial dels dipòsits plistocens de l'illa d'Eivissa.

En el present apartat es fa una descripció detallada de l'evolució ambiental enregistrada pels dipòsits que afloren en els diferents trams de costa en què hem subdividit l'illa d'Eivissa amb especial èmfasi en els trets geomorfològics i la cronologia corresponent als distints estadis isotòpics marins del Plistocè.

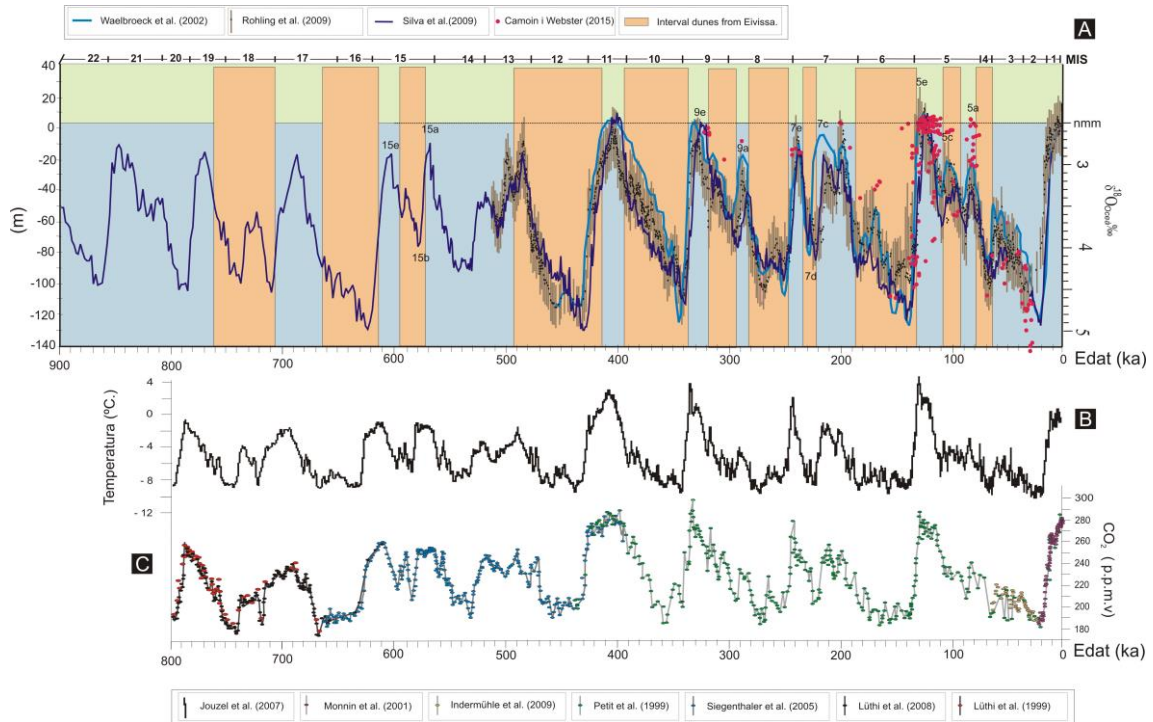


Figura 7.2. A) Reconstruccions del nivell de la mar pels darrers 900 Ka basat en registres continus d' O^{18} bentònic per Silva et al., (2009); reconstruccions del nivell de la mar pels darrers 500 Ka basat en registres continus, recopilats del Mar Roig per Rohling et al., (2009 i 2012); registres d' O^{18} bentònic present a les aigües profundes de Waelbroeck et al., (2002); registre d'esculls de coral per Camoin i Webster (2015) i representació dels períodes de sedimentació eòlica a l'illa d'Eivissa a partir de les datacions absolutes OSL realitzades en la present investigació. B) Corba de l'anomalia de la temperatura pels darrers 800 Ka (la temperatura mitjana és d'aproximadament 15°C). Dades procedents dels sondejos de gel antàrtic (EPICA Dome C temperature) presentats per Jouzel et al., (2007). C) Recopilació dels registres de CO_2 de Monnin et al., (2001) –cercles liles–, Siegenthaler et al., (2005) –cercles blaus–, Lüthi et al., (2008) –cercles vermells– i negres per a Indermühle et al. (2000), cercles marrons per a Petit et al., (1999) i Pepin et al., (2001) i Raynaud et al., (2005) en cercles verds.

7.3.1 Costa occidental

Els dipòsits sedimentaris plistocens més antics de l'illa d'Eivissa, es localitzen a la costa occidental, concretament a l'àrea més septentrional de Cap Negret. A la Fig. 7.3 es presenta un model de reconstrucció de l'acumulació eòlica a la costa occidental a partir de l'estadi isotòpic MIS 20. Com ja s'ha indicat anteriorment, aquest període es caracteritza per un nivell de la mar baix, i els diferents afloraments de la costa occidental descrits al capítol 5 mostren evidències de la formació d'un camp de dunes parabòliques que evolucionaren a dunes grimpadores a mesura que migraven cap terra endins i entraven en contacte amb els relleus i se superposaren sobre cossos al·luvias-col·luvials,

que avui per avui formen els penya-segat costaners o la base de les seqüències plistocenes. L'anàlisi de paleodireccions indica que aquesta acumulació eòlica es donà sota un vent predominant del SSW (Fig. 7.3a).

En el context de la regressió marina dels MIS 18, s'hi dona un nou domini de l'acumulació eòlica datat en $(755 \pm 73 \text{ ka})$ que pren forma en la constitució d'un camp de dunes parabòliques de gran potència (2 – 3,5 m). El cabussament de les làmines d'aquests dipòsits eòlics, mostren un sentit de migració de cap al NNE i per tant, suggereixen un paleovent predominant del WSW (Fig. 7.2b). L'absència de rizoconcrecions es podria interpretar com una manca de colonització vegetal i que per tant, que les dunes es formaren probablement durant un període molt àrid. En els diferents afloraments se constata que aquest nivell dunar tant es superposa al nivell eòlic anterior com al basament. Ara bé, durant el MIS 18 també es produí un pic transgressiu (720 ka) on el nivell de la mar arribà als -50 m, aquest ascens del nivell de la mar va interrompre la formació de dunes i afavorí la formació de sòls. De fet en algunes seccions s'aprecien nivells de paleosòls que podrien correspondre a aquest moment de biostasia, tot i que seguiria una nova pulsació eòlica, la qual pren forma en uns nivells amb característiques de dunes parabòliques que es superposen al paleosòl esmentat. En bona part del sector occidental s'observa com a sobre d'aquests darrers dipòsits eòlics descansa un nivell argilo-llimós amb abundant presència de còdols i una arquitectura típica de planes d'inundació–dipòsits de vessant amb formes típiques de fluxos canalitzats. Aquesta unitat, s'ha interpretat com a una fase col·luvial i seria indicativa d'una variació de les condicions ambientals cap a un clima més càlid i humit que podria correspondre a l'estadi interglacial, de signe càlid del MIS 17 (ca. 700 ka) (Fig. 7.3c).

Al MIS 17 li segueix un descens progressiu del nivell de la mar, fins a arribar a cotes de –130 m que defineixen els trets del MIS 16. Els nivells de les seqüències que per correlació estratigràfica se consideren que pertanyen en aquests període, mostren la formació de dos sub-episodis dunars, composts per dunes parabòliques que s'intercalen amb alguns paleosòls, ambdós formats sota un vent predominant del NW (Fig. 7.3d).

Per altra banda, s'ha observat que la laminació de la part superior de les dunes, està molt alterada per la vegetació, de la qual encara queden restes (rizoconcrecions) molt calcificades. Aquest fet suggereix unes condicions menys àrides que altres fases dunars per tal de permetre la colonització per vegetació. Cal remarcar que a l'àrea de sa Punta de sa Pedrera, la mostra datada per OSL M#5# restava sobre el segon dels nivells eòlics esmentats. El resultat de la datació absoluta dóna una edat de $553 \pm 54 \text{ ka}$, per tant, és probable que aquest nivell eòlic pertanyi a un període regressiu ocorregut durant el MIS 15 (MIS 15b). A partir d'aquesta dada es pot inferir que el nivell eòlic inferior pertany al MIS 16 (Fig. 7.3c i d).

El canvi en les condicions ambientals, podria venir representat pel desenvolupament de paleosòls limo-argilós a sobre el nivell dunar. A destacar, la presència de nivells amb

travertins a l'àrea de Cap Negret i a Cala Compte, que es podrien relacionar amb una abundant aportació i circulació hídrica, així com al probable increment de la temperatura, ja que aquestes condicions afavoreixen la precipitació dels carbonats formant els travertins (Toker et al., 2014; Claes et al., 2015). És probable, que aquests nivells de travertins i paleosòls, corresponguin al període càlid del MIS 15 i/o MIS 13. Es té constància, que durant el pas del període glacial MIS 16 al MIS 15, la concentració de CO₂ va augmentar considerablement – de 170 ppm de CO₂ al MIS 16 als 260 ppm de CO₂ durant el MIS 15 (Siegenthaler et al., 2005; Lüthi et al., 2008) –, gràcies a l'augment de la biomassa (Zazo, 2004; Brook, 2005) fet podria correspondre a l'abundant presència de restes vegetals i travertins a la zona.

Segons la corba del nivell marí aportada per Waelbroeck et al. (2002), durant el MIS 12 es produïren dos pics regressius: el primer pic (MIS 12b) es produí al voltant dels 460 ka i el segon (MIS 12a) als 430 ka. Les datacions fetes als dipòsits eivissencs suggereixen que es tracta de dos períodes en què es dóna una important sedimentació eòlica amb la formació de dunes grimpadores d'1 a 1,5 m de potència amb un sentit de migració predominant de cap al ESE i dunes parabòliques de gran potència (de 2 a 5 m) amb un sentit de migració de cap el ENE. Entre els espais interdunars s'hi observen paleosòls i petites acumulacions de basses amb molta vegetació al voltant, formades segurament en moments més humits (Fig. 7.3e).

A la costa occidental, també s'han observat dipòsits plistocens pertanyents a l'estadi isotòpic MIS 10. Aquests dipòsits, estan representats per dunes parabòliques que s'interdigiten i es van superposant a mesura que migren en sentit ESE, indicant un paleovent predominant amb direcció WNW (Fig. 7.3f). Al MIS 8 s'inicià un nou moment de deposició eòlica (Fig. 7.2g). Durant aquesta època es formaren dunes parabòliques superposades de poca potència sota un vent predominant de l'oest. Aquest fet justificaria que no es trobin dipòsits d'aquesta època a Cala Bassa (Cala Rotja), a causa de la protecció orogràfica natural als vents de l'oest, que formen les Illes de sa Conillera i l'illa del Bosc.

El MIS 7 és un estadi càlid, marcat per dues pulsacions regressives (7d i 7b), essent la primera la més acusada. Segons Shackleton, (1978) i Zazo, (1999) el nivell marí en la Mediterrània durant el MIS 7, probablement era més baix que l'actual. A la costa occidental, concretament a Cala Bassa i Cala Compte s'han observat dipòsits eòlics corresponents a aquesta època. Aquests estan representats per dunes de poca potència, amb una estructura encreuada de baix angle, que mostra un sentit de migració de cap al SSW, per tant, un paleovent procedent del NNE (Fig. 7.3 H).

La darrera etapa de sedimentació eòlica que aflora a la costa occidental, correspon a l'estadi isotòpic del MIS 6, època glacial dins la qual se donaren petits pics transgressius (Waelbroeck et al., 2002; Rabineuau et al., 2006). En aquest període l'activitat eòlica es produí al voltant dels 171 ± 5 ka, moment en què la mar estava a cotes de -40 m. Al llarg

d'aquest episodi es formaren dunes parabòliques de gran potència, que migraven en sentit S-SE (Fig. 7.3i).

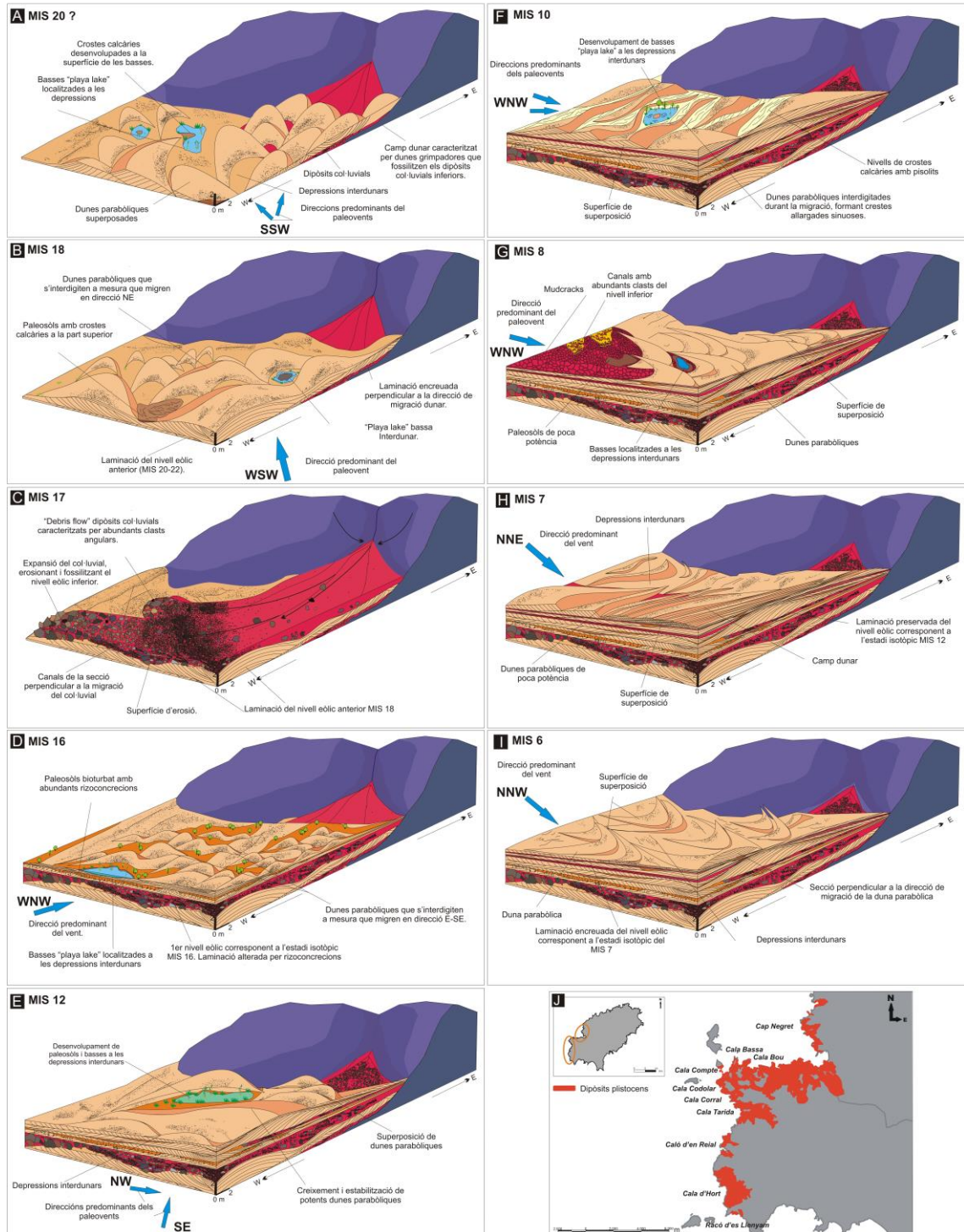


Figura 7.3. a - i) Model evolutiu en 3D dels ambients deposicionals i la direcció predominant del vent a cada època de la costa occidental des del MIS 20 al MIS 6. j) Localització i aproximació de l'abast dels dipòsits plistocens a la costa occidental.

7.3.2 Costa Meridional

Els dipòsits plistocens més antics que observem a la costa meridional són uns nivells col·luvials que descansen directament sobre el basament. Ara bé, aquests nivells col·luvials es troben a sota d'un nivell eòlic de 317 ± 20 ka, la qual cosa permet suposar que probablement pertanyin al Plistocè Mitjà, potser a l'estadi interglacial del MIS 11. Durant aquest període segurament es produïren episodis d'intenses precipitacions que generaren la mobilització de gran part de sediments i blocs presents a les conques properes que hi drenaven. Durant el descens del nivell marí al MIS 10, es formaren rampes d'arena que per la densitat de les rizoconcreccions devien estar molt vegetades, formant un mantell eòlic que fossilitzà els nivells col·luvials de la zona. Aquestes rampes d'arena presenten un sentit de migració de cap al ESE, indicant un paleovent procedent del WNW (Fig. 7.4. A).

Durant la baixada del nivell marí del MIS 8, es formaren dunes parabòliques que han estat datades en 227 ± 15 ka, i que evolucionaren a dunes grimpadores a mesura que migraven en sentit SE, donant com a resultat, complexes estructures superposades (Fig. 7.4b). Al llarg del MIS 7, es produí un ascens de la temperatura i del nivell marí interrompent la formació de dunes, però afavorint el creixement de la vegetació i la conseqüent formació de sòls. A partir del MIS 6 el clima tornar a refredar-se i el nivell de la mar davallà fins als -130 m afavorint la formació de complexos dunars –dunes parabòliques- que migraren terra endins aprofitant les zones deprimides i algunes que evolucionaren a dunes grimpadores (Fig. 7.4c). A continuació, les condicions ambientals canvien a càlides i humides, i el nivell de la mar arribà a cotes de +3 m respecte al nivell marí actual, durant l'estadi interglacial MIS 5, afavorint d'aquesta forma la formació de sòls i la presència d'eventuals episodis d'intenses precipitacions.

El darrer episodi de sedimentació eòlica de la costa meridional es localitza a Ses Salines. Corresponen als dipòsits plistocens més moderns de l'illa d'Eivissa. Encara que no es disposi de datacions absolutes o evidències estratigràfiques per donar suport a aquesta hipòtesi, la poca litificació dels materials, la coloració i l'alt percentatge en aragonita, indiquen la seva edat més moderna. Aquests dipòsits estan composts per dunes parabòliques superposades, de 2 a 3 m de potència, amb la presència de paleosòls interdunars, i dipòsits llacunars, de fins a dos metres de potència, molts fossilífers (amb abundants cambres d'insectes), i per dunes grimpadores d'1 a 1,5 m de potència. La distribució espacial d'aquests elements i l'anàlisi de les superfícies de contacte, ens ha permès interpretar tres períodes d'acumulació eòlica amb sediments bioclàstics d'origen marí. Segons Pascucci et al., 2014; durant el MIS 2 el nivell marí davallà uns 120 m respecte del nivell de la mar actual, associat a una disminució de les temperatures. Aquestes condicions serien favorables per la formació de dunes. Al final del període glacial el clima s'escalfa i el nivell de la mar ascendeix, aturant la formació de la deposició eòlica. Per contra afavoriria la formació de sòls i llacunes a les zones més deprimides.

Aquest període és estable i genera un ambient més humit i favorable per al desenvolupament de la vegetació i potser també per a la fauna, d'aquí que a Ses Salines es trobin nivells de paleosòls i/o paleollacunes amb nius d'insectes fossilitzats als nivells superiors.

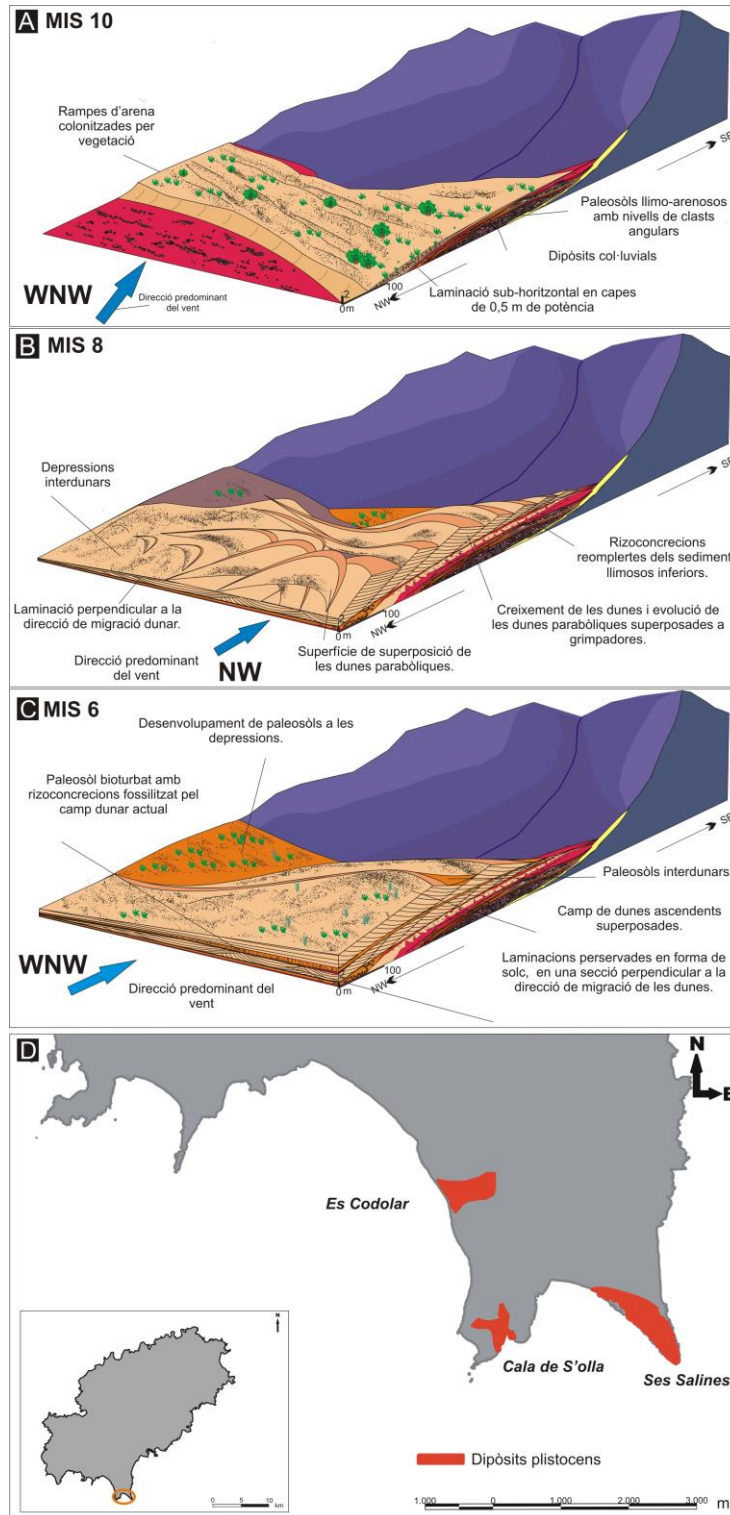


Figura 7.4. A) - C) Model evolutiu en 3D dels ambients deposicionals i la direcció predominant del vent a cada època de la costa meridional des del MIS 10 al MIS 6. D) Localització i aproximació de l'abast dels dipòsits plistocens a la costa meridional.

7.3.3 Costa Septentrional

Els dipòsits sedimentaris plistocens més antics identificats a la costa occidental, són uns nivells eòlics interestratificats entre un nivell col·luvial i un nivell eòlic a sobre de 143 ± 8 ka, el que permet situar la seva probable edat al MIS 7 (Fig. 7.5 A).

Durant el MIS 6 el nivell de la mar romangué uns -130 m per davall del nivell de la mar actual, associat a un refredament del clima. Al llarg d'aquesta època glacial es produïren una sèrie de ràpides fluctuacions climàtiques, però amb una tendència general a la baixa. La davallada del nivell marí afavorí la formació de potents dunes parabòliques amb un sentit de migració de SSE, suggerint un paleovent predominant del N-NW (Fig. 7.5 B).

La darrera etapa interglacial va estar marcada per tres pics transgressius (5e, 5c i 5a) i dues pulsacions regressives (5d i 5b). A Eivissa, només es té coneixement de dos subestadis, el MIS 5c i el MIS 5a, els quals corresponen a dues pulsacions transgressives. Al llarg del MIS 5e -pic transgressiu- el nivell de la mar arribà als +3 m, ara bé no s'han trobat dipòsits marins – nivells de platja- corresponents a aquesta època. El que s'observa és un paleosòl, format segurament a conseqüència de l'augment de les temperatures. A continuació s'observen dipòsits eòlics datats en 100 ± 6 ka, per tant, es probable que aquest nivell eòlic pertanyi al subestadi del MIS 5c, on el nivell marí estava a cotes d'entre els -10 m i els -20 m. Aquest nivell marí inferior a l'actual, juntament amb una disminució de les temperatures el fet afavorí la formació de dunes parabòliques que es superposaven a mesura que avançaven terra endins en sentit SSE i SW (Fig. 7.5. C). Al damunt de les dunes del MIS 5c s'observa un sòl llimós de color vermellós, aquest pot correspondre a la transició del MIS 5b al MIS 5a, on l'entrada de vents càlids del SW carregats de pols eòlica probablement procedent del nord d'Àfrica, afavoriren la generació de sòls. Al damunt del paleosòl s'hi observa un nivell marí, representat per una paleoplatja, format segurament durant la transició del MIS 5a (del Valle et al., 2016). Aquesta sedimentació marina situada entre els $\pm 1,5$ i els ± 3 m snm coincideix amb els registres coneguts del Plistocè Superior (Dorale et al., 2010; Ginés et al., 2012, Polyak, 2014) a Mallorca.

En la transició del MIS 5 al MIS 4, caracteritzat per una sobtada caiguda del nivell de la mar, s'hi donà un nou domini d'acumulació eòlica datat en 77 ± 5 ka. Segons Waelbroeck et al., (2002) i Pascucci et al., (2014) el nivell marí durant aquesta transició davallà uns 70 m per sota del nivell marí actual; en canvi, d'acord amb Andreucci et al., (2009 a, b), Gràcia et al., (2001) i Rosselló, (1970), durant la transició del MIS 5a al MIS 4 i al llarg del MIS 4, el nivell marí va davallar - 20 m per sota del nivell marí actual. A partir d'aquest moment, el clima patí un canvi significatiu en relació a l'anterior, passant d'un clima càlid i humit (Kindler et al., 1997) a un clima fred i semiàrid (Moreno et al., 2002). El MIS 4, que correspon a la clàssica època glacial del Würm (darrera glaciació Quaternària),

estigué marcat per un moment d'instabilitat climàtica, que deixa en aquesta zona costanera eivissenca una sèrie de dipòsits representats per diverses rampes d'arena (73 ± 5 ka), molt vegetades amb paleosòls interdunars (Fig. 7.5 D) indicatives d'una forta variació climàtica, passant d'un ambient semiàrid a un de menys àrid.

Per altra banda, cal remarcar la presència de nivells col·luvials amb matriu arenosa i presència de crostes calcàries a la part superior dels afloraments de Cala Xuclar, Aigua Dolça i Cala Tarida. Aquest escenari, concorda amb la instabilitat climàtica ocorreguda durant la transició de l'estadi MIS 4 al MIS 3; concordants amb dos cicles de Dansgaard-Oeschger (interstadials i stadials) del MIS 4 - MIS 3 (Clemmensen et al., 2011, Long i Stoy, 2013, Van Meerbeeck et al., 2008). Probablement, durant les fases fredes, el nivell de la mar estava més baix, i per tant, quedaven exposades grans acumulacions de sediments que eren transportats terra endins, formant rampes d'arena, en forma de falca; per després ser parcialment erosionades i retreballades pels col·luvials produïts en moments més humits i càlids, és a dir, en moments de fortes tempestes efímeres dins d'aquest episodi àrid.

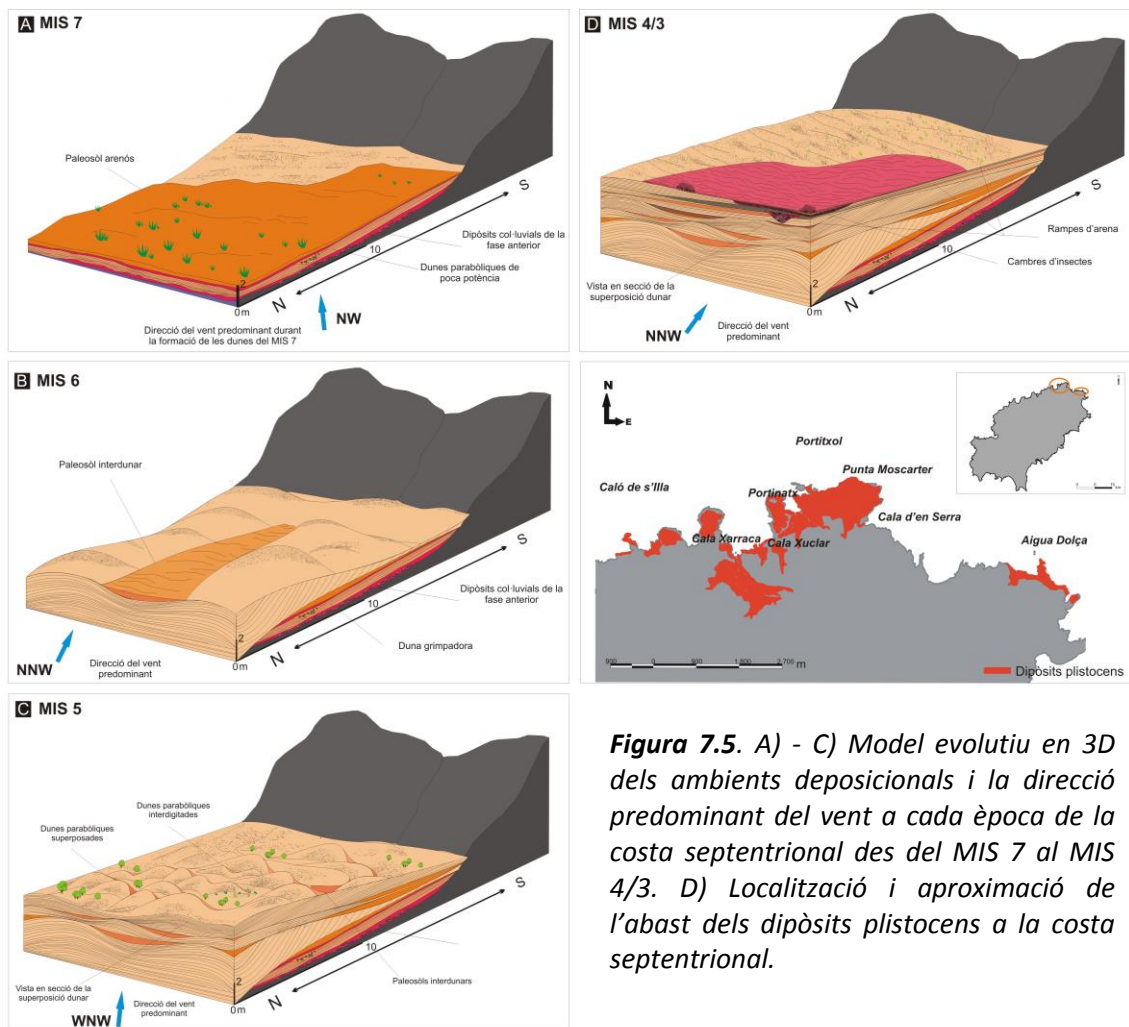


Figura 7.5. A) - C) Model evolutiu en 3D dels ambients deposicionals i la direcció predominant del vent a cada època de la costa septentrional des del MIS 7 al MIS 4/3. D) Localització i aproximació de l'abast dels dipòsits plistocens a la costa septentrional.

7.3.4 Costa Oriental

La primera acumulació eòlica a la costa oriental de l'illa d'Eivissa l'hem datada en 414 ± 48 ka, per tant, correspon al MIS 12. Durant aquesta època glacial el nivell de la mar presenta una tendència al descens, amb ràpides fluctuacions climàtiques. Aquest fet quedà enregistrat als dipòsits de la costa oriental eivissenca, de manera que podem observar la intercalació de nivells de paleosòls, dipòsits col·luvials - ocasionats per intenses precipitacions que provoquen l'erosió i l'acumulació dels sediments presents a les conques- i de dipòsits eòlics representats per rampes d'arena de poca potència (Fig. 7.6. A). Durant la transició del MIS 12 al MIS 11, el nivell anar va en ascens, arribant a cotes semblants a les actuals (Waelbroeck et al., 2002; Zazo et al., 2006; Silva et al., 2009).

El descens del nivell marí fins als -115 m al MIS 10 amb la consegüent exposició de la plana arenosa de la plataforma marina afavorí la formació de dunes grimpadores (387 ± 43 ka) que migraren cap a l'interior del continent aprofitant les depressions (Fig. 7.6. B). Aquestes dunes escalaren el relleu i sobrepassaren les cotes més altes d'aquest en sentit WNW, per a evolucionar a dunes descendents. A partir del MIS 9, el clima començà a escalfar-se i el nivell de la mar arribà a cotes similars a l'actual. Ara bé, durant aquest període càlid, es produïren dos pics regressius al llarg dels quals el nivell de la mar davallà fins als -50 m segons en Waelbroeck i als -75 m segons Silva et al., 2009. Dipòsits corresponents a l'estadi MIS 9, s'han identificat a la part superior d'aquest aflorament a partir de les datacions relatives. Aquests estan composts per dunes grimpadores de gran potència, amb presència de crostes calcàries. Els paleosòls presents a sobre d'aquests dipòsits eòlics, segurament corresponen a un pic transgressiu del MIS 9, on l'augment de les temperatures (i humitat) afavorí la seva formació.

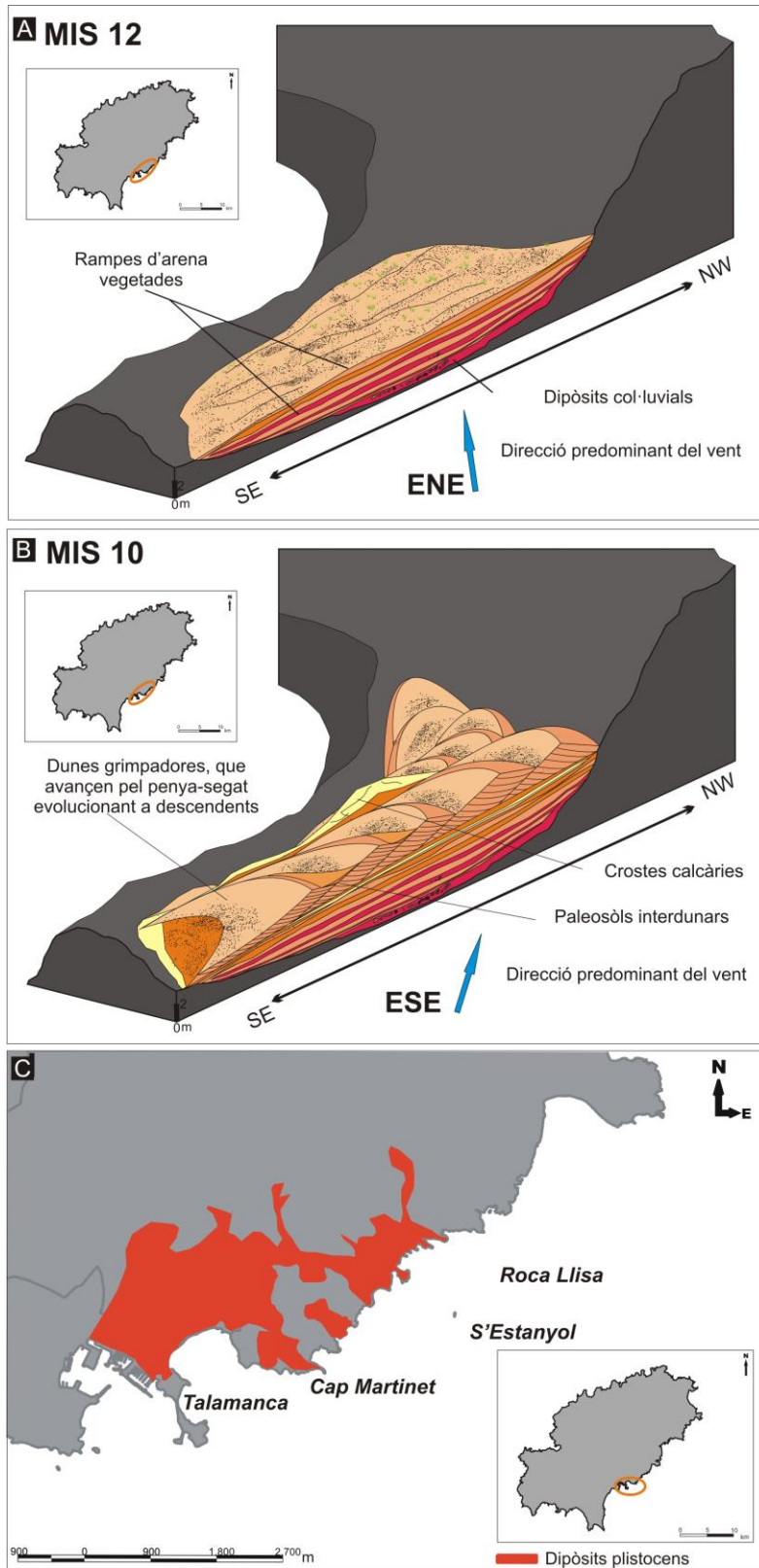


Figura 7.6. A) i B) Model evolutiu en 3D dels ambients deposicionals i la direcció predominant de cada època de la costa oriental des del MIS 12 al MIS 10. C) Localització i aproximació de l'abast dels dipòsits plistocens a la costa occidental.

7.4 Discussió regional

L'evolució dels ambients sedimentaris durant el Plistocè a Eivissa va estar influïda per les oscil·lacions glacioeustàtiques, caracteritzades per l'alternança de períodes interglacial/glacial. Durant els períodes interglacials, les condicions càlides i el nivell marí elevat afavoreixen l'activitat biològica sobre la plataforma marina incrementant així la producció de sediment bioclàstic. Paral·lelament a les terres emergides, les altes temperatures i una precipitació elevada afavoreixen el creixement de la vegetació i els processos d'edafogènesi.

En canvi, durant els períodes glacials, el nivell de la mar davallà deixant exposats grans acumulacions d'arena sobre la plataforma susceptibles de ser transportada pel vent. Com a conseqüència, durant els estadis freds i àrids, hi ha un predomini de la formació de dipòsits eòlics i de crostes calcàries, algunes d'aquestes amb nivells de pisòlits. La gènesi i la forma de les dunes depèn en primera instància del vent (Flor, 1990; Arche, 2010), però tant la humitat com la vegetació, així com la topografia del basament, l'espai d'acomodació i l'orientació costanera enfront dels vents predominants, condicionen també, de manera important, la morfologia resultant dels cossos dunars (Pye i Tsoar, 2009).

Els grans d'arena que formen les acumulacions eòliques, estan formats principalment per bioclasts d'origen marí, amb percentatges baixos de litoclasts procedents majoritàriament del basament (calcàries i dolomies).

Pel que fa als vents durant els períodes glacials i interglacials, s'ha observat que durant els períodes freds la Mediterrània occidental quedà sota l'influència del corrent de l'oest, predominant el vent del nord i de l'oest. En canvi, durant els períodes càlids (interglacials) el corrent de l'oest es mou cap al nord i, hi predominen vents càlids del sud i de l'est (Moreno et al., 2002; Bout-Roumaizeilles et al., 2007; Kaspar et al., 2007; Bardají et al., 2009). Actualment el règim de vent és caracteritzat per la predominança dels vents de component nord, seguits dels de ponent a l'hivern, final de la tardor i a l'inici de la primavera. En canvi, en l'estiu predominen els vents de llevant i NE. De totes maneres, cada illa presenta diferències. En particular les illes d'Eivissa i Formentera, es troben més resguardades dels vents de component nord i per tant, aquest vent no té la mateixa importància que en les altres illes (Servera et al., 2007; GEN-GOB, 2004, Puertos del estado, WANA 21 021 06).

Les dades de paleovents obtingudes dels sediments plistocens d'Eivissa (Fig. 7.3, 7.4, 7.5 i 7.6), corroboren que durant els períodes freds la circulació de l'oest era activa mentre que durant els períodes càlids, aquesta circulació disminuïa. Ara bé, existeixen diferències entre façanes, així doncs durant els estadis del MIS 20 al MIS 8, els vents predominants eren els de component W i aleshores la costa occidental era la més

afectada, mentre que durant els estadis MIS 6 cap al MIS 3, els vents predominants foren els de components NW, N. Per altra banda, l'entrada de vents del nord-oest a la Mediterrània occidental durant la transició d'un estadi interglacial a un estadi glacial, on la temperatura superficial de la mar era alta, podia provocar intenses precipitacions (Moreno et al., 2002; Kaspar et al., 2007; Bardají et al., 2009). Aquestes precipitacions donarien com a resultat el rentat dels carbonats dels paleosòls, i la remobilització dels materials solts presents a les conques formant dipòsits col·luvials, la qual cosa coincidiria amb una major presència de la cobertura vegetal.

L'evolució sedimentària i geomorfològica dels dipòsits plistocens, presents als diferents trams de costa d'Eivissa estudiats en aquesta tesi, presenten diferències, ja sia en la potència, en la cronologia, o en les característiques texturals.

- En primer lloc, els dipòsits sedimentaris plistocens més antics estudiats es localitzen a la costa occidental. Aquests corresponen a dipòsits que van del Plistocè Inferior (MIS 20) al Plistocè Mitjà (MIS 6). A la costa septentrional, per altra part, la seqüència se situa majoritàriament entre el final del Plistocè Mitjà al Plistocè Superior (MIS 7 al MIS 4-3). Els dipòsits de la costa meridional pertanyen en gran part al Plistocè Mitjà a l'igual que els dipòsits presents a la costa oriental, a excepció dels de la zona de Ses Salines que se situarien al Plistocè Superior (transició MIS 3-MIS 2 al MIS 1).
- Els dipòsits eòlics d'Eivissa en conjunt, formen un registre continu des de l'estadi isotòpic del MIS 20 al MIS 2, i per tant, un dels registres sedimentaris plistocènics més complets de les Illes Balears.

També existeixen diferències pel que fa al volum de sediment acumulat. Tot explorant la batimetria de cada tram de costa, s'identifiquen diferències respecte de l'espai d'acomodació associat a cada posició del nivell de la mar durant els Plistocè (Fig. 7.7 i 7.8). S'assumeix que com més ampla sia la plataforma, major volum de sediment arenós estarà disponible quan quedi emergida per a l'acció del transport eòlic, i viceversa, quan més petita més volum de sediment disponible per a la remobilització i cossos sedimentaris de dunes de menor potència. Per tant, l'espai d'acomodació disponible que es genera a partir de les regressions marines, presenta diferències entre les façanes litorals:

- A la costa septentrional, es necessita que davalli més el nivell de la mar, perquè quedi exposada una superfície suficient de sediment a la qual el vent pugui actuar. És a dir, que des de la línia actual de costa fins al canvi de pendent del talús la plataforma té, aproximadament entre 7 i 10 km d'amplada (Fig. 7.7, perfil C-D).
- En canvi a la costa occidental es localitzen els dipòsits de major potència, a causa de l'amplada més gran que presenta la plataforma des de la línia actual de la

costa al canvi del pendent del talús, assolint al voltant dels 20 km. Per tant, presenta un major espai disponible, afavorit també per l'orientació de la costa, oberta als vents de l'oest, que com s'ha esmentat amb anterioritat, són els vents predominants durant els estadis freds.

- Respecte a la costa meridional, l'espai d'acomodació que es genera a partir de les regressions marines es del voltant dels 30-40 km d'amplada
- Altres diferències sedimentològiques entre façanes fan referència a la presència de manera local de nivells marins i/o nivells travertínics. En aquest sentit, s'han observat antics nivells marins més elevats que l'actual a Cala Xuclar i Aigua Dolça. A les altres Illes de l'arxipèlag s'han observat múltiples nivells marins, sobretot pertanyents a les transgressions dels MIS 5e i MIS 5a (Cuerda, 1989; Rose et al., 1999; Pomar et al., 2013; Vicens et al., 2014 i 2015), així com de travertins, atribuïts de forma qualitativa al Plistocè mitjà-superior (Vicens et al., 2014 i 2015).

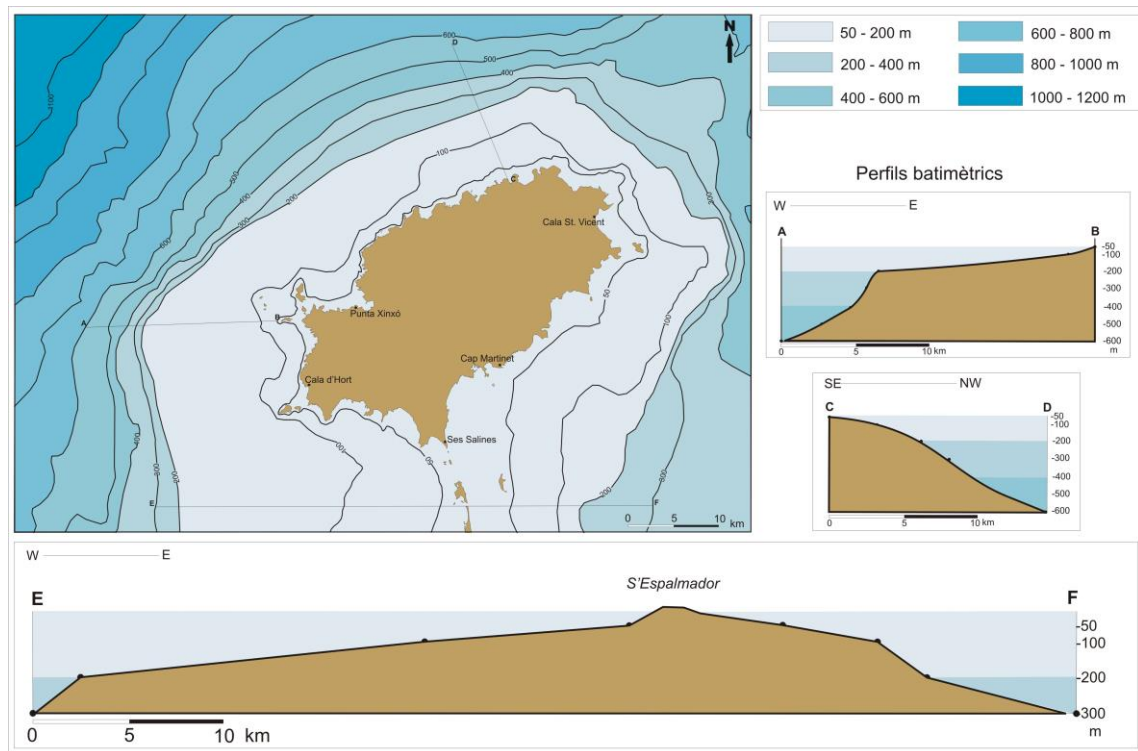


Figura 7.7. Batimetria de la plataforma de l'illa d'Eivissa. A-B; C-D i E-F) Perfils batimètrics de la costa occidental, septentrional i meridional, respectivament. Modificat del mapa batimètric IEO-IHM (1999) ZEE, full M13 i 14 i Carta batimètrica 50.000 SITIBSA, 2005.

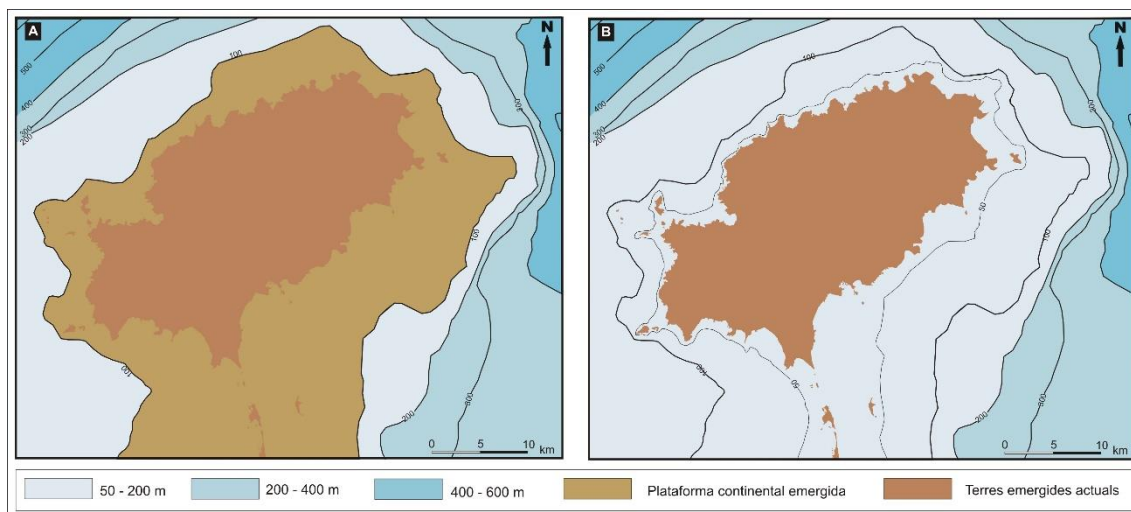


Figura 7.8. Configuració geogràfica aproximada d'Eivissa al llarg del Quaternari: A) transgressió aproximada durant un període glacial. B) Transgressió aproximada durant un màxim període interglacial.

BLOC 8: CONCLUSIONS

En el present apartat es presenten les conclusions d'aquesta memòria. Per tal d'ordenar les principals aportacions de la investigació aquestes s'ordenen en diferents apartats relatius a la importància regional dels afloraments, les seves característiques sedimentològiques i estratigràfiques, així com el significat paleoambiental dels dipòsits i la seva contribució al coneixement del registre Plistocè a les Illes Balears i la Mediterrània occidental.

8.1 Sobre la presència, distribució i natura dels dipòsits eòlics plistocens d'Eivissa.

- Els dipòsits plistocens a l'illa d'Eivissa, afloren al llarg de la costa eivissenca i en recobreixen una important extensió, o bé en constitueixen bona part del rocam de la ribera o dels illots propers. La cartografia temàtica presentada en aquesta memòria quantifica la superfície que ocupen els dipòsits eòlics plistocens en 37,7 km², el que representa el 7% de la superfície de l'illa. Tanmateix, val a dir que puntualment aquests dipòsits eòlics, tenen continuïtat subaquàtica.
- La caracterització sedimentològica posa de manifest que els dipòsits eòlics estan formats majoritàriament, o quasi bé exclusivament, per bioclasts d'origen marí. El que implica que el transport eòlic del sediment tingué lloc quan el descens del nivell marí permeté l'exposició de grans superfícies de la plataforma marina i la mobilització dels bancs d'arena que hi restaven a sobre.
- L'acumulació final se focalitzà, principalment, allà on la direcció i la força del vent pogué actuar de forma més o menys competent, tot facilitant la mobilització i el transport dels sediments arenosos terra endins. Així, la localització dels dipòsits plistocens eòlics a Eivissa, tot seguint els mateixos paràmetres que s'han descrit a

d'altres indrets de les Balears, es donà allà on la topografia del basament i dels voltants suposa una barrera i condiona la seva disposició respecte del relleu

8.2 Sobre la sedimentologia i l'estratigrafia dels dipòsits eòlics plistocens

- Les anàlisis sedimentològiques i estratigràfiques efectuades que han permès la diferenciació i descripció de 19 fàcies sedimentàries i 13 nivells de paleosòls. D'aquestes, 8 fàcies corresponen a fàcies típicament eòliques. La successió de dipòsits d'origen eòlic amb d'altres marins, col·luvials-al·luvials o diferents nivells de paleosòl, posen de manifest la complexitat i interrelació dels diversos processos deposicionals implicats i la variabilitat paleoclimàtica en aquesta època plistocena.
- La caracterització sedimentològica posa de manifest que les fàcies eòliques estan formades majoritàriament, o quasi bé exclusivament, per bioclasts d'origen marí. La mida de gra de les arenas són majoritàriament fines (125 – 250 µm) alternades amb passades d'arenas gruixades (500 – 1000 µm). Presenten un color entre blanc (HUE 10 YR 8/1) i marró molt pàl·lid (HUE 10 YR 8/2). La composició de les arenas és principalment carbonatada (80-90%), essent la calcita el mineral predominant, amb quantitats menors de quars i feldspats.
- Gràcies a la presència d'abundants pedreres litorals i als forts espadats que presenten la munió de cales i entrants presents a les zones d'estudi, s'ha pogut caracteritzar la morfologia tridimensional de les unitats eòliques. La qual cosa ha permès diferenciar-ne fins a cinc tipus: dunes parabòliques, dunes grimpadores, rampes d'arena, dunes descendents i dunes adossades al penya-segat (corresponents a les fàcies *Shu*, *Sel*, *Sur*, *Selr*, *Sep*, *Shl*, *Sht* i *Shp*). Aquestes unitats eòliques es disposen en una complexa estratigrafia condicionada per la topografia local així com la distància a la mar.
- L'anàlisi general dels paleocorrents eòlics indica que durant el Plistocè Mitjà i el Plistocè Superior, l'illa d'Eivissa, quedà baix la influència dels vents del nord-oest/oest. Aquesta dada, concorda amb les dades dels paleocorrents eòlics obtingudes a altres indrets de les Illes Balears i a l'illa de Sardenya.

8.3 Sobre el marc cronològic i les diferències en l'acumulació de sediments eòlics

- Basant-se en les característiques sedimentàries i estratigràfiques dels dipòsits plistocens litorals caracteritzats als diversos trams en què s'ha subdividit l'illa d'Eivissa (costa occidental, costa septentrional, costa meridional i costa oriental) i a

les seves correlacions estratigràfiques entre seccions, s'han datat 24 nivells mitjançant tècniques de luminescència (OSL). Així s'han pogut identificar un conjunt de 12 períodes d'acumulació eòlica des del Plistocè Mitjà (755 ka- MIS 18) fins al Plistocè Superior (73 ka - MIS 4/3). El que representa un dels registres sedimentaris plistocènics més complets de les Illes Balears i de la Mediterrània occidental.

- S'han documentat els episodis d'acumulació eòlica al litoral eivissenc durant els estadis isotòpics marins del MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 7, MIS 6, MIS 5 i MIS 4/3. De més a més, també s'han descrit a la costa occidental dipòsits eòlics que per context regional serien anteriors al MIS 18, tot i que no s'han pogut datar, això com d'altres més moderns a l'estadi MIS 4/3, localitzats a la costa meridional, a la zona de Ses Salines.
- De la contraposició de la cronologia dels períodes d'acumulació eòlica amb els estudis més recents sobre l'evolució de la temperatura o el nivell marí de la Mediterrània occidental, se'n desprèn, que en termes generals, els episodis eòlics i per consegüent la formació de dunes, estan vinculats amb un nivell marí relativament més baix que el nivell marí actual. Aquest escenari ambiental es caracteritza, per unes condicions més fredes i seques, favorables per als processos de deflació i transport del sediment. Per contra, els episodis de clima càlid i humit coincideixen amb un nivell marí igual o més elevat que l'actual i podrien estar associats a la presència de dipòsits fluvials i paleosòls a les seqüències caracteritzades.
- La potència i magnitud de les acumulacions eòliques mostra algunes diferències significatives segons l'àrea geogràfica i el període de deposició. En línies generals, les dunes de major potència es localitzen a la part nord-oest (costa occidental) de l'illa coincidint amb els estadis freds del MIS 12, MIS 10, MIS 6. Mentre que la potència de l'acumulació eòlica és clarament menor en la costa septentrional en dipòsits pertanyents a estadi MIS 4/3. Aquests patrons s'expliquen en relació a les característiques fisiogràfiques de la plataforma marina relacionada i amb l'espai d'acomodació terra endins. Així, a la costa occidental la plataforma assoleix des de línia de costa fins al canvi del pendent del talús uns 20 km d'amplada, mentre que a la costa septentrional no arriba als 10 km d'amplada. En aquest sentit cal tenir present que el llinar entre illes (Eivissa i Formentera) és suficientment soma com perquè durant les regressions marines on el nivell de la mar davalla per sota dels - 50 m, aquestes puguin quedar unides en una sola illa.

Volem acabar aquesta memòria amb un petit corol·lari. Els dipòsits plistocens litorals i per tant, les seqüències sedimentàries Plio-Quaternàries presents a l'illa d'Eivissa, presenten un elevat grau de desenvolupament relacionat principalment amb els

processos que es donen a la zona litoral. L'alternança d'eolianites, paleosòls i dipòsits de col·luvions, juntament amb les datacions absolutes han permès obtenir una bona informació paleoclimàtica i geomorfològica des del Plistocè inferior-mitjà al superior que són, coherents amb les dades obtingudes a altres parts del planeta indicadores de les contínues i diverses fluctuacions climàtiques quaternàries. Així com, la resposta que dóna la línia de costa a tot el conjunt de processos de tipus geològic, biogeogràfic i paleoclimàtic que l'afecten, i especialment les relacionades amb les fluctuacions del nivell marí, que resulten fonamentals per a comprendre i predir els canvis ambientals que l'afectaran en un futur més o menys llunyà. Aquest interès esdevé, a més, donat que una part important de la població tendeix a l'assentament en aquestes àrees litorals. Per acabar, cal comentar que dins el context actual de discussió sobre el canvi climàtic la comprensió del clima i les conseqüents condicions ambientals del passat, han de permetre inferir la futura evolució del clima i per tant, de la evolució de la futura zona costanera, destriant el paper que l'activitat humana hagi pogut jugar damunt ella.

BLOC 8: CONCLUSIONS

This section includes the conclusions of this memory. The main findings have been sorted using the regional significance of the different formations, their sedimentological and stratigraphic characteristics, and the palaeoenvironment significance of the deposits and how they are relevance to understand the Pleistocene stratigraphy of the Western Mediterranean.

8.1 The presence, distribution and nature of the Pleistocene aeolian deposits of Eivissa

- *The Pleistocene outcrops of Eivissa are found along the coast, and also as the main rock formations of small coastal islands. The extension of Pleistocene aeolian outcrops included in the cartography covers 37.7 km² of the island, or 7% of the total surface. Some aeolian outcrops extend to submerged coastal areas.*
- *The aeolian deposits are mainly composed of bioclastic marine materials, that were transported when a drop in the sea level exposed sand areas of the marine platform.*
- *The final accumulation of the sand is determined in areas by the strength and direction of the wind. The aeolian sand deposits of Eivissa follow similar deposition patterns found in the Balearic Islands, concentrating in areas with topographic features that form a barrier.*

8.2 The sedimentology and stratigraphy of the Pleistocene aeolian deposits

- *The sedimentological and stratigraphic analysis has identified 19 sedimentological facies and 13 palaeosol levels. Eight of these facies are typical aeolian deposits, that form the main windblown sedimentological deposits of Eivissa. The different succession of deposits, aeolian, marine, colluvial, alluvial and palaeosols, are the result of a complex interrelation of depositional processes related with the variable paleoclimate of the Pleistocene.*
- *The aeolian facies are mainly formed by fine marine bioclastic materials (125 – 250 µm) that are covered with layers of coarser sand (500 – 1000 µm). The colour of the materials is white (500 – 1000 µm) or pale brown (HUE 10 YR 8/2). The main component of the sands is organic carbonate fragments (80-90%), and calcite is the main mineral, with also smaller amounts of quartz and feldspar.*
- *The great number of sandstone quarries and the vertical coasts of Eivissa, has made it possible to identify the tridimensional morphology of the aeolian formations. Five*

types of dunes have been identified: parabolic dunes, climbing dunes, sand ramps, descending dunes and dunes fixed to cliffs (that correspond to the facies Shu, Sel, Sur, Selr, Sep, Shl, Sht and Shp). The complex stratigraphy of these aeolian units is conditioned by the regional topography and the distance to the sea.

- The analysis of the predominate wind directions in the aeolian deposits indicate that during the Middle Pleistocene and Upper Pleistocene, the dominant winds were north-west/west. These predominant wind directions have also been observed in similar deposits in the Balearic Islands and Sardinia.

8.3 Chronology of the accumulation of the aeolian deposits

- Optically stimulated luminescence (OSL) has been used to date 24 levels of aeolian deposits grouped by similar sedimentology and stratigraphy, in the different areas in which the island of Eivissa was divided (west coast, north coast, south coast and east coast). Twelve periods of sand accumulation have been identified from the Middle Pleistocene (755 ka- MIS 18) up to the Upper Pleistocene (73 ka - MIS 4/3). This is one of the most complete Pleistocene registers of the Balearic Islands and the Western Mediterranean.
- The aeolian accumulation episodes of the coast of Eivissa have been associated to the isotopic marine stadials MIS 18, MIS 16, MIS 12, MIS 10, MIS 8, MIS 7, MIS 6, MIS 5 and MIS 4/3. We have not dated an early aeolian deposit on the west coast that by its regional context was deposited before MIS 18. Dates were not provided for recent deposits, post MIS 4/3, found on the south coast, near Ses Salines.
- The chronology of the aeolian deposits has been correlated with recent studies of the evolution of the temperature and the sea level of the Western Mediterranean. All studied aeolian deposits have been formed during a lower sea level stand, and in climate conditions that were colder and more arid, that favoured the transport of the sediments. The periods of warmer and wetter climate, were of a none noticeable change in the sea level, or of a higher than present level, associated with fluvial deposits and palaeosols.
- The magnitude of the aeolian stratigraphic sequences shows some variation in different areas of the island, and during the period of deposition. The highest dune formations are found along the north-west section (west coast) of the island, during the cold stadials MIS 12, MIS 10, MIS 6. The height of the dunes is much lower along the north coast during the cold stadium MIS 4/3. These differences can be explained by the main characteristics of sea platform and the inland deposition area. The west coast platform extends up to 20 km, while along the north coast the platform is only 10 km wide. The channel that joins the islands of Eivissa and Formentera is not very deep, and during the marine regressions (-50m) the two islands were joined in one landmass.

The magnitude of the Plio-Quaternary sedimentary deposits of Eivissa is related with coastal deposition processes. The stratigraphy of aeolianites, palaeosols and colluvial deposits, together with the absolute dating, has made it possible to obtain a precise palaeoclimatic and geomorphological information about the Middle and Upper Pleistocene of the island of Eivissa, that is consistent with data obtained from other regions. We have now a better understanding of how the coastal area evolves geologically and biogeographically, in response to the changes of the climate and sea level. Today the coast of the island is heavily populated, and there is a firm demand to understand and predict the impact of environmental changes on these areas. The knowledge of the palaeoenvironment and palaeoclimate of Eivissa, will provide clues to infer how the future evolution of the climate will affect coastal areas, that are already been modified by human activities.

BIBLIOGRAFIA

- Abad, A., Gàsser, Z., i Ferrer, J. A.** 1998. El Miocè marí del torrent de sa Fusta (Formentera, Illes Pitiüses); *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41: 57-63.
- Abad, M., Rodríguez-Vidal, J., Aboumaria, K., Zaghoul, M.N., Cáceres, L.M., Ruiz, F., Martínez-Aguirre, A., Izquierdo, T. i Chamorro, S.** 2013. Evidence of MIS 5 sea-level highstands in Gebel Mousa coast (Strait of Gibraltar, North of Africa); *Geomorphology*, 15: 133-146.
- Abegg, F.E., Loope, D.B. i Harris, P.M.** 2001. Deposition and diagenesis of carbonate eolianites. In: Abegg, F.E., Harris, C.M. Loope, D.B. (Eds.), *Modern and ancient Carbonate Eolianites*. Tulsa, SEPM (Special Publication), 7: 17-30.
- Abreu, V.S. i Anderson, J.B.** 1998. Glacial Eustasy During the Cenozoic: Sequence Stratigraphic Implications; *AAPG Bulletin*, 82 (7): 1385-1400.
- Adamiec, G. i Aitken, M.J.** 1998. Dose-rate conversion factors: update; *Ancient TL*, 16: 37- 50.
- Ahlbrandt, T.S. i Fryberger, S.G.** 1982. Introduction to Aeolian deposits. In: Scholle, P.A., i Spearing, D. (Eds.), *Sandstone Depositional Environments*. American Association of Petroleum Geologists, *Memoir*, 31: 11-47.
- Ahn, J. i Brook, E.J.** 2008. Atmospheric CO₂ and Climate on Millennial Time Scales During the Last Glacial Period; *Science*, 322: 83-85.
- Ahn, J., Brook, E.J. i Howell, K.** 2009. A High-precision for Measurement of Paleoatmospheric CO₂ in Small Polar Ice Samples; *J. Glaciol.*, 55: 499-506.
- Aitken, M.J.** 1976. Thermoluminescent age evaluation and assessment of error limits: revised system; *Archaeometry*, 18: 233-238.
- Aitken, M.J. i Aildred, J.C.** 1972. The assessment of error limits in thermoluminescent dating; *Archaeometry*, 14: 257-267.
- Alarcón, M., Àvila, M. i Cunillera, J.** (Eds.), 2011. *Canvi climàtic: evidències científiques i impactes*; UPC. Barcelona, 160 p.
- Alcover, J.A., Moyà-Solà, S., Pons, J.** 1981. *Les Quimeres del Passat. Els vertebrats Fòssils del Plio-Quaternari de les Balears i Pitiüses*. Ciutat de Mallorca: monografies Científiques, Editorial Moll 1: 1-260.

- Alcover, J.A. i Muntaner, J.** 1985. "Els vertebrats de les Illes Pitiüses". *Estudis Baleàrics*. Instituts d'estudis Baleàrics. Palma de Mallorca, 16: 105-116.
- Allen, J.R.L.** 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis, v. II Developm. Sedimentol. 30 B, *Elsevier*, Amsterdam, 663 p.
- Allen, J.R.L., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J.F.W., Nowaczyk, N.R., Oberhansli, H., Watts, W.A., Wulf, S. i Zolitschka, B.** 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period; *Nature*, 400: 740-743.
- Andreucci, S., Bateman, M.D., Zucca, C., Kapur, S., Aksit, I., Dunajko, A. i Pascucci, V.** 2012. Evidence of Saharan dust in upper Pleistocene reworked paleosols of North-west Sardinia, Italy: palaeoenvironmental implications; *Sedimentology*, 59: 917-938.
- Andreucci, S., Clemmensen, L.B., Martini, A. i Pascucci, V.** 2009a. Late Pleistocene Coastal Systems of North western Sardinia (Italy): Sandy Beaches, Coastal Dunes and Alluvial Fans; *Field Trip 1. 27 th IAS Meeting*. Alghero – Italy, 216: 104-116.
- Andreucci, S., Clemmensen, L.B., Murray, A. i Pascucci, V.** 2010. Middle Late Pleistocene coastal deposits of Alghero, northwestern Sardinia (Italy): chronology and evolution; *Quaternary International*, 222: 3-16.
- Andreucci, S., Panzeri, L., Martini, P., Maspero, F., Martini, M. i Pascucci, V.** 2014. Evolution and architecture of a West Mediterranean Upper Pleistocene to Holocene coastal apron-fan system; *Sedimentology*, 61: 333-361.
- Andreucci, S., Pascucci, V., Murray, A.S. i Clemmensen, L.B.** 2009b. Late Pleistocene coastal evolution of San Giovanni di Sinis, west Sardinia (Western Mediterranean); *Sedimentary Geology*, 216: 104- 116.
- Andrews, S.** 1981. Sedimentology of Great Sand Dunes National Monument. In: Etheridge, F.G., Flores, R.M. (Eds.), Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration: Tulsa, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Special Publication, 31: 279-292.
- Arche, A.** (Ed.). 2010. *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC. 1288 p.
- Armas, P. i Sánchez, M.L.** 2013. Sedimentología y arquitectura de las dunas costeras de la Formación Allen, Grupo Malargüe, cuenca Neuquina – Río Negro, Argentina; *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (1): 65-79.
- Bakker, T.W.M.** 1990. The geohydrology of coastal dunes. In: Bakker, T.W., Jungerius, P.D., i Klijn, J.A. (Eds.), Dunes of the European coasts. *Catena Supplement*, 18: 109-119.
- Balaguer, P.** 2012. Implicaciones de la Geomorfología en las Iniciativas de Gestión Integrada de la Zona Costera; *Societat d'Història Natural de les Balears*, 19: 45-60.
- Bard, E., Antonioli, F. i Silenzi, S.** 2002. Submerged stalagmite from Argenterola Cave, Italy; *Earth and Planetary Science Letters*, 23: 1473-1476.
- Bardají, T., Goy, J.L. i Zazo, C.** 2000. El límite Plio-Pleistoceno: un debate todavía abierto. *Revista Cuaternario & Geomorfología*, 14: 77-92.

Bardají, T., Goy, J.L., Zazo, C., Hillaire-Marcel, C., Dabrio, C.J., Cabero, A., Ghaleb, B., Silva, P.G. i Lario, J. 2009. Sea level and climate changes during OIS 5e in the Western Mediterranean. *Geomorphology*, 104: 22-37.

Bardají, T. i Zazo, C. 2009. El Cuaternario. Un “nuevo” período en la escala cronológica global; *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 17 (1): 37-43.

Barker, S., Chen, J., Gong, X., Jonkers, L., Knorr, G. i Thornalley, D. 2015. Icebergs not the Trigger for North Atlantic cold events; *Nature*, 520: 333-336.

Bateman, M.D. i Murton, J.B. 2006. The Chronostratigraphy of Late Pleistocene Glacial and Periglacial Aeolian Activity in the Tuktoyaktuk Coastlands, NWT, Canada; *Quaternary Science Reviews*, 25 (19-20): 2552-2568.

Bateman, M.D., Bryant, R.G., Foster, I.D.L., Livignstone, I. i Parson, A.J. 2012. On the formation of sand ramps: A case study from Mojave Desert; *Geomorphology*, 161-162: 93-109.

Bender, M.L. 2013. *Paleoclimate*. Princeton University Press: 320 p.

Berger, A.L. 1988. “Milankovitch Theory and Climate”; *Reviews of Geophysics*, 26: 24-57.

Berger, A.L. 1977. "Support for the Astronomical Theory of Climate Change"; *Nature*, 269: 44-45.

Berger, J.J. 1990. *Environmental Restoration. Science and Strategies for Restoring the Earth*; Island Press, Washington, California. 411 p.

Black, R.F. 1974. Late-Quaternary sea level changes, Umnak Island, Aleutians. Their effects on ancient Aleuts and their causes; *Quaternary Research*, 4: 264-281.

Blair, T.C. 1999a. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California; *Sedimentology*, 46: 913-940.

Blair, T.C. 1999b. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fans, Death Valley, California; *Sedimentology*, 46: 1015-1028.

Blair, T.C. i Mc Pherson, J.G. 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages; *Journal of Sedimentary Research*, 64 (A): 450-489.

Bøtter-Jensen, L. 1997. Luminescence techniques: instrumentation and methods; *Radiation Measurements*, 27 (5-6): 749-768.

Bour, R. (1985): Una nova tortuga terrestre del Pleistocè d'Eivissa: la tortuga de la Cova de Ca Na Reia; *Endins*, 10-11: 57-62.

Bout-Roumazeilles, V., Combourieu, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. i Masson-Delmotte, V. 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 years BP North Atlantic cold events; *Quaternary Science Reviews*, 26: 3197-3215.

Briand, F. i Maldonado, A. 1997. Transformations and evolution of the Mediterranean coastline; *Bull. Inst. Océanogr.* (Monaco), 18: 63-74.

Bristow, C., Mountney, N.P. 2013. Aeolian Stratigraphy. In: Shroder, J.F. (Ed.) *Treatise on Geomorphology*, Vol 11, San Diego. Academic Press: 246-268.

- Broecker, W.S., Denton, G.H., Edwards, R.L., Cheng, H., Alley, R.B. i Putnam, A.E.** 2010. Putting the Younger Dryas cold event into context; *Quaternary Science Reviews*, 29: 1078-1081.
- Broecker, W.S. i Denton, G.H.** 1989. The role of ocean-atmosphere reorganizations in glacial cycles; *Geochimica Cosmochimica Acta*, 53: 2465-2501.
- Brook, E.** 2005. Tiny Bubbles Tell all. *Science*. Vol. 310, Nº 5752: 1285-1287.
- Brooke, B.** 2001. The distribution of carbonate eolianite; *Earth-Science Reviews*, 55: 135-164.
- Brückner, H.** 1986. Stratigraphy, evolution and age of Quaternary marine terraces in Morocco and Spain; *Geomorphology*, 62: 83-101.
- Büdel, J.** 1950. Das System der klimatischen Morphologie; *Wiss. Verh. Dt. Geographentag München 1948*, p. 65-100.
- Büdel, J.** 1977. *Klima-Geomorphologie*, Berlín, Bornträger. 297 p.
- Bullard, J.E. i Livingstone, I.** 2002. Interactions between aeolian and fluvial systems in dryland environments; *Area*, 34 (1): 8-16.
- Butzer, K.W.** 1962. Coastal Geomorphology of Majorca; *Annals Assoc. American Geographers*, 52 (2): 191-212.
- Butzer, K.W.** 1964. Pleistocene cold-climate phenomena of the island of Mallorca; *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8 (1): 7-31.
- Butzer, K.W. i Cuerda, J.** 1962. Nuevos yacimientos marinos cuaternarios de las Baleares. Notas y comns.; *Instituto Geológico y minero de España*, 67: 25-70.
- Calvet, F.** 1979. *Evolució diagenètica en els sediments carbonatats del Pleistocè mallorquí*. Tesi. Universitat de Barcelona. 238 p.
- Calvet, F. i Esteban, M.** 1977. Evolución diagenética en los sedimentos carbonatados marinos del Pleistoceno de Mallorca; *Bolletí de la Societat d'Història Natural de les Balears*, 22: 96-118.
- Calvet, F., Plana, F. i Traveria, A.** 1980. La tendencia mineralógica de las eolianitas del Pleistoceno de Mallorca, mediante la aplicación del método de Chung; *Acta Geológica Hispánica*, XV (2): 39-44.
- Calvet, F., Pomar, L. i Esteban, M.** 1975. Las Rizoconcreciones del Pleistoceno de Mallorca; *Instituto de Investigaciones Geológicas*. Universidad de Barcelona, 30: 35-60.
- Camoin, G.F. i Webster, J.M.** 2015. Coral reef response to Quaternary sea-level and environmental changes: State of Science; *Sedimentology*, 62: 401-428.
- Carew, J.L. i Milroie, J.E.** 2001. Quaternary carbonate eolianites of the Bahamas: Useful analogues for the interpretation of ancient rocks? In: Abegg, F.E., Harris, P.M., Loope, D.B. *Modern and Ancient Carbonate Eolianites: Sedimentology, Sequence Stratigraphy and Diagenesis*. SEPM Special Publication, 71: 33-45.
- Catt, J.A.** 1990. Paleopedology manual; *Quaternary International*, 6: 1-95.
- Chappell, J.** 2002. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial Cycle: New results from coral terraces; *Quaternary Science Reviews*, 21: 1229-1240.

- Chappell, J., Rhodes, E.G., Thom, B.G. i Wallensky, E.** 1982. Hydro-isostasy and the sea-level isobate of 5500 B.P. in north Queensland Australia; *Marine Geology*, 49: 81-90.
- Chase, B., Thomas, D.S.G., Bateman, M.D. i Meadows, M.E.** 2007. Late Quaternary dune development along the western margin of South Africa and its relationship to paleoclimatic changes inferred from the marine record; *Pages*, 15 (2): 26-27.
- Church, J.A. Woodworth, P.L. Aarup, T. i Wilson, W.S.** (Eds.), 2010. Understanding sea-level rise and variability; Chichester, Wiley-Blackwell, 13: 402-419.
- Claes, H., Soete, J., Van Noten, K., El Desouky, H., Marques-Erthal, M., Vanhaecke, F., Özkul, M. i Swennen, R.** 2015. Sedimentology, three-dimensional geobody reconstruction and carbon dioxide origin of Pleistocene travertine deposits in the Ballik área (South-west Turkey); *Sedimentology*, 62 (5): 1408-1445.
- Clemmensen, L.B., Fornós, J.J. i Rodríguez-Perea, A.** 1997. Morphology and achitecture of a late-Pleistocene cliff-front dune, Mallorca, Western Mediterranean; *Terra Nova*, 9: 251-254.
- Clemmensen, L.B., Lisborg, T., Fornós, J.J., i Bromley, R.G.** 2001. Cliff-front aeolian and colluvial deposits, Mallorca, Western Mediterranean: a record of climatic and environmental change during the last glacial period; *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 48: 217-232.
- Coe, A.** (Ed.). 2003. *The sedimentary record of sea-level change*. Cambridge. University press. Cambridge. 287 p.
- Cohen, K.M. i Gibbard, P.L.** 2011. Global chronostratigraphical table for the last 2.7 milions of years. *International Commission on Stratigraphy*. Disponible a: <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-chart-timescale>.
- Colom, G.** 1957. *Biogeografía de las Baleares. La formación de las islas y el origen de su flora y su fauna*. Estudio General Luliano de Mallorca. Serie científica 1: 1-568.
- Coltori, M., Pieruccini, P., Montagna, P. i Zorzi, F.** 2014. Stratigraphy, facies analysis and chronology of Quaternary deposits at Capo S. Marco (Sinis Peninsula, west Sardinia, Italy); *Quaternary International*, 357: 158-175.
- Conchon, O.** 1999. Le litoral de Corse (France) au Quaternaire [Corsica coast (France, Western Mediterranean) during the Quaternary]; *Quaternaire*, 10 (2-3): 95-105.
- CONEC.** 2012. Història, Meteorologia. Disponible a <http://conec.es>. Visitada el dia 16/02/2015.
- Conselleria d'Agricultura, Medi Ambient i Territori. Direcció General de Recursos Hídrics.** 2013. *Plan Hidrológico de las Islas Baleares*. Govern de les Illes Balears. 14 p.
- Cooke, G.D., Welch, E.B., Peterson, S.A. i Newroth, P.R.** 1993. *Restoration and management of lakes and reservoirs*. 2ª edició Lewis Publishers., Boca Raton, FL. 548 p.
- Cornu, S., Pätzold, J., Bard, E., Meco, J. i Cuerda, J.** 1993. Paleotemperature of the last interglacial period based on d¹⁸O of *Strombus bubonius* from the western Mediterranean sea; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 103: 1-20.
- Costa, M., Cuerda, J. i Rosselló, V.M.** 1985. Formentera i els estanys. Panorama geocollògic des del quaternari; *Cuadernos de Geografía*, 37: 75-96.

- Crevaschi, M. i Trombino, L.** 1998. Eolianites, Sea Level Changes and Paleowinds in the Elba Island (Central Italy) during Late Pleistocene. In: Busacca, A.J. (Ed.), *Dust Aerosols, Loess Soils and Global Change*. Washington State University College of Agriculture and Home Economics, Pullman, WA, p. 131-134.
- Crutzen, P.J. i Stoermer, E.F.** 2000. The Anthropocene. *Global Change Newsletter*, 41: 17-18.
- Csoma, A.É., Goldstein, R.H. i Pomar, L.** 2006. Pleistocene speleothems of Mallorca: implications for palaeoclimate and carbonate diagenesis in mixing zones; *Sedimentology*, 53: 213-236.
- Cuadrat, J.M. i Pita, M.F.** 2004. *Climatología* 3ªed. Ediciones Cátedra. 496 p.
- Cuerda, J.** 1975. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Palma. Govern de les Illes Balears. Primera edició: 310 p.
- Cuerda, J.** 1984. A contribution to the Knowledge of Pleistocene coastal Profiles. In: Kuhbier, H., Alcover, J.A., i Guerau d'Arellano, C. (Eds.), *Biogeography and Ecology of the Pityusic Islands*. Monographiae Biologicae. La Hague, 52: 105-118.
- Cuerda, J.** 1989. *Los tiempos cuaternarios en Baleares*. Palma. Govern de les Illes Balears. Segona edició: 310 p.
- Cuerda, J. i Sacarés, J.** 1971. Formaciones marinas correspondientes al límite Plio-Quaternario y al Pleistoceno inferior en la costa Lluchmajor (Mallorca); *Bol. Soc. Hist. Nat. Baleares*, 16: 105-141.
- D'Orefice, M., Graciotti R. i Capitanio, F.** 2007. Le eolianiti dell'Isola d'Elba: i depositi del Promontorio del M. Calamita e del Golfo di Viticcio; *Il Quaternario*, 20 (1): 21-44.
- D'Argenio, A., Pescatore, T. i Senatore, M.R.** 2004. Sea-level change and volcano-tectonic interplay. The Gulf of Pozzuoli (Campi Flegrei, Eastern Tyrrhenian Sea) during the last 39 ka; *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 133: 105-121.
- Davis, R.A. jr.** 1983. *Depositional Systems: A genetic approach to sedimentary geology*. Englewood Cliffs, New Jersey. Prentice Hall, Inc., 669 p.
- DCIDOB**, 1998. *Canvi Climàtic, camí al 2012*. Barcelona, p. 18-23.
- Del Valle, L., Gómez-Pujol, L., Fornós, J.J., Timar-Gabor, A., Anechitei-Deacu, V., Pomar, F.** 2016. Middle to Late Pleistocene dunefields in rocky coast settings at Cala Xuclar (Eivissa, Western Mediterranean): Recognition, architecture and luminescence chronology. *Quaternary International*. In Press. [doi:10.1016/j.quaint.2016.01.050](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.050).
- Desnoyers, J.** 1829. Observations sur un ensemble de dépôts marins plus récents que les terrains tertiaires du Bassin de la Seine et constituant une formation géologique distincte: précédées d'un aperçu de la nonsimultanéité des bassins tertiaires. *Annales Scientifiques Naturelles*, 16: 171-214, 402-419.
- Díaz de Neira, A. i Gil-Gil, J.** 2013. El Cretácico de la isla de Ibiza y su correlación con el Prebético de Alicante (Cordillera Bética, España)". *V Congreso del Cretácico de España*. 1ª edició. Madrid: Servicio de Publicaciones del IGME, 1: 102-104.
- Díaz, J.A.** 2009. Guía de la Geología de Granada. Disponible a: http://www.granadanatural.com/blog.php?codigo_blog_articulo=63

- Dorale, J.A., Onac, P.B., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P. i Peate, D.W.** 2010. Sea-level Highstand 81,000 Years Ago in Mallorca; *Science*, 327: 860-863.
- Downs, R.T. i Hall-Wallace, M.** 2003. The American Mineralogist Crystal structure data base; *American Mineralogist*, 88: 247-250.
- Duller, G.A.T.** 2003. Distinguishing quartz and feldspar in single grain luminescence measurements; *Radiation Measurements*, 37 (2): 161-165.
- Duplessy, J.C, Cortijo, E. i Kallel, N.** 2005. Marine records of Holocene climatic variations; *C R Geosci.*, 337: 87-95.
- Einsele, G.** 2000. *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer. 792 p.
- El-asmr, H.** 1994. Aeolianite sedimentation along the northwestern coast of egipt: evidence for middle to late quaternary aridity; *Quaternary Science Reviews*, 13: 699-708.
- El-asmr, H.M. i Wood, P.** 2000. Quaternary Shoreline development. The northwestern coast of Egypt; *Quaternary Science Reviews*, 19: 1137-1149.
- El-mejdoub, N., Mauz, N. i Jedoui, Y.** 2011: Sea-level and climatic controls on Late Pleistocene coastal aeolianites in the Cap Bon península, northeastern Tunisia; *Boreas*, 40: 198-207.
- Emiliani, C.** 1955. Pleistocene temperatures; *Journal of Geology*, 63: 538-578.
- EPICA Community Members** 2006. One-to- one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica; *Nature*, 444: 195-198.
- Esteban, M. i Klappa, C.F.** 1983. Subaerial exposure environment. In: Scholle, P. A., Bebout, D. G., Moore, C. H. (Eds.), *Carbonate Depositional Environments*. Mem. American Association of Petroleum Geologists, 33: 1-54.
- Esu, D.** 1978. La malacofauna continentale pliopleistocenica della formazione fluvio-lacustre di Nuraghe su Casteddu (Sardegna orientale) e sue implicazioni paleogeografiche; *Geologica Romana*, 17: 1- 33.
- 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.
- Fairbridge, R.W.** 1961. Eustatic changes in sea level. In: Ahrens, L.H.; Rankama, K.; Press, F., Runcorn, S.K. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*. London. Ed. Pergamon Press, 4: 99-185.
- Fairbridge, R.W. i Johnson, D.L.** 1978. Eolianite. In: Fairbridge, R.W.; Bourgeois, J. (Eds.), *The Encyclopedia of Sedimentology*. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, p. 279-282.
- Fallot, P.** 1922. *Etude géologique de la sierra de Majorque*. Tesi Doctoral. Libr. Polytechnique Ch. Béranger, París et Liège. 480 p.
- Fiol, L., Fornós, J.J., Gelabert, B. i Guijarro, J.A.** 2005. Dust rains in Mallorca (Western Mediterranean): Their occurrence and role in some recent geological processes; *Catena*, 63: 64-84.
- Flor, G.** 1990. Tipología de dunas eólicas. Procesos de erosión-sedimentación costera y evolución litoral de la provincia de Huelva (Golfo de Cádiz occidental, Sur de España); *Estudios Geológicos*, 46: 99-109.

- Florit, X. Mourer-Chauviré, C. i Alcover, J.A.** 1989. Els Ocells Pleistocènics d'es Pouàs, Eivissa. Nota preliminary; *Bull. Inst. Cat. Hist. Nat.*, 56: 35-46.
- Flügel, E.** 2014. *Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application*. Springer. Berlin, 976 p.
- Fontboté, J.M., Obrador, A. i Pomar, L.** 1983. Islas Baleares. In: Jubilar J M. Ríos, *Geología de España*, 2: 343-391.
- Fornós, J.J.** 2011. Eolianitas y dunas cuaternarias en las Islas Baleares. In: Sanjaume, E., Gracia, F.J. (Eds.), *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, 12: 307-328.
- Fornós, J.J., Bromley, R.G., Clemmensen, L.B. i Rodríguez-Perea, A.** 2002. Tracks and trackways of *Myotragus balearicus* Bate (Artiodactyla, Caprinae) in Pleistocene aeolianites from Mallorca (Balearic Islands, Western Mediterranean); *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 180: 277-313.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L., Ginés, A. i Ginés, J.** 2012. Pleistocene eolianites and low sea levels. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P., Fornós, J.J. (Eds.), *Mallorca: A Mediterranean benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18, 85-110.
- Fornós, J.J., Clemmensen, L.B., Gómez-Pujol, L. i Murray, A.** 2009. Late Pleistocene carbonate aeolianites on Mallorca, Western Mediterranean: a luminescence chronology; *Quaternary Science Reviews*, 28: 2697-2709.
- Fornós, J.J. i Gelabert, B.** 2011. Condicionants litològics i estructurals del carst a les illes Balears; *Endins*, 35. Mon. Soc. Hist.Nat. Balears, 17: 37-52.
- Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Gràcia, F., Merino, A., Onac, B.P., Tuccimei, P. i Vicens, D.** 2012. Upper Pleistocene deposits and karst features in the litoral landscape of Mallorca Island (Western Mediterranean): A field trip. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. i Fornós, J.J. (eds). *Mallorca: A Mediterranean Benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18: 163-220.
- Fornós, J.J., Gómez-Pujol, L. i Clemmensen, L.B.** 2004. Facies architecture of interbedded aeolianites and alluvial fans deposits: the Late Pleistocene of Pollença Bay (Mallorca Is., Western Mediterranean); *International Association of Sedimentology 23rd Meeting*, Coimbra (Portugal), 116 p.
- Fornós, J.J., Merino, A., Ginés, J., Ginés, A. i Gràcia, F.** 2011. Solutional features and cave deposits related to hypogene speleogenetic processes in a litoral cave of Mallorca Island (western Mediterranean); *Carbonates and Evaporites*, 26 (1): 69-81.
- Fornós, J.J., Rodríguez-Perea, A., Bromley, R.G. i Clemmensen, L.B.** 2007. S'estret des temps: Registro Cuaternario, Eolianitas y estructuras asociadas. Anexo 2.5 Itinerario y paradas complementarias. In: Fornós, J.J. Ginès, J., Gómez-Pujol, L. *Geomorfología Litoral: Migjorn y Llevant de Mallorca*. Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears. 15: 173-184.
- Frébourg, G., Hasler, C. i Davaud, E.** 2012. Uplifted marine terraces of the Akamas Peninsula (Cyprus): evidence of climatic conditions during the Late Quaternary highstands; *Sedimentology*, 59: 1409-1425.

- Frébourg, G., Hasler, C.A., Le Guern, P.I. i Davaud, E.** 2008. Facies characteristics and diversity in carbonate eolianites; *Facies*, 54: 175–191.
- Frechen, M., Dermann, B., Boenigk, W. i Ronen, A.** 2001. Luminescence chronology of aeolianites from the section at Givat Olga—Coastal Plain of Israel; *Quaternary Geochronology*, 20: 805–809.
- Frigola, J.I.** 2012. *Variabilitat climàtica ràpida a la conca occidental del Mediterrani: registre sedimentològic*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona, 167 p.
- Fumanal, M.P.** 1995. Pleistocene dune systems in the Valencian Betic cliffs Spain. *INQUA Subcomission on Mediterranean and Black Sea Shorelines Newsletter*, 17: 32–38.
- Fumanal, M.P. i Carmona, P.** 1995. Paleosuelos pleistocenos en algunos enclaves del País Valenciano. In: *El Cuaternario del País Valenciano*. Valencia, p. 125-134.
- Furundarena, J. i Jiménez, J.M.** 1998. Los conceptos de Estadio e Interestadio. Bases para un anàlisis ecosistémico; *MUNIBE (Antropologia-Arkeologia)*, 50: 15-91.
- Galvañ, V.A., Ferrer, M.J.** 2000. Extracció de marés. Utilitaje y procedimiento. In: Graciani, A., Huerta, E., Rabasa, M., Tabales, M. *Actas del Tercer Congreso Nacional de Historia de la Construcción*. Sevilla. P. 335-341.
- García de Domingo, A., Díaz de Neira, J.A., Gil-Gil, J. i Cabra-Gil, P.** 2009. *Cartografía y Memoria del Mapa Geológico de España a escala 1:25.000 (Plan MAGNA, 2ª serie) de la Hoja 799 I (Santa Eulària des Riu)*. Madrid, Servicio de Publicaciones del IGME. 77 p. Col·lecció 2ª Sèrie.
- García-Alba, J. i Morey, M.** 1981. La vegetación de las dunas litorales y su relación con la morfología dunar y el gradiente de influencia marina; *Mediterránea. Serie de Estudios sobre Biología Terrestre Mediterránea*, 5: 3-22.
- Gardner, R.A.M.** 1983. Aeolianites. In: Goudie, A.S., Pye, K. (Eds.), *Chemical sediments and geomorphology*. Academic Press. London, p. 265-300.
- Gardner, T.W., Webb, J., Davis, A.G., Cassel, E.J. Pezzia, C., Merritts, D.J.B. i Smith, B.** 2006. Late Pleistocene landscape response to climate change: eolian and alluvial fan deposition, Cape Liptrap, southeastern Australia; *Quaternary. Science. Review*, 25: 1552–1569.
- Gàsser, Z.** 1998. Nota paleontològica sobre el jaciment quaternari marí d'Es Copinar (Formentera, Illes Pitiüses, Mediterrània occidental); *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 41: 153-157.
- Gàsser, Z.** 2001. Descripció del jaciment del Miocè marí a s'Estufador (Formentera, Illes Pitiüses, Mediterrània occidental); *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 44: 87-92.
- Gàsser, Z.** 2002. Jaciments paleontològics marins del Miocè i Quaternari d'es Ram (Formentera, Illes Pitiüses); *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 45: 87-92.
- Gàsser, Z., Ferrer, J.A.** 1997. Nous jaciments paleontològics del Miocè i Quaternari de Formentera (Illes Pitiüses, Mediterrània occidental). *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 40: 91-101.
- Gasull, Ll. i Alcover, J.A.** 1982. La Cova de Ca Na Reia: desconcertant estació malacològica del Pleistocè de les Pitiüses; *Endins*, 9: 41-44.
- Gelabert, B.** 1998. *La estructura geològica de la mitad occidental de la isla de Mallorca*. Tesi Doctoral, ITGE, Madrid: 129 p.

- Gerrard, A.J.** 1981. *Soils and Landforms: An Integration of Geomorphology and Pedology*. Gerrard Allen & Unwin, London. 218 p.
- Gibbard, P.L., Head, M. J., Walker, M.J.C i la Subcomissió en Estratigrafia del Quaternari (ICS).** 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma; *Journal of Quaternary Science*, 25: 96-102.
- Gibbard, P.L. i Van Kolfschoten, T.** 2004. The Pleistocene and Holocene epochs. In: Gradstein, F. M., Ogg, J.G., Smith, A.A (Eds.), *Geologic Time Scale*. Cambridge University Press, Cambridge. p. 441–452.
- Gil, Ll., Tebar, X. i Llorens, Ll.** 1992. La Vegetación. In: Diario de Ibiza (Ed). *Guía de la naturaleza de Eivissa y Formentera*, 1: 49-60.
- Gildor, H. i Tziperman E.** 2000. Sea ice as the glacial cycles climate switch: Role of seasonal and Milankovitch solar forcing; *Paleoceanography*, 15: 605-615.
- Giménez, J., Barón, A., Comas, M., González, C., Garau, J., Beidas, O., Oliver, M. i Nadal, F.X.** 2014. Hidrogeologia de les Illes Balears: Les masses d'Aigua Càrstiques; *Endins*, 36: 9-26.
- Giménez, J., Gelabert, B. i Sàbat, F.** 2007. El relieve de las Islas Baleares; *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15 (2): 175-184.
- Ginés, A. i Ginés, J.** 1986. On the interest of speleochronological studies in karstified islands. The case of Mallorca (Spain); *Com. 9ª Cong. Int. Espeleol.*, Barcelona, 1: 297-300.
- Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. i Fornós, J.J.** (eds). 2012a. *Mallorca: A Mediterranean Benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 219 p.
- Ginés, A., Ginés, J. i Pomar, L.** 1981. Phreatic Speleothems in Coastal Caves of Majorca (Spain) as Indicators of Mediterranean Pleistocene Paleolevels. *8th International Congress of Speleology*. Bowling Green, 2: 533-536.
- Ginés, J.** 2000. *El Karst Litoral en el Levante de Mallorca: una aproximación al conocimiento de su morfogénesis y cronología*. Tesi Doctoral. Universitat de les Illes Balears. Palma de Mallorca. 595 p.
- Ginés, J. i Ginés, A.** 1995. Aspectes espeleocronològics del carst de Mallorca /Speleochronological aspects of karst i Mallorca. In: Ginés, A., Ginés, J. (Eds.), *El carst i les coves de Mallorca / Karst and cave in Mallorca*. Endins, 20/ Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, Palma de Mallorca, 3: 99-112.
- Ginés, J., Fornós, J.J., Ginés, A., Gràcia, F., Delitala, C., Taddeucci, A., Tuccimei, P. i Vesica, P.L.** 2001. Els espeleotemes freàtics de les coves litorals de Mallorca: canvis del nivell de la Mediterrània i paleoclima en el Pleistocè superior. In: Pons, G.X. i Guijarro, J.A. (Eds.), *El canvi climàtic: passat, present i futur*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, Palma de Mallorca, 9: 33-52.
- Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J.J. Tuccimei, P., Onac, B.P. i Gràcia, F.** 2012b. Phreatic Overgrowths on Speleothems (POS) from Mallorca, Spain: Updating forty years of research. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. i Fornós, J.J. *A Mallorca: a Mediterranean Benchmark for Quaternary Studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18: 111-146.

- Ginés, J., Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Gràcia, F. i Vesica, P.L.** 2002. Los espeleotemas freáticos de las cuevas costeras de Mallorca: su contribución al estudio del Cuaternario; *Boletín SEDECK*, Madrid, 3: 76-90.
- Glennie, K.W. i Evamy, B.D.** 1968: Dikaka-plants and plant-root structures associated with Aeolian sand; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23: 77-87.
- Gómez-Pujol, L. i Pons, G.X.** 2007. La geomorfología litoral de Mallorca cuarenta y cinco después. In: Fornós, J.J. Ginés, J. i Gómez-Pujol, L. (Eds.), *Geomorfología Litoral: Migjorn y Llevant de Mallorca*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 15: 17-37.
- González-Hernández, F.M., Goy, J.L., Zazo, C. i Silva, P.G.** 2001. Actividad eólica-cambios del nivel del mar durante los últimos 170.000 años (litoral de Mallorca, Islas Baleares); *Revista Cuaternario & Geomorfología*, 15 (3-4): 67-75.
- Goodess, C.M., Palutikof, J.P. i Davis, T.D.,** 1992. *The nature and causes of climate change: assessing the long-term future*. Belhaven Press, Londres, 248 p.
- Goudie, A.S. i Wells, G.L.** 1995. The nature, distribution and formation of pans in arid zones; *Earth-Science Reviews*, 38 (1): 1-69.
- Goy, J.L. i Zazo, C.** 1986. Synthesis of the Quaternary in the Almeria littoral neotectonic activity and its morphologic features. Western Betics, Spain; *Tectonophysics*, 130: 259-270.
- Goy, J.L. i Zazo, C.** 1988. Sequences of Quaternary marine levels in Elche basin (Eastern Betic Cordillera, Spain); *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 68: 301-310.
- Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Causse, C. i Hillaire-Marcel, C.** 1993. Eléments d'une chronostratigraphie du Tyrrhénien des régions d'Alicante-Murcie, Sud-Est de l'Espagne; *Geodyn. Acta. Paris*, 6 (2): 104-119.
- Goy, J.L., Zazo, C. i Cuerda, J.** 1997. Evolución de las áreas margino-litorales de la costa de Mallorca (I. Baleares) durante el último y presente interglacial: Nivel del mar y clima; *Boletín Geológico y Minero*, 108 (4 i 5): 127-135.
- Gràcia, F., Clamor, B., Landreth, R., Vicens, D. i Watkinson, P.** 2001. Evidències geomorfològiques dels canvis del nivell marí. In: Pons, G.X. i Guijarro, J.A. (Eds.), *El canvi climàtic: passat, present i futur*. Monografies de la Societat d'Història Natural de les Balears, 9: 91-120.
- Grup d'estudis de la Naturelesa** (Eds.), 2004. *Es Amunts d'Eivissa: Vida, Cultura i Paisatge*. Eivissa, p. 14-35.
- Guasch, X.** 2002. "Formentera. Geologia". Enciclopèdia d'Eivissa i Formentera. Departament d'educació, Cultura i Patrimoni. Consell d'Eivissa. VI. Eivissa.
- Guijarro, J.A.** 1992. «El clima». *Guía de la naturaleza de Eivissa y Formentera*. Eivissa, Diario de Ibiza, p. 49-72.
- Guijarro, J.A.** 1986. *Contribución a la Bioclimatología de Baleares*. Tesis Doctoral. UIB, 232 p.
- Guilcher, A.** 1969. Pleistocene and Holocene sea level changes; *Earth-Science Reviews*, 5 (2): 69-97.
- Guilcher, A.**, 1985. France. In: Bird, E.C.F., Schwartz, M.L. (Eds). *The World's Coastlines*. Van Nostrand Reinhold, New York, p. 385-396.

- Gutiérrez-Elorza, M.** (Ed.). 2001. *Geomorfología Climática*, Barcelona, 1: 642.
- Hao, Q., Wang, L., Oldfield, F., Peng, S., Qin, L., Song, Y., Xu, B., Qiao, Y., Bloemendal, J. i Guo, Z.** 2012. Delayed build-up of Arctic ice sheets during 400,000-year minima in insolation variability; *Nature*, 490: 393-396.
- Hardy, R. i Tucker, M.** 1988. X-ray powder diffraction of sediments. In: Tucker, M. (Ed.), *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. Vol 7: 191-228.
- Harmon, R.S., Mitterer, R.M., Kriusakul, N., Land, L.S., Schwarcz, H.P., Garrett, P., Larson, G.J., Vacher, H.L. i Rowe, M.** 1983. U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 44: 41-70.
- Harvey, A.M.** 2011. The coupling status of alluvial fans and debris cones: a review and synthesis; *Earth Surface, Processes and Landforms*, 37 (1): 64-74.
- Harvey, A.M.** 2013. Processes of Sediment Supply to Alluvial Fans and Debris Cones. In: Schneuwly-Bollswiler, M. et al., (eds.): *Dating Torrential Processes on fans and Cones. Advances in Global Change Research*, 47. Dordrecht. Springer: 15-32.
- Hays, J.D., Imbrie, J. i Shackleton, N.J.** 1976. Variations in the Earth's orbit, pacemaker of the ice ages; *Science*, 194: 1121-1132.
- Head, M.J., Gibbard, P.L. i Salvador, A.** 2008a The Quaternary: its character and definition; *Episodes*, 31: 234-238.
- Head, M.J., Pillans, B. i Farquhar, S.A.** 2008b. The Early-Middle Pleistocene transition: characterization and a proposed guide for the defining boundary; *Episodes*, 31: 234-238.
- Hearty, P.J.** 1987. New data on the Pleistocene of Mallorca; *Quaternary Science Reviews*, 6: 245-257.
- Hearty, P.J. i Kindler, P.** 1995. Sealevel highstand chronology from stable carbonate platforms (Bermuda and Bahamas); *Journal of coastal Research*, 11 (3): 675-689.
- Hearty, P.J., Miller, G.H., Stearns, C.E. i Szabo, B.J.** 1986. Aminostratigraphy of Quaternary shorelines in the Mediterranean basin; *Geological Society of America Bulletin*, 97: 850-858.
- Hearty, P.J. i O'Leary M.J.** 2008 Carbonate eolianites, quartz sands, and Quaternary sea-level cycles, Western Australia: a chronostratigraphic approach Quaternary; *Geochronology*, 3: 26-55.
- Hearty, P.L., Hollin, J.T., Neumann, A.C., O'leary, M.J. i McCulloch, M.** 2007. Global sea-level fluctuations during the Last Interglacial (MIS 5e); *Quaternary Science Reviews*, 26: 2090-2112.
- Helmens, K.F.** 2014. The last Interglacial-glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe; *Quaternary Science Reviews*, 86: 115-143.
- Henningsen, D., Kelletat, D. i Hagn, H.** 1981. Die quartären Äolianite von Ibiza und Formentera (Balearn, Mittelmeer) un ihre Bedeutung für die Entwicklungsgeschichte der Inseln; *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 31: 109-133.

Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. i Cuerda, J. 1996. U-series measurements in thyrrenian deposits from Mallorca-Further evidence for two last-interglacial high sea level in the Balearic Islands; *Quaternary Science Reviews*, 15: 53-62.

Huerta, P., Rodríguez-Berriguete, A., Martín-García, R., Martín-Perez, A., La Iglesia, A. i Alonso-Zarza, A.M. 2015. The role of climatic and aeolian dust input in calcrete formation in volcanic islands (Lanzarote and Fuerteventura, Spain); *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. El Servier, 417: 66-79.

Huybers, P. i Wunsch, C., 2005. Obliquity pacing of the late Pleistocene glacial terminations; *Nature*, 434: 491-494.

Imbrie, J. 1982. Astronomic theory of the Pleistocene ice ages – a brief historical review: *Icarus*, 50, 408-422.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. i Toggweiler, J.R. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles. The 100,000-year cycle; *Paleoceanography*, 8: 699-735.

Imbrie, J., Boyle, E., Clemens, C., Duffy, A., Howard, W., Kukla, G., Kutzbach, J.E., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molfino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. i Toggweiler, J.R. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles. Linear responses to Milankovitch forcing; *Paleoceanography*, 7: 701-738.

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. i Shackleton, N.J. 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $d^{18}O$ record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. i Saltzman, B. (Eds.), *Milankovitch and Climate*, Part I. Reidel Publishing, p. 269-305.

Imbrie, J.Z., Imbrie-Moore, A. i Lisiecki, L.E. 2011. A phase-space model for Pleistocene ice volume; *Earth and Planetary Science Letters*, p. 94-102.

Indermühle, A., Monnin, E., Stauffer, B., Stocker, T.F.I. i Wahlen, M. 2000. Atmospheric CO₂ concentration from 60 to 20 kyr bp from the Taylor Dome ice core, Antarctica; *Geophys. Res. Lett.*, 27: 735-738.

James, N.P. 1997: The cool-water carbonate deposition realm. In: James, N.P. i Clarke, J.A. (Eds), *Cool waters carbonates*; SEPM, Special Publication, Society of Sedimentary Geology, Tulsa, 56: 1-21.

Jones, A.P. i Omoto, K. 2000. Towards establishing criteria for identifying trigger mechanisms for soft-sediment deformation: a case study of Late Pleistocene lacustrine sands and clays, Onikobe and Nakayamadaira Basins, northeastern Japan; *Sedimentology*, 47: 1211-1226.

Jouzel, J., Masson-Delmonte, V., Cattani, O., Dreyfus, G., Falourd, S., Hoffman, G., Minster, B., Nouet, J., Barnola, J.M., Chappellaz, J., Fischer, H., Gallet, J.C., Johnsen, S., Leuenberger, M., Loulergue, L., Luethi, D., Oerter, H., Parrenin, F., Raisbeck, G., Raynaud, D., Schilt, A., Schwander, J., Selmo, E., Souchez, R., Spahni, R., Stauffer, B., Steffensen, J.P., Stenni, B., Stocker, T.F. Tison, J.L., Werner, M. i Wolff, E.W. 2007. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the last 800,000 years; *Science*, 317: 793-796.

- Kaspar, F., Spanghel, T. i Cubasch, U.** 2007. Northern Hemisphere winter storm tracks of the Eemian interglacial and the last glacial inception; *Climate of the past*, 3: 181-192.
- Kelly, M., Black, S. i Rowan, J.S.** 2000. A calcrete-based U/Th chronology for landform evolution in the Sorbas basin, southeast Spain; *Quaternary Science Reviews*, 19: 995-1010.
- Kindler, P., Davaud, E. i Strasser, A.** 1997: Tyrrhenian coastal deposits from Sardinia (Italy): a petrographic record of high sea levels and shifting climate belts during the last interglacial (isotopic substage 5e); *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175: 369-379.
- Klappa, C.** 1980. Rizoliths in terrestrial carbonates classification, recognition, genesis and significance; *Sedimentology*, 27: 613-629.
- Koç Tasgin, C., Orhan, H., Türkmen, I. i Aksoy, E.** 2011. Soft-sediment deformation structures in the late Miocene şelmo Formation around Adiyaman area, Southeastern Turkey; *Sedimentary Geology*, 235: 277-291.
- Kocurek, G. i Lancaster, N.** 1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example; *Sedimentology*, 33: 795-816.
- Kraus, M.J. i Hasiotis, S.T.,** 2006, Significance of different modes of rhizolith preservation to interpreting paleoenvironmental and paleohydrologic settings: examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, USA; *Journal of Sedimentary Research*, 76: 633-646.
- Kuhbier, H., Alcover, J.A. i Arellano, G.** (eds). 1984. *Biogeography and ecology of the Pityusic Islands*. Dr W. Junk Publishers, The Hague, Boston, Lancaster. 704 p.
- Lambeck, K.** 1993. Glacial rebound and sea-level change: an example of a relationship between mantle and surface processes; *Tectonophysics*, 223: 15-37.
- Lancaster, N.** 1990. Palaeoclimatic evidence from sand seas; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Earth Science Review*, 76: 279-290.
- Lang, N. i Wolff, E.W.** 2011. Interglacial and glacial variability from the last 800 ka in marine, ice and terrestrial archives; *Climate of the Past*, 7: 361-380.
- Langford, R.P. i Chan, M.A.** 1989. Fluvial-eolian interactions: Part II, ancient systems; *Sedimentology*, 36: 1037-1051.
- Lisiecki, L.** 2010. Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle; *Nature Geosci.*, 3: 349-352.
- Lisiecki, L.E. i Raymo, M.E.** 2007. Plio-Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics; *Quaternary Science Reviews*, 26: 56-69.
- Liu, S.C., Fu, C., Shiu, C.J., Chen, J.P. i Wu, F.** 2009. Temperature dependence of global precipitation extremes; *Geophys Res Lett.*, 36: 218.
- Livingstone, I. i Warren, A.** 1996. *Aeolian Geomorphology: An introduction*. Longman: 211 p.
- Long, J.A. i Stoy, P.C.** 2013. Quantifying the periodicity of Heinrich and Dansgaard-Oeschger events during Marine Oxygen Isotope Stage 3; *Quaternary Research*, 79: 413-423.
- Loope, D.B.** 1984. Eolian origin of upper Paleozoic sandstones, southeastern Utah. J; *Sediment. Petrol.*, 54: 563-580.

- Loope, D.B.** 1986. Recognizing and utilizing vertebrate tracks in cross section: Cenozoic hoofprints from Nebraska; *Palaios*, 1: 141-151.
- Loope, D.B.** 1988. Rhizoliths in ancient eolianites; *Sedimentary Geology*, 56: 301-314.
- Loulergue, L., Schilt, A., Spahni, R., Masson-Delmotte, V., Blunier, T., Lemieux, B., Barnola, J.M., Raynaud, D., Stocker, T.F. i Chappellaz, J.** 2008. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years; *Nature*, 383-386.
- Lowe, J.J. i Walker, M.J.C.** 1997. *Reconstructing Quaternary Environments*. Longman. Essex. 446 p.
- Lowe, J.J. i Walker, M.J.C.** 2015. *Reconstructing Quaternary Environments*. Routledge: 538 p.
- Lüthi, D., Le Floch, M., Bereiter, B., Blunier, T., Barnola, J.M., Siegenthaler, U., Raynaud, D., Jouzel, J., Fischer, H., Kawamura, K. i Stocker, T.F.** 2008. High-resolution carbon dioxide concentrations record 650,000-800,000 years before present; *Nature letters*. 453: 379-382.
- Lyell, C.** 1839. *Nouveaux éléments de Géologie*. Pitois-Levrault, Paris, 648 p.
- Macklin, M.G. i Lewin, J.** 2008. Alluvial responses to the changing Earth System; *Earth Surface Processes and Landforms*, 33: 1374-1395.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., López-Martínez, C., Cacho, I., Sierro, F.J., Flores, J.A., Zahn, R., Canals, M., Curtis, J.H. i Modell, D.A.** 2004. Abrupt temperature changes in the Western Mediterranean over the past 250,000 years; *Science*, 306: 1762-1765.
- Martrat, B., Grimalt, J.O., Shackleton, N.J., De Abreu, L., Hutterli, M.A. i Stocker, T.F.** 2007. Four climate cycles of recurring deep and surface water desestabilizations on the Iberian margin; *Science*, 137: 502-507.
- Mas, G. i Ripoll, J.** 2010. Cambres de pupació d'insectes coleòpters del Pliocè-Pleistocè inferior de Mallorca (Illes Balears, Mediterrània occidental). Significació paleoambiental i cronostratigràfica; *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 53: 91-106.
- Masseling, G. i Hughes, M.G.** (Eds.), 1997. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. 24-44.
- Mauz, B.** 1999. Late Pleistocene records of littoral processes at the Tyrrhenian Coast (Central Italy): depositional environments and luminescence chronology; *Quaternary Science Reviews*, 18: 1173-1184.
- Mazzanti, R.** 1983. Il punto sul Quaternario della fascia costiera e del l'Arcipelago di Toscana; *Boll. Soc. Geol. It.* 102 p.
- McEwan, I.K. i Willetts, B.B.** 1993a. Sand transport by wind: a review of the current conceptual model. In: Pye, K., (Ed.). *The Dynamics and Environmental Context of Aeolian Sedimentary Systems*: Geological Society of London, Special Publication, 72: 7-16.
- McGowran, B., Berggren, W.A., Hilgen, F., Steininger, F., Aubry, M.P., Van Couvering, J.A. i Lourens, L.** 2009. Neogene and Quaternary coexisting in the geological time scale. The inclusive compromise; *Earth Science Reviews*, 96 (4):249-262.
- McManus, J.** 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker, M. (Ed.), *Techniques in Sedimentology*. Oxford, Blackwell Scientific Publications. Vol. 3: 63-85.

- Mckee, E.D.** 1979. Introduction to a study of global sand seas. A global study of sand seas. U. S. Geological Survey, *Professional Paper*, 1052: 1-19.
- Mckee, E.D.** 1983. Aeolian sand bodies of the World. In: Brookfield, M.E. i Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Aeolian Sediments and Landforms. Developments in Sedimentology*, 38: 1-25.
- Mckee, E.D. i Ward, W.C.** 1983. Eolian environments. In: Scholle, P.A. Bebout, D.G. i Moore, C.H. *Carbonate depositional environments*. AAPG. Memoir, 33: 131-170.
- Melis R.T.** 1996. Suoli sepolti del Pleistocene superiore nella Sardegna sud occidentale; *Il Quaternario*, 9: 509-512.
- Mensching, H.** 1955. Karst und Terra Rossa auf Mallorca. *Erdkunde*, Bonn, Germany, 9:188-196.
- Miall, A.D.** 1996. *The Geology of Fluvial deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer: 582 p.
- Miall, A.D.** 2010. *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer- Verlag, Berlin, Heidelberg 2ª edició. 522 p.
- Monnin, E., Indermühle, A., Dällenbach, A., Flückiger, J., Stauffer, B., Stocker, T.F. Raynaud, D. i Barnola, J.M.** 2001. Atmospheric CO₂ concentrations over the last glacial termination; *Science*, 291: 112-114.
- Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M.A., Sanchez-Goñi, M.F., Grimalt, J.O. i Weltje, G.L.** 2002. Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran Sea record; *Quaternary Research*, 58: 318-328.
- Mörner, A.** 1983. Sea Levels. In: Gardner, R. i Scoging, H. (Eds.) *Mega-Geomorphology*. Oxford. Ed. Clarendon Press, p. 73-91.
- Mörner, A.** 1987. Models of global sea level changes. In: Tooley, M.J. i Shennan, I (Eds.), *Sea Level Changes*. Blackwell, p. 333-335.
- Mountney, N.** 2006. Periodic accumulation and destruction of Aeolian erg sequences in the Permian Cedar Mesa Sandstone, White Canyon, southern Utah, USA; *Sedimentology*, 53: 789-823.
- Muhs, D.R., Meco, J. i Simmons, K.R.** 2014. Uranium-series ages of coral, sea level, history, and palaeozoogeography, Canary Islands, Spain: An exploratory study for two Quaternary interglacial periods; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 394: 99-118.
- Muhs, D.R., Simmons, K.R., Schumann, R.R. i Halley, R.B.** 2011. Sea-level history of the past two interglacial periods: new evidence from U-series dating of reef corals from south Florida. *Quaternary Science Reviews*, 30: 570-590.
- Muhs, D.R., Budahn, J., Avila, A., Skipp, G., Freeman, J. i Patterson, D.** 2010. The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils; *Quaternary Science Reviews*, 29: 2518-2543.
- Munyikwa, K.** 2005. Synchrony of Southern Hemisphere Late Pleistocene arid episodes: A review of luminescence chronologies from arid Aeolian landscapes south of the Equator; *Quaternary Science Review*, 23: 1733-1756.

Murray, A.S.I. i Wintle, A.G. 2003. The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability; *Radiation Measurements*, 37 (4-5): 377-381.

Murray-Wallace, C.V. 2000. Quaternary coastal aminostratigraphy - Australian data in a global context. In: Goodfriend, G.A., Collins, M.J., Fogel, M.L., Macko, S.A., Wehmiller, J.F. (Eds), *Perspectives in Amino Acid and Protein Geochemistry*. Oxford University Press, New York, p. 279-300.

Murray-Wallace, C.V. 2002. Pleistocene coastal stratigraphy, sea level highstands and neotectonism of the southern Australian passive continental margin; *Journal of Quaternary Science*, 17: 469-489.

Muto, T. i Steel, R.J. 1997. Principles of regression and transgression: The nature of the interplay between accommodation and sediment supply, *J. Sediment. Res.*, 67 (6): 994 – 1000.

Muto, T. i Steel, R.J. 2000. The accommodation concept in sequence stratigraphy: Some dimensional problems and possible redefinition; *Sediment. Geol.*, 130 (1 – 2): 1 – 10.

Neuendorf, K.K.E., Mehl, J.P (jr). i Jackson, J.A (Eds.), 2005. Glossary of Geology. *American Geological Institute*. Virginia. 800 p.

Nielsen, K.A., Clemmensen, L.B. i Fornós, J.J. 2004. Middle Pleistocene magnetostratigraphy and susceptibility stratigraphy: data from a carbonate aeolian system, Mallorca, Western Mediterranean; *Quaternary Science Reviews*, 23: 1733-1756.

Nilsson, T. 1983. *The Pleistocene Geology and Life in the Quaternary Ice Age*. Dordrecht, Boston, Lancaster, D. Reidel. 651 p.

Nolan, M.H. 1895. Rasgos generales de la estructura geológica del archipiélago balear; *Bull. Soc. Géol. France*, 23: 79-91.

Onac, B.P., Fornós, J.J., Ginés, J., Ginés, A., Tuccimei, P., Peate, D.W. i Björk, S. 2006. Sea-level position at ~80 ka based on phreatic overgrowths on speleothems from Mallorca. In: Onac, B. P., Tamas, T., Constantin, S., Persoiu, A. (Eds.), *Archives of climate Change in Karst. Proceedings of the symposium Climate Change: the karst Record (IV)*. Karst Water Institute. Special Publication, 10: 189-191.

Onac, B.P., Ginés, A., Ginés, J., Fornós, J.J. i Dorale, J.A. 2012. Late Quaternary sea level history: a speleothem perspective. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P. i Fornós, J.J. (Eds.): *Mallorca: A –Mediterranean Benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18: 147-162.

Ortiz, J.E. 2000. *Evolución paleoclimática durante el pleistoceno de la mitad sur de la Península Ibérica mediante el estudio paleontológico y geoquímico de ostrácodos de la cuenca de Cúllar-baza (Granada, España)*. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Madrid. 2324 p.

Owen, G. (1996). Experimental soft-sediment deformations: structures formed by liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples; *Sedimentology*, 43: 279-293.

Owen, G. i Moretti, M. (2011). Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands; *Sedimentary Geology*, 235, 141-147.

Owen, G., Moretti, M. i Alfaro, P. (2011). Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and futur directions; *Sedimentary Geology*, 235: 133-140.

Pallàs, R. 1996. *Geologia de l'illa de Livingston (Shetland del Sud, Antàrtida). Del Mesozoic al Present*. Tesi Doctoral. Universitat de Barcelona. 200 p.

Pappalardo, M., Chelli, A., Ciampalini, A., Rellini, I., Biagioni, F., Brückner, H., Fülling, A. i Firpo, M. 2013. Evolution of an Upper Pleistocene aeolianite in the northern Mediterranean (Liguria, NW Italy); *Ital. j. Geosci.*, 132 (2): 290-303.

Pascucci, V., Sechi, D. i Andreucci, S. 2014. Middle Pleistocene to Holocene coastal evolution of NW Sardinia (Mediterranean Sea, Italy); *Quaternary International*, 328-329: 3-20.

Paul, C.R.C. 1982. Pleistocene non-marine molluscs from Cala Salada, Ibiza; *Geolo. J.*, 17: 161-184.

Paul, C.R.C. i Altaba, C.R. 1992. Els mol·luscs terrestres fòssils de les Illes Pitiüses; *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 141-170.

Pavelic, D., Kovacic, M. i Vlahovic, I. 2006. Periglacial aeolian-alluvial interaction: Pleistocene of the island of Hvar (Eastern Adriatic, Croatia). In: Hoyanagi, K., Takano, O. i Kano, K. (Eds.), *From the Highest to the Deepest. Abstracts*. Volume A, 218 p.

Pavelic, D., Kovacic, M., Vlahovic, I. i Wacha, L. 2011. Pleistocene calcareous aeolian-alluvial deposition in a steep relief karstic coastal belt (island of Hvar, eastern Adriatic, Croatia). *Sedimentary Geology*, 239: 64-79.

Pepin, L., Raynaud, D., Barnola, J.M. i Loutre, M.F. 2001. Hemispheric roles of climate forcings during glacial-interglacial transitions as deduced from the Vostok record and LLN-2D model experiments; *J. Geophys. Res.*, 106: 31885–31892.

Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. i Stievenard, M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica; *Nature*, 399: 429-436.

Pirazzoli, P.A. 1987. Sea-level changes in the Mediterranean. In: Tooley, M. i Shennan, I. (Eds.), *Sea-level changes*. Oxford. Ed. Blackwell, p. 152-181.

Pirazzoli, P.A., Laborel, J. i Stiros, S.C., 1996. Earthquake clustering in the eastern Mediterranean during historical times; *Journal of Geophysical Research*, 101: 6083–6097.

Plaziat J.C., Aberkan, M. i Reyss J.L. 2006. New late Pleistocene seismites in a shoreline series including eolianites, north of Rabat (Morocco); *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 177: 323-332.

Polyak, V.J., Onac, B.P. Fornós, J.J., Dorale, J.A. i Tuccimei, P. 2014. Evidence for stable sea-level during Marine Isotope Stage 5e of the Last Interglacial from the Western Mediterranean. *AGU meeting San Francisco* de dia 14 a 15 de desembre.

Pomar, F., Fornós, J.J. Gómez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2013. El Pleistoceno superior de la zona de Tirant-Fornells (Norte de Menorca, Illes Balears): Un modelo de interacción eólica y aluvial. In: Flor, G., Flor-Blanco, G., Pando González, L.A. (Eds). *VII Jornadas de Geomorfología Litoral*. Oviedo *Geotemas*, 14: 123-126.

Pomar, F., Fornós, J. J. Gómez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2013. Noves aportacions sobre la interferència entre dunes costaneres i ventalls al·luvials durant el Pleistocè Superior: L'exemple del ventall al·luvial d'es Caló "Artà, Mallorca, Illes Balears". In: Pons, G.X., Ginard, A. i Vicens, D.

(Eds.), *VI Jornades de medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Soc. Nat. Hist. Balears. Palma. 110-113.

Pomar, F., Fornós, J. J. Gòmez-Pujol, L. i Del Valle, L. 2013. El Pleistocè Superior de la zona de Tirant-Fornells (Nord de Mallorca, Illes Balears). In: Pons, G.X., Ginard, A. i Vicens, D. (Eds.), *VI Jornades de medi Ambient de les Illes Balears. Ponències i Resums*. Soc. Nat. Hist. Balears. Palma. 86-89.

Pomar, F. 2016. Arquitectura i fàcies deposicionals de la interferència entre la sedimentació al·luvial, col·luvial i eòlica a les Illes Balears durant el Pleistocè Superior: Implicacions paleoclimàtiques. Tesi doctoral. 375.

Pomar, F., Del Valle, L., Fornós, J.J. i Gòmez-Pujol, L. 2015. Registro sedimentario Litoral del Pleistoceno en las Islas baleares (Mediterráneo Occidental): implicaciones paleoclimáticas. VIII Jornadas de Geomorfología Litoral. *Geotemas*, 15: 65-68.

Pomar, L. i Cuerda, J. 1979. Los depósitos marinos pleistocénicos en Mallorca Acta Geológica Hispánica. Homenatge a Lluís Soler i Sabarís, 14: 505-513.

Posamentier, H.W. i Vail, P.R. 1988. Eustatic control on clastic deposition: II sequence and systems tracts models In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.J.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van wagoner, J.C (Eds.). *Sea Level Changes: an integrated approach*. SEPM Especial Publication, 42: 125-154.

Potenciano, A., Marfil, R. i Garzón, G. 1997. Estudio textural y mineralógico de rizoconcreciones en los suelos terciarios de la cuenca del río Amarguillo (Toledo); *Geogaceta*. 22, 161-164.

Prescott, J.R. i Hutton, J.T. 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long terms variations; *Radiation Measurements*, 23 (2-3): 497-500.

Puertos del estado, WANA 21. 021.06 Puertos del Estado, 2007. http://www.puertos.es/es/oceanografia_y_meteorologia/index.html.

Pye, K. 1983. Early post- depositional modification of Aeolian dune sands. In: Brookfield, M. E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Aeolian Sediments and Landforms. Development in Sedimentology*, 38: 197-221.

Pye, K. i Tsoar, H. 1990. *Aeolian sand and sand deposits*. London: Unwin Hyman. 400 p.

Pye, K. i Tsoar, H. 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer-Verlag. Berlin Heidelberg: 458 p.

Rabineau, M., Berné, S., Olivet, J.L., Aslanian, D., Guillocheau, F. i Joseph, P. 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr); *Earth and Planetary Science Letters*, 252: 119-137.

Rahmstorf, S. 2006. Thermohaline Ocean Circulation. In: *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 76: 279-290.

Rangheard, Y. 1969: *Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera*. Besançon, Université de Besançon. 478 p.

Rangheard, Y. 1970. *Memoria del mapa Geológico de España 1:50000*, corresponents a les fulles 412 i 413. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

- Rangheard, Y.** 1971. *Etude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)*. Memorias del IGME, 82: 1-340.
- Rangheard, Y.** 1972. *Étude géologique des îles d'Ibiza et de Formentera (Baléares)*. Madrid. Instituto Geológico y Minero de España: 340 p.
- Raymo, M.E.** 1997. The timing of major climatic terminations; *Paleoceanography*, 12: 577-585.
- Raynaud, D., Barnola, J.M., Souchez, R., Lorrain, R., Petit, J.R., Duval, P. i Lipenkov, V.Y.** 2005. Palaeoclimatology: The record for marine isotopic stage 11; *Nature*, 436: 39-40.
- Reguant, S.** 2005. *Historia de la Tierra y de la vida*. Editorial Ariel. 355 p.
- Reguant, S. i Brusi, D.** 2003. *El procedimiento estratigráfico. La memoria estratigráfica y su extensión desde el marco local al nivel global*. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra, 11 (2): 101-116.
- Retallack, G.J.** 2001. *Soils of the Past*, 2nd ed. New York, Blackwell Science, 520 p. [ISBN 0-632-05376-3](#)
- Riba, O.** 1997. *Diccionari de Geologia*. Institut d'Estudis Catalans. Enciclopèdia catalana, 1407 p.
- Rio, D., Sprovieri, R., Castradori, D. i Di Stefano, E.** 1998. The Gelasian Stage (Upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale; *Episodes*, 21: 82-87.
- Rio, D., Sprovieri, R. i Di Stefano, E.** 1994. The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphic unit of the Pliocene series; *Rivista Italiana Paleontologia e Stratigrafia*, 100: 103-124.
- Riquelme, J.** 1999. La cantería sobre eolianitas en la Marina Alta: Aspectos geográficos y etnográficos; *Cuadernos de Geografía*, 65-66: 375-381.
- Riquelme, J. i Blázquez, A.M.** 2001. Caracterización de las eolianitas cuaternarias entre cap Blanc y el penyal d'Ifac (litoral valenciano); *Cuadernos de Geografía*, 69/70: 163-186.
- Roberts, N.** 1998. *The Holocene. An environmental history*, 2ª ed., Blackwell, Oxford. 316 p.
- Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Van Dam, J., Lafuente, P., Arlegui, L., Ezquerro, L. i De Boer, P.L.** 2012. Aeolian construction and alluvial dismantling of a fault bounded intracontinental aeolian dune field (Teruel Basin, Spain); a continental perspective on Late Pliocene climate change and variability; *Sedimentology*, 59: 1536– 1567.
- Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Finlayson, J.C., Gracia, F.J. i Martínez-Aguirre, A.** 2004. Neotectonics and shoreline history of the Rock of Gibraltar, southern Iberia; *Quaternary Science Reviews*, 23: 2017-2029.
- Rodríguez-Vidal, J., Finlayson, G., Finlayson, C., Negro, J.J. Cáceres, L.M., Fa, D.A. i Carrión, J.S.** 2013. Undrowning a lost world- The Marine Isotope Stage 3 landscape of Gibraltar; *Geomorphology*, 203: 105-114.
- Rohling, E.J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A.P., Siddall, M., Hemleben, C. i Kucera, M.** 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles; *Nat. Geosci.*, 2: 500–504.

Rohling, E.J., Medina-Elizalde, M., Shepherd, J.G., Siddall, M. i Stanford, J.D. 2012. Sea surface and high-latitude temperature sensitivity to radiative forcing of climate over several glacial cycles; *J. Climate*, 25: 1635–1656.

Rose, J., Meng, X. i Watson, C. 1999. Palaeoclimate and palaeoenvironmental responses in the western Mediterranean over the last 140 ka: evidence from Mallorca, Spain; *Journal of the Geological Society*, London, 156: 435-448.

Rosenzweig, C., Karoly, D., Vicarelli, M., Neofotis, P., Wu, Q., Casassa, G., Menzel, A., Root, T.L. Estrella, N., Sequin, B., Tryjanowski, P., Liu, C., Rawlins, S. i Imeson, A. 2008. Atributing physical and biological impacts anthropogenic climate changes; *Nature*, 453: 353-358.

Roselló, V.M. i Fumanal, M.P. 1996. Introducció a les eolianites de les penyes de l'Albir; *Cuadernos de Geografía*, 60: 179-199.

Ruhe, R.V. 1965. Quaternary paleopedology. In: Wright, H.E., Frey, D.E. (Eds.). *The Quaternary of the United States*. Princeton, N. J: Princeton University Press, p. 755-764.

Sàbat, F., Gelabert, B., Rodríguez-Perea, A. i Jiménez, J. 2011. Geological structure and evolution of Majorca: Implications for the origin of the western Mediterranean; *Tectonophysics*, 510: 217-238.

Saltzman, B., Hansen, A.R. i Maasch, K.A. 1984. The late quaternary glaciations as the response of a three component feedback system to earth-orbital forcing; *J. Atmos. Sci.*, 41: 3380-3389.

Sanjaume, E., Fumanal, M.P. i Pérez, A. 1985. EL litoral pleistoceno de Formentera. *Actas de la Reunión del Cuaternario Ibérico*, Lisboa, 1: 119-134.

Sanjaume, E. i Gràcia, F.J. 2011. *Las dunas en España*. Sociedad Española de Geomorfología. Cadiz. 747 p.

Sarti G., Zanchetta, G., Ciulli, L. i Colonese, A. 2005. Late Quaternary oligotypical non-marine mollusc faunas from southern Tuscany: climatic and stratigraphical implications; *GeoActa*, 4: 159-167.

Sayles, R.W. 1931. Bermuda during the Ice Age. In: *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*, 66: 381-486.

Schneider, B. i Schmittner, A. 2006. Simulating the impact of the Panamanian seaway closure on ocean circulation, marine productivity and nutrient cycling; *Earth and Planetary Science Letters*, 246: 367-380.

Seguí-Pons, J.M. (dir.). 1998. *Atlas de les Illes Balears* (CD-ROM). Govern Balear. Conselleria d'Educació Cultura i Esports. Caixa de Balears "Sa Nostra". Universitat de les Illes Balears.

Servera, J. 1997. *Els sistemes dunars litorals de les Illes Balears*. Tesi Doctoral. UIB: 904 p.

Servera, J. 1999. Principals trets fisiogràfics i climàtics de les Pitiüses; *Territoris*, 2: 9-37.

Shackleton, N.J. 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level; *Quaternary Science Reviews*, 6: 183-190.

Shackleton, N.J. i Opdyke, N.D. 1977. Oxygen Isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation; *Nature*, 270: 216-219.

- Shackleton, N.J., Berger, A. i Peltier, W.R.** 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 251-261.
- Shackleton, N.J. i Opdyke, N.D.** 1976. Oxygen Isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, Late Pliocene to Latest Pleistocene; *Benchmark Papers in Geology*, 54: 287-302.
- Shackleton, N.J. i Opdyke, N.D.** 1973. Oxygen Isotope and Palaeomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumens on a 105 Year and 106 Year Scale; *Quaternary Research*, 3: 39-55.
- Siddal, M., Stocker, T.F., Blunier, T., Spahni, R., Mcmanus, J.F. i Bard, E.** 2006. Using a maximum simplicity paleoclimate model to simulate millennial variability during the last four glacial periods; *Quaternary Science Review*, 25: 3185-3197.
- Siddall, M., Rohling, E.J., Almogi-Labin, A., Hemleben, C.H., Melschner, D., Schmelzer, I. i Smeed, D.A.** 2003. Sea-level fluctuations during the last glacial cycle; *Nature*, 423: 853-858.
- Siegenthaler, U., Stocker, T.F., Monnin, E., Lüthi, D., Schwander, J., Stauffer, B., Raynaud, D., Barnola, J.M. Fischer, H., Masson-Delmotte, V. i Jouzel, J.** 2005. Stable carbón cycle-climate relationship during the Late Pleistocene; *Science*, 310: 1313-1317.
- Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Jiménez, J., Fornós, J.J., Cabrero, A., Bardají, T., Mateos, R.M., González-Hernandez, F.M., Hillaire-Marcel, C.L. i Ghaleb, B.** 2005. Mallorca island: geomorphological evolution and neotectonics. In: Desir, G.; Gutiérrez, F.; Gutiérrez-Élorza, M (Eds.), *Field Trip Guides. Sixth International Conference on Geomorphology*. The International Association of Geomorphologists, Zaragoza, 270: 19-28.
- Silva, P.G., Zazo, C., Bardají, T., Baena, J., Lario, J., Rosas, A. i Van der Made, J.** 2009. Tabla cronostratigràfica del Cuaternario de la Península Ibérica, v.2. *AEQUA*. Disponible a: www.aequa.es
- Sivan, D. i Porat, N.** 2004. Evidence from luminescence for Late Pleistocene formation of calcareous aeolianite (kurkar) and paleosol (hamra) in the Carmel Coast, Israel; *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 211: 95-106.
- Solé-Sabarís, L.** 1961. Algunes precisions sobre les oscil·lacions climàtiques quaternàries a les costes catalanes i balear. *Miscel·lània Fontseré*. Barcelona, p. 399-427.
- Solé-Sabarís, L.** 1962. Le Quaternaire marin des Baleares et ses rapports avec les côtes méditerranéennes de la Peninsule Ibérique; *Quaternaria*, 6: 309-342.
- Solé-Sabarís, L., Porta, J., Solé, N., Cuerda, J., Muntaner, A. i Colom, G.** 1957. *Livret guide de l'excursion L: Levant et Majorque*, 5ème, Congrès Intern., INQUA, Madrid-Barcelona, 53 p.
- Spiker, E.T. i Haanstra, V.** 1935. Geologie von Ibiza (Baleares) – Diss. Utrecht (associ. Pour l'étude de la geologie de la Mediterranée occ., 2 (3), parte 5ª.
- Stanley, D.J.** 1995. A global sea-level curve for the late Quaternary: the impossible dream?; *Marine Geology*, 125: 1-6.
- Stearns, Ch.E. i Thurber, D.L.** 1967. Th 230-U 234 dates of Late Pleistocene marine fossils from the Mediterranean and Moroccan littorals; *Prog. Oceanography*, 4: 293-305.

- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P.J. i McNeill, J.** 2011. The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 369: 842-867.
- Stiles, C.A., Mora, C.I. i Driese, S.G.** 2011. Pedogenic iron-manganese nodules in Vertisols: A new proxy for paleoprecipitation; *Geology*, 29: 943-946.
- Stocker, T.F.** 1996. The ocean in the climate system: observing and modeling its variability, In: Boutron, C.F. (Ed.). *Topics in Atmospheric and Interstellar Physics and Chemistry, European Research Course on Atmospheres*; Les Editions de Physique, Les Ulis, France, p. 39-90.
- Stow, D.A.V.** 2006. *Sedimentary rocks in the field. A color Guide*. Academic Press: 320 p.
- Suwa, M. i Bender, M.** 2008. Chronology of the Vostok ice core constrained by O₂/N₂ ratios of occluded air, and its implication for the Vostok climate records; *Quaternary Science Reviews*, 27: 1093-1106.
- Szabo, B.J. Ludwig, K.R. Muhs, D.R. i Simmons, K.R.** 1994. Thorium-230 ages of corals and duration of the last interglacial sealevel highstand on Oahu, Hawaii; *Science*, 308: 401-404.
- Thiel, C., Coltorti, M., Tsukamoto, S. i Frechen, M.** 2010. Geochronology for some key sites along the coast of Sardinia (Italy); *Quaternary International*, 222: 36-47.
- Thos, X.** 1876. Notas acerca de la constitución geológica de las islas de Ibiza y Formentera; *Bol. Com. Mapa Geol.* España, Madrid III, p. 363-367.
- Timar-Gabor, A., Vandenberghe, D.A.G., Vasiliniuc, S., Panaiotu, C.E., Panaiotu, C.G., Dimofte, D. i Cosma, C.** 2011. Optical dating of Romanian loess a comparison between silt-sized and sand-sized quartz; *Quaternary International*, 240 (1-2): 62-70.
- Toggweiler, J.R.** 2008. Origin of the 100,000-yr timescale in Antarctic temperatures and atmospheric CO₂; *Paleoceanography*, 23 (2): 1-17.
- Toker, E., Kayseri-Özer, M.S., Özkul, M. i Kele, S.** 2015. Depositional system and palaeoclimatic interpretations of Middle to Late Pleistocene travertines: Kocabaş, Denizli, south-west Turkey, 62 (5): 1360-1383.
- Torres, N. i Alcover, J.A.** 1981. Presencia de *Tudorella ferruginea* (Lamarck, 1822) (Gastropoda: Pomatiastidae) a l'illa d'Eivissa; *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 25: 185-188.
- Trenhaile, A.S.** 2001. Modelling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves; *Earth Surface Processes and Landforms*, 26 (10): 1103-1128.
- Trias, M.** 1982. Noves dades sobre les caveres pitiüses; *Endins*, 9: 15-27.
- Tsoar, H.** 1983. Wind tunnel modeling of echo dunes. In: Brookfields, M.E., Ahlbrandt, T.S. (Eds.), *Eolian Sediments and Processes*. Elsevier, Amsterdam, p. 247-259.
- Tuccimei, P., Fornós, J.J., Ginés, A., Ginés, J., Gràcia, F. i Mucedda, M.** 2003. Sea Level change at Capo Caccia (Sardinia) and Mallorca (Balearic Islands) during oxygen isotope substage 5e, based on Th/U dating of phreatic overgrowths on speleothems. Coastal Environmental Change During Sea-Level Highstands: A Global Synthesis with implicatins for management of future coastal change. Puglia 2003- Final Conference Project IGCP 437. GI2S Coast, Research Publication, 4: 235-238.

- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, C., Pazzeli, L., Taddeucci, A., Clamor, B., Fornós, J.J., Ginés, A. i Gràcia, F.** 2000. Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos recolectados a cotas inferiores al actual nivel marino en cuevas costeras de Mallorca (España): Aportaciones a la construcción de una curva eustática detallada de los últimos 300 ka para el Mediterráneo Occidental; *Endins*, 23: 59-71.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Delitala, M. C. Ginés, A., Gràcia, F., Fornós, J.J. i Taddeucci, A.** 2006. Last interglacial sea level changes in Mallorca island (Western Mediterranean). High precision U-series data from phreatic overgrowths on speleothems; *Zeitschrift für Geomorphologie*, 50: 1-21.
- Tuccimei, P., Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J.J. i Vesica, P.** 1998. Dataciones Th/U de espeleotemas freáticos controlados por el nivel marino, procedentes de cuevas costeras de Mallorca (España); *Endins*, 22: 99-107.
- Tuccimei, P., Onac, B.P., Dorale, J.A., Ginés, J., Fornós, J.J., Ginés, A., Spada, G., Ruggieri, G. i Mucedda, M.** 2012. Decoding last interglacial sea-level variations in the western Mediterranean using speleothem encrustations from coastal caves in Mallorca and Sardinia: a field data-model comparison; *Quaternary International*, 262: 56-64.
- Tuccimei, P., Soligo, M., Ginés, J., Ginés, A., Fornós, J., Kramers, J. i Villa, I.M.** 2010. Constraining Holocene sea levels using U-Th ages phreatic overgrowths on speleothems from coastal caves in Mallorca (Western Mediterranean); *Earth Surface Processes and Landforms*, 35: 782-790.
- Tucker, M.E. i Wright, V.P.** 1990. *Carbonate sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford. 482 p.
- Ulzega, A. i Hearty, P.J.** 1986. Geochronology of Sardinian shoreline deposits; *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplbd., 62: 119-130.
- Vai, G.B.** 2007. A history of chronostratigraphy; *Stratigraphy*, 4: 83-97.
- Valdeolmillos, A.** 2004. *Registro paleoclimático y paleoambiental de los últimos 350.000 años en el Parque Nacional de las Tablas de Daimiel (Ciudad Real)*. Ph.D. Univ. Alcalá. Alcalá de Henares.
- Van Meerbeek, C.J., Renssen, H. i Roche, D.M.** 2008. How did Marine Isotope Stage 3 and Last Glacial Maximum climates differ? - Perspectives from equilibrium simulations; *Climate of the Past*, 5: 33-51.
- Vandenbergh Dag, De Corte, F., Buylaert, J.P., Kucera, J. i Van Den Haute, P.** 2008. On the internal radioactivity in quartz; *Radiation Measurements*, 23 (2-3): 497-500.
- Vazquez, A., Zamarreño, I., Reyes, E. i Linares, J.** 1991. Late Quaternary climatic changes on the Southwestern Balearic slope (Western Mediterranean): Isotopic Faunal and Mineralogical relationships; *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaecology*, 81: 215 – 227.
- Vera, J.A.** 1994. *Estratigrafía. Principios y Métodos*. Editorial Rueda. 806 p.
- Vesica, P.L., Tuccimei, P., Turi, B., Fornós, J.J., Ginés, A. i Ginés, J.** 2000. Late Pleistocene Paleoclimates and sea-level change in the Mediterranean as inferred from stable isotope and Useries studies of overgrowths on speleothems, Mallorca, Spain; *Quaternary Science Reviews*, 19: 865-879.

- Vézina, J., Jones, B. i Ford, D.** 1999. Sea level high-stands over the last 500.000 years: evidence from the Ironshore Formation on Grand Cayman, British West Indies; *Journal of sedimentary Research*, 69 (2): 317-327.
- Vicens, D.** 2015. *El registre paleontològic dels dipòsits litorals quaternaris a l'illa de Mallorca* (Illes Balears, Mediterrània Occidental). Tesi doctoral. UIB. 1011 p.
- Vicens, D., Fornós, J.J. i Rodríguez-Perea, A.** 2014. Acumulaciones tobáceas en las Islas Baleares. Algunos ejemplos de Mallorca. In: Gonzalez, J.A., Gonzalez, M.J. *Las tobas en España*. Sociedad Española de Geomorfología, p. 303-314.
- Vicens, D., Gràcia, F. i Cuerda, J.** 1992. El Quaternari marí del torrent Fondo (Formentera, Illes Pitiüses); *Boll. Soc. Hist. Nat. Balears*, 35: 61-66.
- Vicens, D., Gràcia, F. i Ginés, A.** 2012. Quaternary beach deposits in Mallorca: paleontological and geomorphological data. In: Ginés, A., Ginés, J., Gómez-Pujol, L., Onac, B.P., Fornós, J.J. (Eds.), *Mallorca: a Mediterranean Benchmark for Quaternary studies*. Mon. Soc. Hist. Nat. Balears, 18: 55-83.
- Vidal, L.M. i Molina, E.** 1888. Reseña física y geológica de las islas Ibiza y Formentera; *Bol. Com. Map. Geol. España*, Madrid, t. VII: 67-113.
- Vilà, J.** 1960. Los llanos de San Mateo y Santa Inés. Ibiza; *Speleon*, Oviedo, p. 1-12.
- Vilà-Valentí, J.** 1953. Ibiza y Formentera, islas de la sal; *Est. Geogr.*, XIV (52): 363-442.
- Vilà-Valentí, J., Vallès, R., Ramón, F. i Prats, E.** 2000. Geografia de les Illes Pitiüses. I. Presentació, Geografia Física I Biogeografia; *Territoris*, 3: 401-420.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., Mcmanus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. i Labracherie, M.** 2002. Sea-level and deep water temperature change derived from benthic foraminifera isotopic records; *Quaternary Science Reviews*, 21: 295-305.
- Wagner, S., Eckmeier, E., Skowronek, A. i Günster, N.** 2014. Quaternary paleosols and sediments on the Balearic Islands as indicators of climate changes; *Catena*, 112: 112-124.
- Walker, I.J., Hesp, P.A., Davidson-Arnott, R.G.D., Bauer, B.O., Steven, L., Namikas, S.L. i Ollerhead, J.** 2009b. Responses of three-dimensional flow to variations in the angle of incident wind and profile form of dunes: Greenwich Dunes, Prince Edward Island, Canada; *Geomorphology*, 105 (1-2): 127-138.
- Walker, M., Johnsen, S., Rasmussen, S.O., Popp, T., Steffensen, J.P., Gibbard, P., Hoek, W., Lowe, J., Andrews, J., Björck, S., Cwynar, L.C., Hughen, K., Kershaw, P., Kromer, B., Litt, T., Lowe, D.J., Nakagawa, T., Newnham, R. i Schwander, J.** 2009a. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records; *J. Quaternary Sci.*, 24: 3–17. ISSN 0267-8179.
- Ward, W.C.** 1975. Petrology and diagenesis of carbonate eolianites of Northeastern Yucatán Peninsula, Mexico. *American Association of Petroleum Geologists. Studies in Geology*, 2: 500-571.
- Wilson, W.E. i Moore, J.E.** 2003. *Glossary of Hydrology*. American Geological Institute. Springer. Virginia. 248 p.

- Woodroffe, C.D. i Murray-Wallace, C.V.** (2012). Sea-level rise and coastal change: the past as a guide to the future; *Quaternary Science Reviews*, 54: 4-11.
- Zazo, C.** 1999. Interglacial sea levels; *Quaternary International*, 55: 101-113.
- Zazo, C.** 2000. Síntesis sobre los cambios del nivel del mar en la costa española durante el Cuaternario. In: Lamolda, M.A. (Ed.), *Temas Geológico-Mineros*, 30: 199-205.
- Zazo, C.** 2006. Cambio climático y nivel del mar: la península Ibérica en el contexto global; *Rev. Cuaternario y Geomorfología*, 20: 115-130.
- Zazo, C.** 2008. La posición del Cuaternario en la Escala de Tiempo Geológica. Prólogo; *Revista Cuaternario y Geomorfología*, 22 (3-4): 3-4.
- Zazo, C.; Goy, J.L.** 1989. *Sea-level changes in the Iberian Peninsula during the last 200,000 years.* In: SCOTT, D.B. et al. (eds.): *Late Quaternary Sea-Level Correlation and Applications.* Kluwer Academic Publishers: 27-39.
- Zazo, C., Goy, J. L., Dabrio, C.J., Lario, J., González-Delgado, J.A., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B.; Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E. i Soler, V.** 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean- Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach; *Geomorphology*, 196: 36-49.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Bardají, T., Hillaire-Marcel, C., Ghaleb, B., González-Delgado, J.A. i 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.
- Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Lario, J., Gonzalez-Delgado, J.A., Bardaji, T., Hillaire-Marcel, C., Cabero, A., Ghaleb, B., Borja, F., Silva, P.G., Roquero, E. i Soler, V.** 2013. Retracing the Quaternary history of sea-level changes in the Spanish Mediterranean–Atlantic coasts: Geomorphological and sedimentological approach; *Geomorphology*, 196: 36–49.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., González, J.A., Soler, V., Ghaleb, B. i Dabrio, C.J.** 2003. Registro de los cambios del nivel del mar durante el Cuaternario en las Islas Canarias occidentales (Tenerife y La Palma); *Estudios Geológicos*, 59: 133-144.
- Zazo, C., Goy, J.L., Hillaire-Marcel, C., Hoyos, M., Cuerda, J., Ghaleb, B., Dabrio, C.J., Bardají, T., Lario, J. i Luque, L.** 1997. The record of sea-level changes in the littoral of Spain during the quaternary interglacials. *MBSS Newsletter*, 19: 64-69.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Bardají, T. i Dabrio, C.J.** 1987. Recent Quaternary marine sea levels in peninsular Spain. State of knowledge and discussion. In: Zazo, C. (Ed.): *Late Quaternary sea-level changes in Spain.* Museo Nacional de Ciencias Naturales. *CSIC*, 227- 247.