



## CABO DE SANTA POLA E ISLA DE TABARCA

Antonio Estévez<sup>1</sup>, Pau Renard<sup>2</sup> y Alfonso Yébenes<sup>1</sup>

1. DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA Y DEL MEDIO AMBIENTE (UNIVERSIDAD DE ALICANTE).

2. DEPARTAMENTO DE BIOLOGÍA Y GEOLOGÍA (IES Nº 36 VALENCIA).

### 1. INTRODUCCIÓN

La primera parada del itinerario se realiza en las proximidades del faro de Santa Pola (Fig. 1). La Sierra de Santa Pola está situada en el sector noreste de la cuenca neógena del Bajo Segura. Se trata del relieve más elevado de la costa meridional de la provincia de Alicante y configura una plataforma de contorno circular de unos 4 km de diámetro, situada a 140 m de altitud (s.n.m.). En esta parada se pretenden mostrar las características fundamentales del edificio arrecifal circular messiniense que constituye la Sierra de Santa Pola.

La segunda parte del itinerario se lleva a cabo en l'Illa Plana o de Nova Tabarca, que se encuentra situada frente a la costa de Alicante, prácticamente a la latitud de Santa Pola, de la que dista unos 4 Km. La isla tiene una forma alargada en dirección aproximadamente E-W, con unos 1.800 m de longitud y una anchura máxima de 400 m (Fig. 2).

Los nombres de la isla se justifican por su escaso relieve (15 metros de cota máxima) y por el origen de sus habitantes (es la única isla habitada de la Comunidad Valenciana). En efecto, desde 1770 mantiene una pequeña población que fue instaurada por Carlos III con

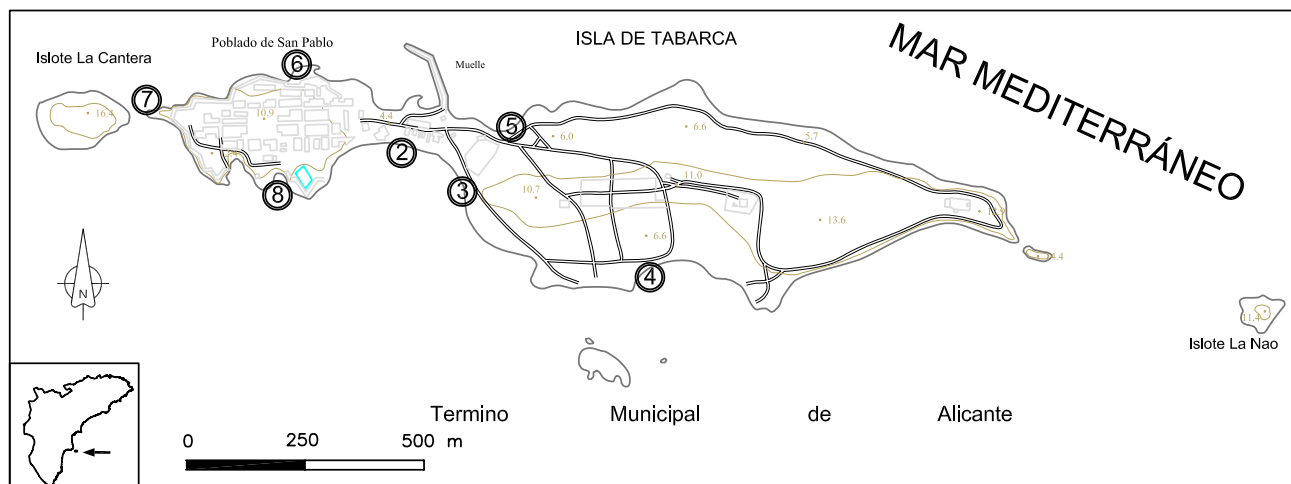


Figura 1. Mapa de situación del Cabo de Sta. Pola y de la Isla de Tabarca con indicación de las paradas.



**Figura 2.** Vista aérea de Tabarca desde el Sur. El Cabo de Santa Pola se ve al fondo, a la izquierda.

cautivos genoveses rescatados de la península tunecina de Tabarca (Viravens, 1876).

Aparte de varios islotes y escollos, la Isla está formada por dos partes bien diferenciadas, tanto litológica como por los usos que se les ha dado: al Este, la ciudad amurallada de San Pedro y San Pablo, construida sobre un sustrato fundamentalmente carbonatado, y al oeste «el campo», de extensión muy superior, con un sustrato constituido principalmente por rocas magmáticas verdes. Ambas partes están unidas por un estrecho istmo, de menor altura, donde se sitúan el puerto y la playa principal.

Su interés ecológico viene dado, sobre todo, por la riqueza biológica del área marítima, poco degradada y muy representativa de las comunidades litorales del Mediterráneo occidental. Desde 1986 los fondos marinos próximos a la Isla forman la «Reserva marina de Tabarca». La parte urbana fue declarada conjunto histórico-artístico en 1964, lo que no ha impedido, sin embargo, una cierta proliferación de edificaciones nuevas. Las actividades humanas, anteriormente agricultura y ganadería de subsistencia y ahora fundamentalmente la presión turística, ha degradado drásticamente el aspecto de la vegetación primitiva. Ésta debió ser una formación arbustiva más o menos abierta de plantas muy xerófilas, un espinar de margalló o palmito (*Chamaerops humilis*) y arçot o espinoso negro (*Rhamnus lycioides*) hoy prácticamente

inexistente, que ha sido sustituido en los lugares más favorables y nitrificados por comunidades de *Whitania frutescens* y *Lycium intricatum* que llegan a formar matorrales más o menos cerrados, incluso verdes y exuberantes en la temporada favorable. Por otra parte, la obtención de piedra para la construcción ha alterado de forma importante la morfología del extremo oeste (Islote conocido precisamente como la Cantera).

Si bien los afloramientos de Tabarca son de tamaño más bien pequeño, la propia limitación del espacio y la suavidad del relieve permiten una visita cómoda en un entorno natural de gran belleza, pudiendo constituir la base de itinerarios didácticos, tanto geológicos como medioambientales.

## 2. OBJETIVOS DEL ITINERARIO

En la parada de Santa Pola se pretende:

- Identificar las características de los materiales del Tortonense Superior que constituyen el sustrato del arrecife Messiniense.
- Reconocer la paleomorfología del espectacular frente arrecifal Messiniense de Santa Pola y sus elementos principales (cresta, pared, talud, contrafuertes, pasos y lenguas de calcarenitas de *Halimeda*).



- Observar algunos bloques caídos procedentes de la pared arrecifal y de las calcarenitas de *Halimeda* identificando sus características litológicas y paleontológicas.

Los objetivos principales de las paradas de Tabarca incluyen:

- Identificar diferentes tipos litológicos sedimentarios neógenos y cuaternarios (calcarenitas, conglomerados, limos, etc.), así como materiales de las zonas internas de la Cordillera Bética, tanto metamórficos (filitas, calcoesquistos, cuarcitas y dolomías) como magmáticos (ofitas y gabros).
- Reconocer algunos minerales presentes en las fracturas de las ofitas (siderita, especularita, albita, cuarzo, epidota, asbesto, etc.).
- Identificar fallas y algunas de las rocas y estructuras asociadas (brechas y estrías).
- Reconocer la relación existente entre la morfología de la Isla y la fracturación.
- Observar diferentes morfologías litorales como acantilados (socavaduras, «trottoir» de verméticos, superficies de abrasión actuales y fósiles, etc.) y playas.
- Comprender los efectos de la acción antrópica en la Isla.

### 3. CONTEXTO GEOLÓGICO

Santa Pola y la isla de Tabarca pertenecen al sector oriental de la Cordillera Bética, concretamente a las zo-

nas internas, aunque muy cerca del límite con las zonas externas, que se establece por el accidente N60E, denominado de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) o de Crevillente (Foucault, 1974), que pasa por Elche y Alicante. En la figura 3 se muestran las relaciones existentes entre el Cabo de Sta. Pola y la Isla de Tabarca. Como se puede observar, existe una importante fracturación (Fig. 4) responsable en buena parte de algunas características morfológicas de la región.

#### Cabo de Santa Pola

El registro estratigráfico de este sector está constituido por materiales que abarcan desde el Tortoniano Superior hasta el Holoceno.

Los materiales más antiguos corresponden a la unidad de Tabarca de Calvet et al. (1996), constituida por calcarenitas amarillentas con rodolitos de edad Tortoniano Superior (8,5-7,2 m.a.), que son equivalentes a las que afloran en la Isla de Tabarca y en el Cabo de las Huertas (Alfaro et al. 1999).

Por encima de las calcarenitas aparecen dos secuencias deposicionales messinienses (7,2 a 5,3 m.a.) separadas entre sí por una disconformidad. La secuencia inferior, denominada Complejo Arrecifal, está representada por la espectacular bioconstrucción arrecifal de tipo atolón que conserva en gran medida su morfología original (Fig. 5) y cuyo estudio es el objetivo fundamental de la parada. La secuencia superior, denominada Complejo Terminal, muestra diversas facies con oolitos, corales y estromatolitos, que se repiten cíclicamente.

El Complejo Arrecifal muestra magníficos afloramientos que se extienden por todo el margen del

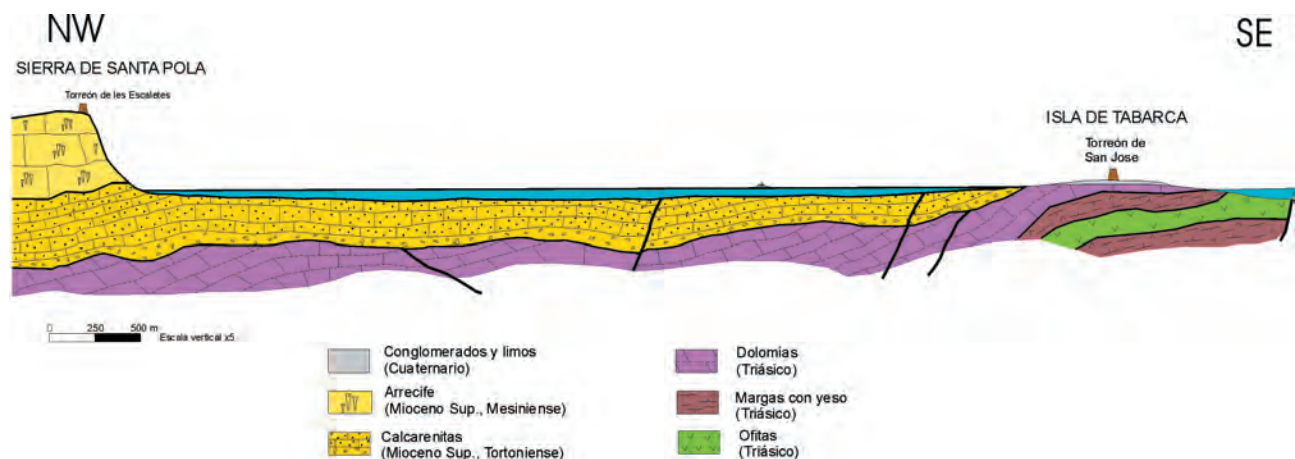


Figura 3. Corte geológico general desde el Cabo de Sta. Pola a la Isla de Tabarca.

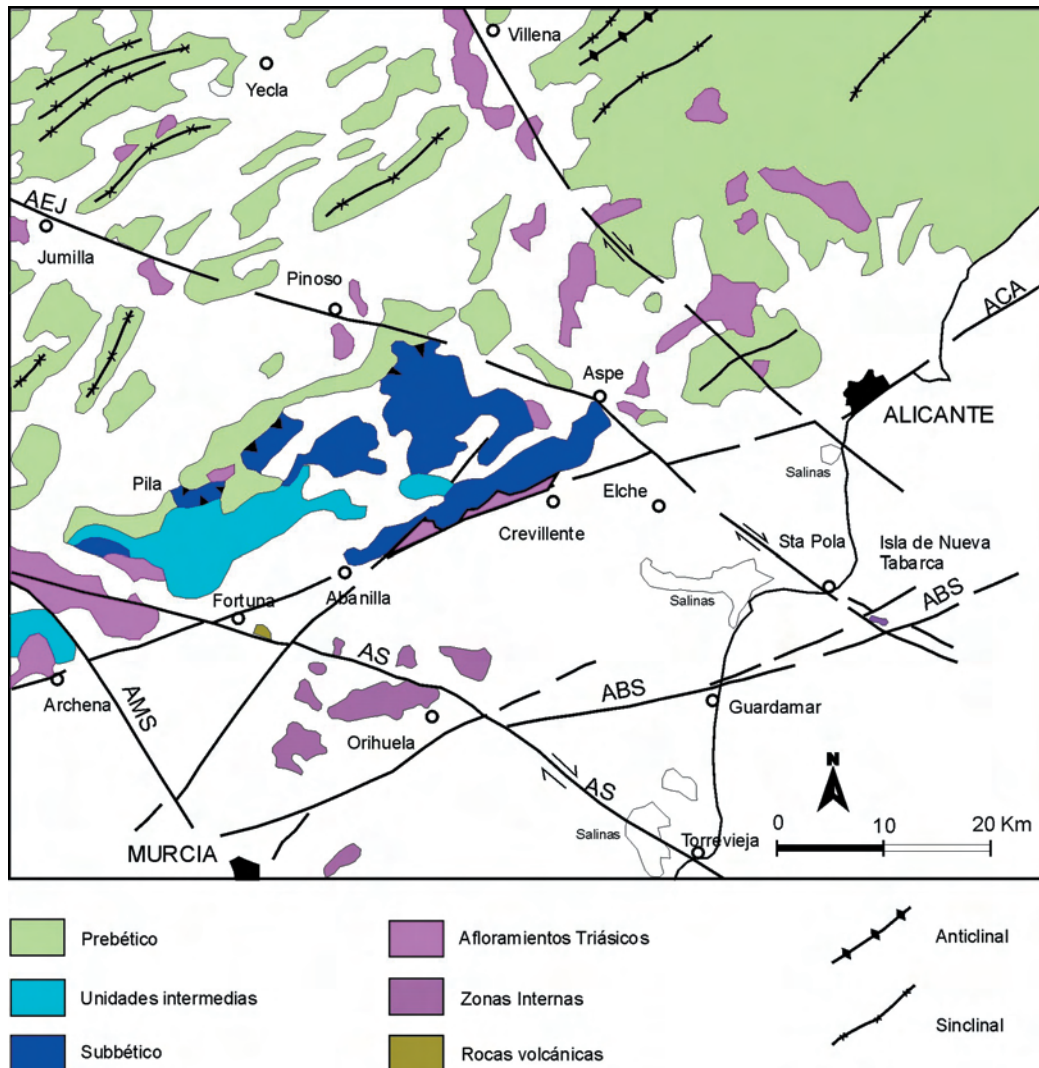


Figura 4. Esquema regional de fracturas y pliegues.

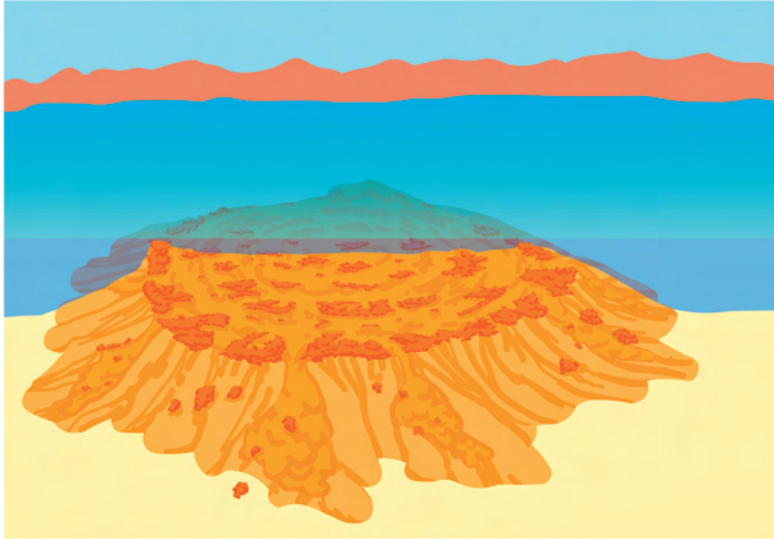
Cabo de Santa Pola, donde se pueden observar las facies del frente y talud arrecifales (Fig. 6). El frente arrecifal alcanza un espesor de hasta 50 m y presenta la típica morfología de contrafuertes y canales de desagüe, tan característica de los arrecifes actuales. Los contrafuertes están constituidos por un armazón coralino monoespecífico formado casi exclusivamente por colonias de *Porites* (Fig. 7). En la parte inferior del frente arrecifal dominan las colonias pequeñas con morfologías planares (platos), mientras que en la parte superior abundan las morfologías en bastones formando grandes colonias de hasta 4 m de altura. En la parte más alta del frente se desarrollan colonias masivas semiesféricas. En el talud arrecifal messiniense se observan dos facies diferentes: depósitos con brechas de coral y bloques de colonias de *Porites*, sedimen-

tados preferentemente al pie de los contrafuertes, y facies de calcarenitas de *Halimeda*, depositadas como abanicos («lenguas») delante de los canales de desagüe. La observación y estudio de estos depósitos de talud se ve complicada por la acumulación posterior de depósitos gravitacionales, de talud submarino y subaéreo, sedimentados con posterioridad.

En el sector norte del Cabo de Santa Pola, sobre los materiales del Complejo Terminal messiniense se apoyan, en disconformidad y sobre un paleorrelieve, las areniscas y calcarenitas bioclásticas del Plioceno inferior.

Encajados en los depósitos de talud de Santa Pola se observan varios niveles de terrazas marinas y dunas eólicas que se formaron entre el Pleistoceno medio y el Tirreniense. Actualmente aparecen elevadas a diferentes alturas como consecuencia del levantamiento tectó-





**Figura 5.** Imagen idealizada del arrecife de Santa Pola en algún momento del Messiniense (modificado de Esteban, 1977).



**Figura 6.** Vista del frente y talud arrecifales desde las proximidades del faro del Cabo de Santa Pola.

nico de la Sierra de Santa Pola. Ésta corresponde a una suave estructura anticlinal de orientación E-W.

### Isla de Tabarca

Dentro de los conjuntos en que se dividen las Zonas Internas de la Cordillera, la isla de Tabarca representa el extremo más oriental del Complejo Alpujárride. Uno de los rasgos que indican su pertenencia a las zonas internas es que sus materiales premiocenos han experimentado metamorfismo de poca intensidad durante las deformaciones alpinas, que se detecta por la transformación de los materiales arcillosos y margosos en filitas y calcoesquistos. Tabarca representa una prolongación en el mar de las vecinas sierras de Orihuela y Callosa, donde los materiales más profundos, como filitas, cuarcitas y calcoesquistos, están mejor expuestos, y evidencian claramente la existencia de este metamorfismo alpino (Fig. 4).

#### Estratigrafía y Litología

En Tabarca se encuentran representados tres conjuntos de materiales claramente diferenciados pertenecientes al Triásico, al Neógeno y al Cuaternario (Figs. 8 y 9).

Los materiales metasedimentarios triásicos se depositaron en una cuenca marina en régimen distensivo y fueron intruidos por pequeños cuerpos ígneos básicos.



**Figura 7.** Aspecto de las colonias de Porites de la pared arrecifal.

Aunque los contactos observables entre estos materiales son tectónicos, puede establecerse de abajo arriba la siguiente sucesión:

- Rocas subvolcánicas básicas: «ofitas». Se trata de diabasas compuestas por anfíboles, piroxenos y plagioclasas (ofita es un nombre referido a la textura, caracterizada por el entramado que forman los cristales de plagioclasa y anfíbol). Estas rocas,

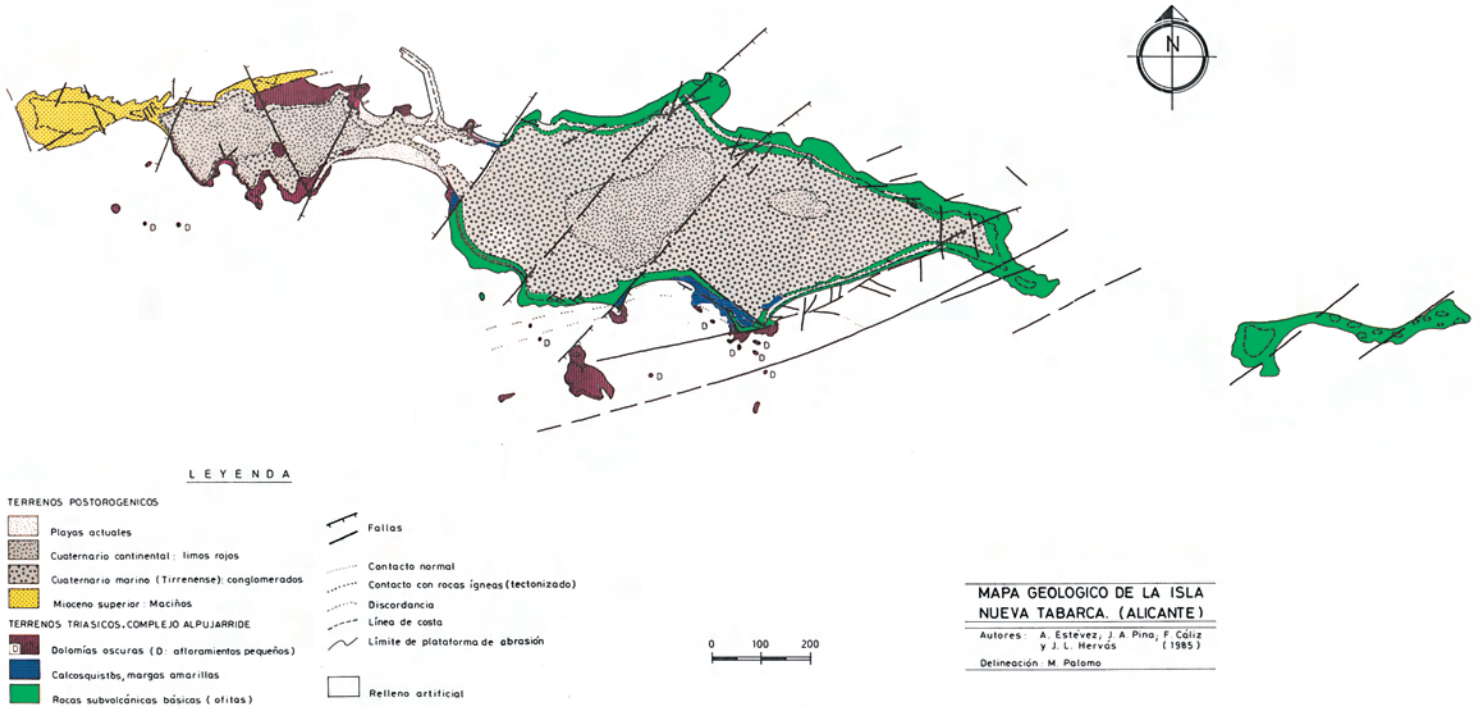


Figura 8. Mapa geológico de Tabarca.

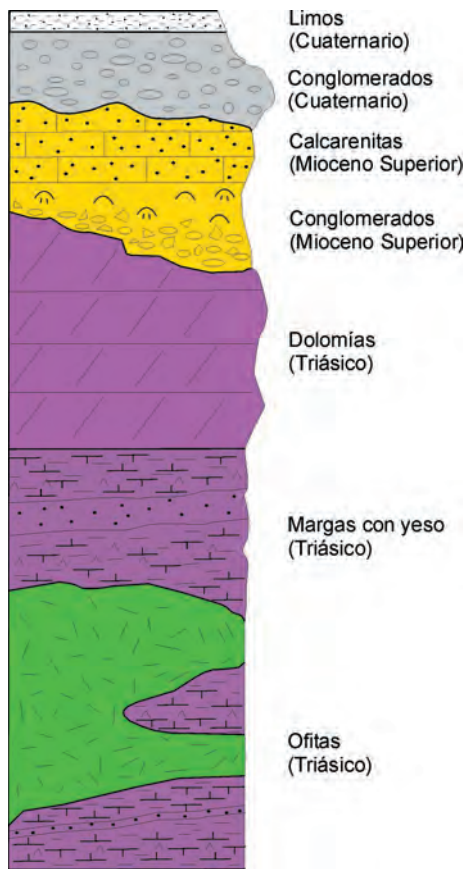
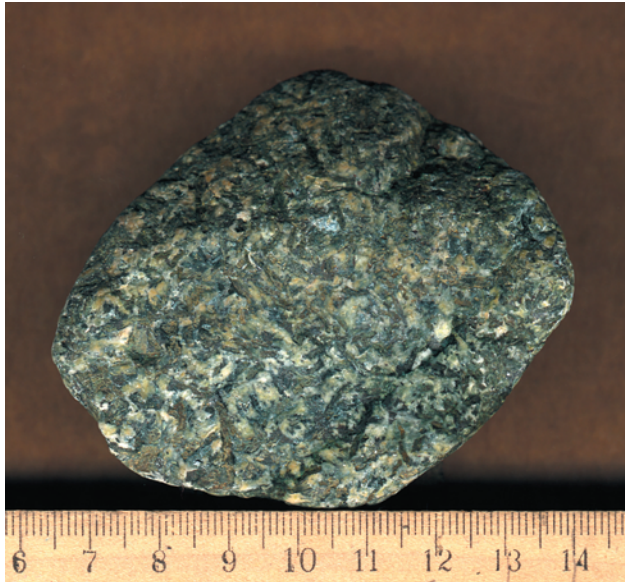


Figura 9. Columna estratigráfica de los materiales de Tabarca.

fuertemente cuarteadas, presentan en algunas superficies de fractura concentraciones de minerales, tales como siderita, especularita, albita, cuarzo, epidota, anfíbol en cristales individuales y en agregados fibrosos de tipo asbesto (Fig. 20). En algunos puntos (parada 3), la roca presenta una textura más gruesa (gabro) diferenciándose grandes cristales, formados esencialmente por clinopiroxenos con textura palmeada, anfíboles y plagioclasas cálcicas (Fig. 10).

- Rocas carbonáticas en las que se distinguen dos tramos:
  - Tramo inferior de margas y dolomías margosas amarillas y ocre, ligeramente metamorfozadas a calcoesquistos, con algunos niveles de cuarcitas y esporádicamente con yesos. Aflora sobre todo en la costa sur del sector este, aunque el mejor punto para reconocerlas está en la costa norte (parada 5).
  - Tramo superior de dolomías negras recristalizadas con estructura brechoide de origen tectónico. Aflora en diferentes lugares, formando los acantilados de la zona fortificada y algunos escollos e islotes situados al sur de la Isla.

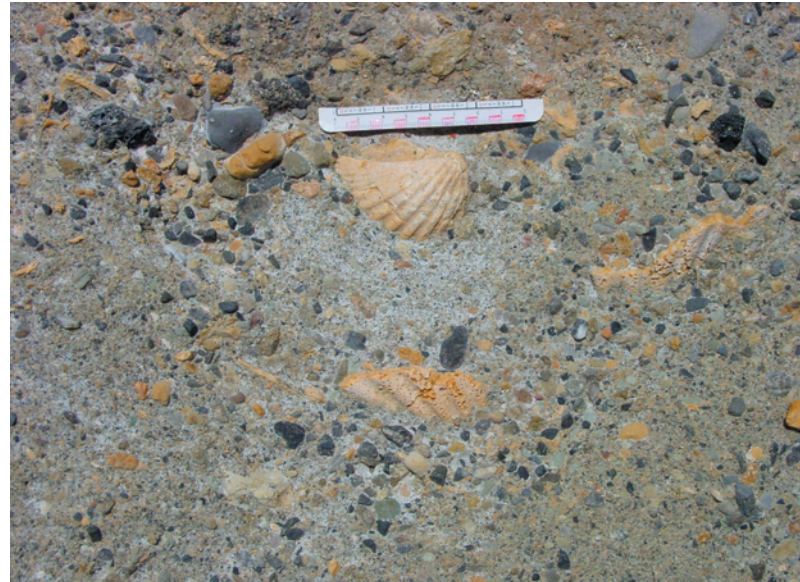




**Figura 10.** Aspecto de un enclave con textura propia de gabro dentro de las ofitas (parada 3).

En discordancia angular y erosiva sobre los materiales triásicos descansan rocas sedimentarias marinas, fundamentalmente detriticas y bioclásticas, del Mioceno Superior. Se trata de:

- Conglomerados, brechas y calcirruditas basales con clastos de tamaño bloque a canto grueso procedentes de la roca infrayacente (dolomías negras), sólo observables en el Port Vell junto a la Puerta Norte de la muralla (parada 6; fig. 11).
- Calcarenitas y calcirruditas bioclásticas muy ricas en fósiles, que en su base contienen grandes conchas de pectínidos, ostréidos y equínidos (Fig. 11). Corresponden a la Unidad Tabarca definida por Calvet et al. (1996). Forman el islote de la Cantera y el extremo oeste de la isla. Tienen una potencia de alrededor de 100 metros deducida a partir de otros afloramientos. Incluye algunos niveles más margosos que contienen *Globorotalia pseudomiocenica* (Kampschuur y Simon, 1969), lo que permite atribuirlos al Tortonense Superior. La presencia en estos niveles margosos de cristales idiomorfos de cuarzo perfectamente conservados indica un transporte mínimo desde un área de alimentación que habría que situar en el límite meridional de las zonas externas (zona de falla de Crevillente). Tal como ya observó Montenat (1973), estas calcarenitas son claramente

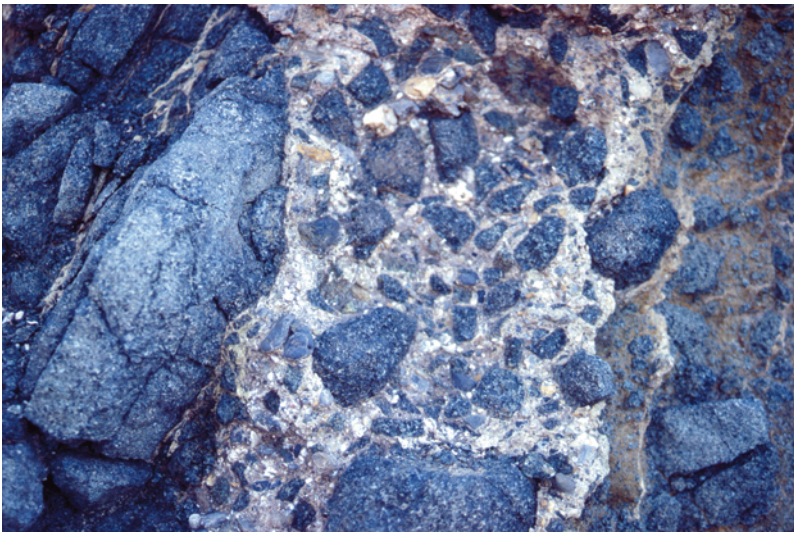


**Figura 11.** Conglomerados y calcarenitas del Port Vell que forman la base del Mioceno de Tabarca.

correlacionables con las calcarenitas amarillas, observadas en la parada 1, que constituyen la base del edificio arrecifal de la Sierra de Santa Pola (Fig. 3).

En contacto erosivo con el Neógeno o directamente sobre el Triásico aparecen los depósitos cuaternarios, en los que se pueden distinguir dos tramos, limitados por una superficie de aplanamiento que representaría una pequeña discordancia erosiva:

- Tramo inferior de conglomerados marinos, con cantos de rocas básicas de tamaño grande (incluso decimétrico) cementados por material calizo con fósiles de moluscos. Entre éstos se ha podido identificar un ejemplar de *Strombus bubonius* que, aunque no recolectado «in situ», indicaría una edad Tirreniense. Estos materiales marinos están tapizados a techo por una superficie de encostramiento (caliche) que representa una emersión generalizada. En algunos puntos de la costa norte este conglomerado forma el relleno de diques neptúnicos (Fig. 12). Aunque con una granulometría menor, se han encontrado algunos diques neptúnicos muy similares en la rompiente del cabo de Santa Pola.
- Tramo superior de limos rojos continentales, con una potencia inferior a medio metro, que afloran



**Figura 12.** Dique neptúnico tirreniense mostrando un relleno típico de cantos y fósiles de moluscos.

sólo en la parte central de la zona este de la isla, y contiene abundantes gasterópodos terrestres.

### Tectónica

Tabarca se sitúa en un marco tectónico caracterizado por la presencia de varios sistemas de fallas que afectan a este sector y son responsables tanto de la disposición relativa de los materiales mesozoicos, como de la individualización de la isla respecto a la costa cercana y, en buena parte, de su morfología actual (Fig. 4).

Según Estévez *et al.* (1985), se puede reconocer la existencia de los siguientes sistemas de fracturas:

1. Fallas importantes de dirección N110-120E, asociadas al accidente Elche-Jumilla, longitudinales respecto a la Isla, que la delimitan como un umbral fusiforme. Se han deducido a partir de la morfología del fondo marino contiguo mediante perfiles de ecosonda.
2. Fallas de dirección N60-70E que representan la prolongación hacia el E del accidente del Bajo Segura. Son las que afectan a la costa SE y separan la Isla de los islotes contiguos. Otras fracturas con la misma dirección jalonan el extremo W de la Isla y la separan de tierra firme. Este sistema sería conjugado del anterior frente a esfuerzos de dirección E-W.
3. Fallas de corto trazado con dirección N140-160E reconocibles en los dos extremos de la Isla. De-

ben haber actuado como dextrosas frente a los esfuerzos N-S.

4. Sistema de fallas N20-40E de mayor longitud, presentes en toda la Isla. Tienen salto en dirección en régimen sinistrorso y, por tanto, conjugado con el anterior frente a los esfuerzos de dirección N-S.

Las rocas están intensamente fracturadas, en algunos lugares hasta la escala decimétrica, y es posible observar en muchos puntos superficies de falla estriadas y pulimentadas, además de otras fisuras abiertas sin deslizamiento aparente (diaclasas). Las microfracturas (diaclasas y microfallas) más frecuentes son las del sistema N20-40E, aunque existen también fracturas N-S y E-W que deben representar diaclasas tensionales paralelas a las dos direcciones principales del esfuerzo máximo compresivo. Asociadas a las fracturas se pueden reconocer diversas mineralizaciones, especialmente en las rocas magmáticas.

La superficie de aplanamiento superior del Cuaternario (rasa de erosión) se presenta a diferentes cotas en distintos puntos de la isla e islotes vecinos evidenciando la actividad tectónica reciente de las fallas. Asimismo, en algunos diques neptúnicos que rellenan fracturas abiertas o excavadas por erosión, se han encontrado conchas de moluscos aplastadas que prueban la actividad tectónica posttirreniense de las fallas.

La actividad de estos accidentes llega hasta la actualidad y es responsable de la alta sismicidad que afecta a zona.

Previamente a las etapas de fracturación, los materiales triásicos fueron afectados por deformaciones orogénicas que dieron lugar a pliegues de escala cartográfica que no llegan a observarse en la isla a causa de la exigua extensión de los afloramientos. Sólo en unos pocos lugares (paradas 5 y 6; fig. 22) se ven algunos pliegues menores de escala métrica a decimétrica.

### Geomorfología

La morfología actual de Tabarca se debe fundamentalmente a la actuación tectónica de las fallas y a la acción marina, principalmente erosiva. Debido a la escasa superficie, la ausencia de pendientes y la baja pluviometría, no se detectan formas de relieve debidas a agentes continentales.

La mayor parte de la costa es acantilada. Se trata de acantilados activos, que producen con su retroceso





la disminución de la superficie de la isla. En detalle, la morfología de estos acantilados viene muy condicionada por la litología, siendo los desarrollados en las ofitas y dolomías triásicas más verticales por ser éstas las rocas más coherentes, frente a la escasa resistencia propia de los calcoesquistos y calcarenitas. Por su parte, las dolomías desarrollan además socavaduras y cuevas en su base, por desgaste mecánico y disolución cárstica (Fig. 27), mientras que las ofitas, al ser las rocas más resistentes frente a agentes físicos y químicos, desarrollan acantilados y rasas de abrasión (Fig. 13), salvo en ciertos lugares en que, debido a su intensa fracturación, carecen de la coherencia necesaria.

En las zonas más abrigadas se desarrollan playas, fundamentalmente de cantos rodados de tamaño medio a grueso, alimentadas principalmente con los productos de abrasión de la propia isla. La única que presenta un mayor desarrollo y granulometría arenosa es la playa del Mediodía (parada 2), la más abrigada del oleaje y sin acantilados salvo en sus extremos.

Podemos reconocer, tanto en la isla como en los islotes cercanos, dos superficies principales de erosión marina: una superficie superior de edad tirreniense fosilizada por los conglomerados, que marca aproximadamente la cota superior casi horizontal de la isla (que, como hemos comentado, se presenta a distinta altura en diferentes sectores de la Tabarca debido a la actividad reciente de las fallas) y la superficie correspondiente al nivel del mar actual, marcada en muchos lugares por la plataforma de abrasión generada por el retroceso de los acantilados (Fig. 13), que llega a ser muy amplia en el este de la isla.

Los cambios en el nivel relativo del mar causantes de estas superficies tendrían un origen preferentemente tectónico más que eustático. El hundimiento reciente a favor de fallas normales de la zona correspondiente al istmo central sería el responsable de la forma de general de la isla.

#### 4. ITINERARIO GEOLÓGICO

##### **Cabo de Santa Pola**

##### **Parada 1. Base del Faro de Santa Pola**

En la carretera N-332 de Alicante a Cartagena, se toma el desvío que lleva a los Arenales del Sol y se sigue hacia el Sur por la amplia carretera que se dirige a la



**Figura 13.** A. Plataforma de abrasión y acantilado en las ofitas. B. Esquema de las superficies de abrasión marina presentes en la isla.

la Sierra de Santa Pola hasta llegar a su pie. Se toma la desviación a la izquierda y se sigue la carretera asfaltada que lleva a Santa Pola, bordeando la línea de costa al pie del acantilado. Se continúa hasta llegar al pie del Faro y tras avanzar unos 150 m más adelante se alcanza el área recreativa de la Pinada.

En la playa afloran las calcarenitas amarillentas de la unidad de Tabarca (Tortonense Superior) que constituyen el sustrato de la construcción arrecifal messiniense. Se trata de calcarenitas muy ricas en algas rodófitas que, con frecuencia, forman rodolitos (masas subsféricas constituidas por dichas algas) y otros restos fósiles





**Figura 14.** El frente arrecifal en las proximidades del faro del cabo de Santa Pola. FRENTE ARRECIFAL (por encima de la línea roja gruesa). En este frente se observa la CRESTA RECIFAL (parte más alta del arrecife, los CONTRAFUERTES (línea roja fina. Son algo salientes, pero con muy poco relieve) y CANALES DE DESAGÜE (que coinciden con el ápice de las lenguas de Halimeda). TALUD ARRECIFAL (por debajo de la línea roja gruesa) con LENGUAS DE HALIMEDA (en amarillo). Entre ellas, todo el talud está ocupado por las BRECHAS DE TALUD.



**Figura 15.** Bloque de colonias de bastones de Porites procedentes de la pared arrecifal, vistas en planta.

(bivalvos, equínidos, etc.). Los afloramientos están cubiertos localmente por depósitos conglomeráticos fosilíferos correspondientes a antiguas playas tirrenienses (Pleistoceno Superior).

Se observa una impresionante vista del frente arrecifal oriental (Fig. 14). Se reconoce perfectamente la

paleomorfología del frente arrecifal Messiniense y sus elementos principales. El faro está situado en la cresta del arrecife y, bajo él, se observa el abrupto escarpe del frente o pared arrecifal, con su típica pared vertical, construida por corales del género *Porites*, y sus contrafuertes (salientes) característicos. A lo largo del recorrido se puede comprobar cómo cada tres ó cuatro contrafuertes aparece un barranco más profundo, heredado de los primitivos canales de drenaje del «lagoon» (laguna central del atolón) messiniense. Algunos de estos barrancos se encajan en «lenguas» de calizas (algo amarillentas) ricas en *Halimeda* que corresponden a antiguos depósitos messinienses de materiales transportados hacia el exterior del arrecife desde el «lagoon». El talud arrecifal, de pendiente mucho más suave, está formado por fragmentos de masas de corales y otros materiales del frente arrecifal depositados en procesos de caída gravitacional submarina durante el Messiniense.

Se pueden realizar observaciones sobre bloques angulosos de gran tamaño, caídos hasta la base del talud como resultado de la dinámica gravitacional actual del escarpe. Aunque se trata de bloques caídos recientemente en condiciones subaéreas, pueden servir de modelo para ilustrar los procesos gravitacionales submarinos del frente arrecifal que tuvieron lugar durante el Messiniense.

Algunos bloques proceden de la pared arrecifal y permiten estudiar el armazón coralino de *Porites*. Entre





estos corales, de gran plasticidad fenotípica se diferencian claramente dos morfologías: bastones alargados (Fig. 15), adaptados a condiciones de buena iluminación, y morfologías planas o platos, de zonas mal iluminadas. Los bastones muestran envueltas concéntricas estromatolíticas (Fig. 16). En estos bloques también se observan otros fósiles como gasterópodos, bivalvos y, con menos frecuencia, briozoos fragmentados y algún equínido.

Algunos de los bloques caídos se han desprendido de las «lenguas» de calizas amarillentas ricas en *Halimeda*. En ellos se pueden estudiar las características litológicas y paleontológicas de dichos materiales (Fig. 17).

### ***Isla de Tabarca***

El recorrido en Tabarca comienza en el puerto y, atravesando la estrecha franja central, sigue la costa sur en dirección Este, cruzando posteriormente, a la altura del faro, en dirección Norte, volviendo por la costa norte hasta el extremo occidental y finalizando en el sur del pueblo.

### **Parada 2. Playa del Mediodía**

Situada en la costa sur del istmo central de la isla (una zona hundida por el movimiento entre dos fallas), nos permite apreciar, junto con las observaciones realizadas desde el barco, la morfología general de la isla. Es un buen lugar para realizar una primera toma de contacto y para comentar los aspectos generales, así como para observar la relación entre la forma de la costa y la acción geodinámica que la caracteriza.

Se distingue claramente la situación de la playa en un pequeño golfo, limitada por acantilados en los salientes. Una observación interesante es el mayor desarrollo de las playas en la costa sur que en la norte, debido a la mayor energía del oleaje durante los temporales de invierno en ésta última.

Los sedimentos que forman la playa, con gran variación granulométrica, nos permiten un primer contacto con los materiales que forman el sustrato de la mayor parte de la isla y de cuya erosión proceden: la mayor parte de los cantos rodados corresponden a las ofitas y dolomías negras triásicas que forman los acantilados al este y oeste de la playa respectivamente. También son abundantes los restos de caparzones de organismos marinos (bioclastos). El color verde de la arena denota su procedencia de las rocas básicas.



**Figura 16.** Detalle de los bastones de *Porites* vistos en planta que muestran crecimientos estromatolíticos concéntricos.

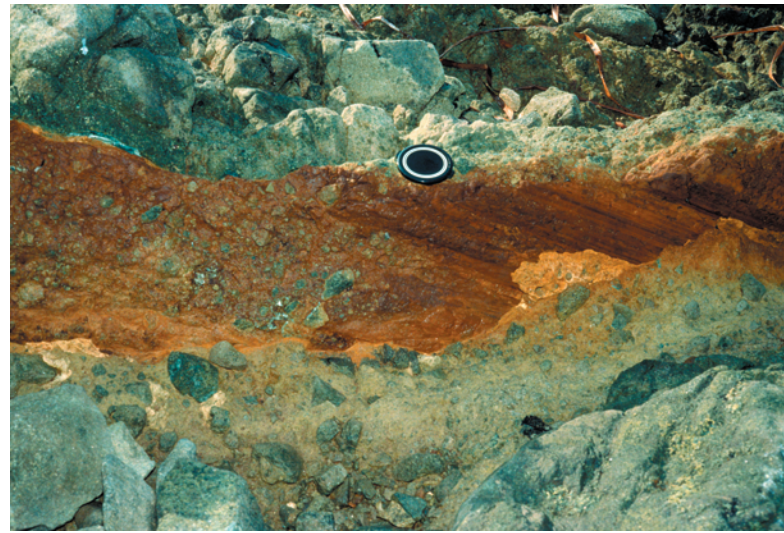


**Figura 17.** Bloque procedente de las «lenguas» amarillentas de calcarenita con placas de *Halimeda*.

### **Parada 3. Falla de la Purísimeta**

Nos situamos en la costa sur, ligeramente al W de la playa, sobre la plataforma de abrasión, a la altura de una pequeña hornacina pintada en blanco y azul que contiene una imagen de la Virgen.





**Figura 19.** Brecha y estrías de falla expuestas en la plataforma de abrasión (parada 3).

Se trata de una de las fallas principales con dirección N20-40E que pone en contacto los materiales carbonatados triásicos con las ofitas. Está marcada por una zona de trituración (brecha de falla) en la que las rocas se encuentran atravesadas a nivel decimétrico e incluso centimétrico por múltiples fracturas (microfallas y diaclasas) y coloreadas por óxidos de hierro.

En la plataforma de abrasión se pueden reconocer, por su color rojo oscuro debido a la alteración de los minerales de hierro, diversos planos de falla. En uno de ellos, bien conservado, podemos apreciar con claridad la brecha de falla y el espejo de falla con las estrías que permiten determinar un movimiento mixto, siendo el principal de dirección y el menor de falla normal (Fig. 19).

En las ofitas se pueden distinguir zonas de grano grueso, equivalentes por tanto a enclaves de gabro, formados por grandes cristales de textura palmeada, esencialmente de clinopiroxenos y plagioclasas cálcicas (Fig. 10).

A favor de las diaclasas y planos de falla encontramos diferentes mineralizaciones: óxidos e hidróxidos de hierro (especularita y limonita), siderita, epidota, albita, cuarzo, y, muy abundantes, anfíboles fibrosos (asbesto) orientados por crecimiento en el sentido del movimiento (Fig. 20).



**Figura 18.** Falla de la Purissimeta que pone en contacto las ofitas con los calcosquistos amarillos y las dolomías negras. A. Foto de la falla. B. Esquema que muestra la falla y las relaciones existentes entre los diferentes cuerpos de roca del afloramiento.



#### Parada 4. Playa de la Faroleta

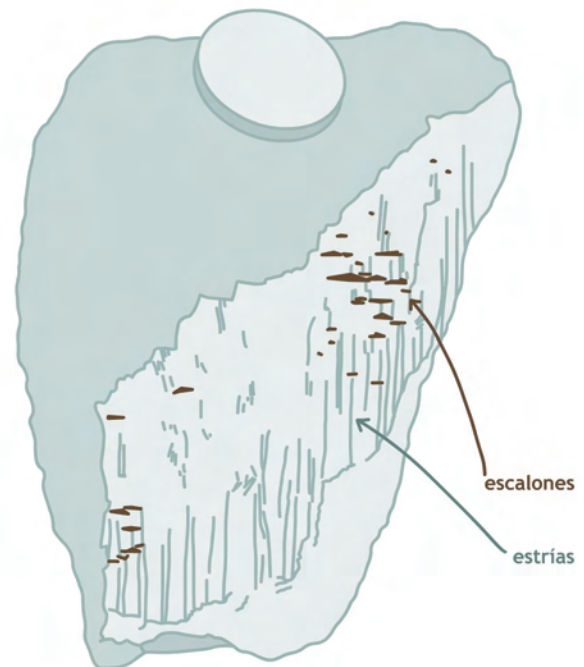
Entre la parada anterior y ésta, caminamos sobre la plataforma de abrasión (caso de que el mar esté movido, puede hacerse por el camino sobre el acantilado). Las ofitas, si bien están siempre muy diaclasadas, muestran una menor fracturación y mineralización al alejarnos de la falla, volviendo a aumentar estos fenómenos según nos aproximamos a nuevas fallas paralelas a la anterior.

Tanto en la propia isla de Tabarca como en el islote de la Galera frente al que nos encontramos se pueden distinguir muy bien dos superficies geomorfológicas principales: la plataforma de abrasión actual producida por el retroceso de los acantilados (Fig. 12) y una superficie superior, básicamente plana correspondiente a una anterior rasa erosiva, también de origen marino, sobre la que se depositó la playa tirreniense.

En ambos extremos de la playa de la Faroleta afloran las margas amarillas triásicas en contacto mecánico con las ofitas (Fig. 21). En la parte superior del acantilado

se sitúan en clara discordancia los conglomerados cuaternarios.

La playa, formada por cantos rodados, está normalmente cubierta por una almohadilla de restos de



**Figura 20.** A. Crecimiento de fibras de anfíbol (asbesto) relleno una diaclasa. B. Detalle de las fibras de asbesto y esquema interpretativo en el que se muestran las estrías de falla y los escalones.





**Figura 21.** Acúmulos de restos de *Posidonia oceanica* en la Playa de la Faroleta. En ambos extremos de la playa afloran las margas amarillas.

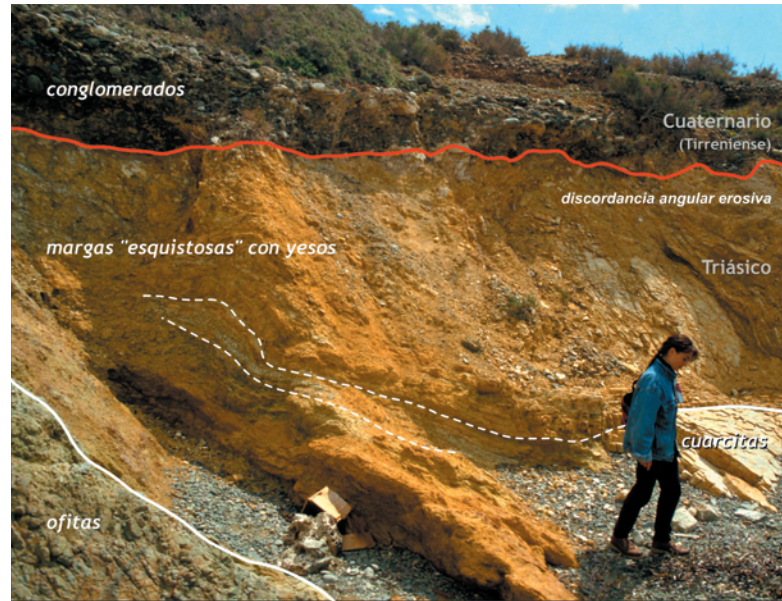
*Posidonia oceanica*, fenómeno antaño muy corriente en las playas mediterráneas, y actualmente más escaso por la degradación que sufren las praderas de esta fanerógama marina (Fig. 21).

Al cruzar en dirección S-N la parte de mayor anchura de la isla, a la altura del faro, pasamos sobre los limos rojos cuaternarios de origen continental que descansan sobre los conglomerados marinos. Dada su escasa potencia y consistencia, no presentan ningún corte que permita observarlos con claridad. Ya en la costa norte, bajando a la base del acantilado, se pueden observar en las paredes de éste algunos diques neptúnicos tirrenienses (Fig. 12) en alguno de los cuales se encuentran conchas aplastadas.

### Parada 5. Cala de la Mina

Situada en la costa norte, justo al E del puerto, a la altura del vallado donde se ubicaba la central eléctrica solar hoy desmantelada. Descendemos a la cala por un pequeño camino del acantilado.

En esta cala de reducidas dimensiones nos situamos en la misma zona de falla que en la parada 3. Tenemos el mejor afloramiento (no por su extensión sino por sus condiciones de conservación) de los calcoesquitos amarillos y cuarcitas, que se encuentran plegados a escala métrica llegando a disponerse casi verticales



**Figura 22.** Cala de la Mina (parada 5). A. Calcoesquitos y cuarcitas plegados, en contacto por falla normal con las ofitas. En la parte superior se observan los conglomerados tirrenienses discordantes que sellan la falla. B. Detalle de los materiales plegados.

(Fig. 22b). Sobre ellos se disponen los conglomerados marinos cuaternarios en discordancia angular. Se trata de un nivel de cantos rodados, fundamentalmente de ofitas, cementados por material carbonatado marino con fósiles de gasterópodos y rematado por un en-





costramiento carbonatado (caliche), lo que indica su emersión y desecación (Fig. 22a).

En contacto mecánico con las margas amarillas podemos observar las ofitas hacia el Este, y las dolomías si seguimos el acantilado unos pasos hacia el Oeste.

### Parada 6. Port Vell

Situado en la costa N, al oeste del actual puerto, bajo la muralla, frente a la Puerta Norte de ésta, el Port Vell constituye un pequeño espigón natural de roca que era utilizado como puerto hasta la construcción del espigón actual.

Justo en el Moll Vell (Fig. 23) tenemos el contacto, en discordancia angular y erosiva, entre las dolomías triásicas y los materiales miocenos (conglomerados y calcirruditas con clastos del material infrayacente en la base y calcarenitas en la mayor parte del afloramiento). La presencia de perforaciones de organismos litófagos en la superficie de muro del contacto confirma el carácter marino somero de los materiales depositados sobre la discordancia (Fig. 24). Estos materiales son muy ricos en fósiles, que se mencionan en la parada siguiente.

Este afloramiento nos resume la geología de la parte oeste de la isla, constituida por un sustrato de dolomías triásicas muy brechificadas y con ligero metamorfismo sobre el que se disponen los materiales carbonatados marinos del Mioceno que afloran principalmente en el extremo occidental.

Las dolomías, de colores oscuros y muy veteadas, forman los acantilados de este sector, desarrollando en su base socavaduras erosivas e incluso cuevas.

### Parada 7. Portal de la Cantera

Salimos del recinto amurallado de la población por la Puerta Oeste, situada en el extremo occidental de la isla, frente al paso del islote de la Cantera. En esta zona se observa el mayor afloramiento de materiales miocenos.

Se trata de calcarenitas de grano grueso (calcirruditas en algunos puntos) fundamentalmente bioclásticas, indicadoras de un ambiente con bastante energía de oleaje. En algunos puntos se distingue su estratificación cruzada plana. En estas calcirruditas y calcarenitas se han identificado fósiles de numerosos taxones, destacando la presencia de grandes valvas de *Ostraea* y *Chlamys* (pectínido), y caparazones de *Clypeaster*, equínido de forma acampanada y base pentagonal (Fig. 25),



**Figura 23.** Discordancia angular erosiva del Mioceno superior (izquierda) sobre las dolomías oscuras triásicas en el Port Vell (parada 6).



**Figura 24.** Perforaciones de organismos litófagos en la superficie de muro de la discordancia.

corales y gasterópodos, que en la mayoría de los casos aparecen fragmentados y desgastados. \*

\*NOTA: Se ruega no alterar el afloramiento intentando extraer fósiles.

El islote de la Cantera, al que se puede acceder fácilmente con buen tiempo, representa el principal afloramiento de estos materiales. Como su nombre indica, fue intensamente explotado para obtener la piedra de





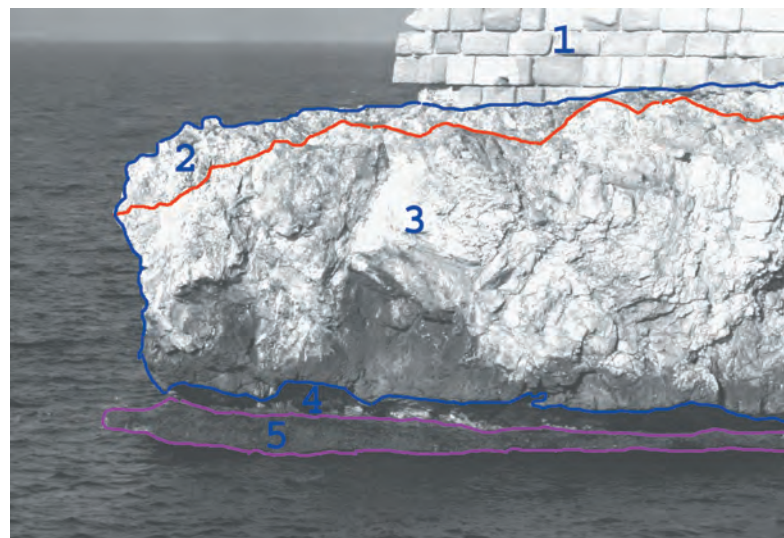
**Figura 25.** Vista basal de un erizo del género *Clypeaster* incluido en las calcarenitas del Portal de la Cantera (parada 7).



**Figura 26.** Efectos de la extracción de sillares en el islote de la Cantera (parada 7).

construcción para la edificación de las murallas y del pueblo. Esta explotación alteró de forma muy importante la morfología del islote, pudiéndose distinguir bien los cortes escalonados en la roca (Fig. 26).

Al tratarse de materiales muy porosos y poco cementados, su intensa meteorización en los poco más de dos siglos transcurridos desde el levantamiento de



**Figura 27.** (A y B). Acantilado desarrollado sobre las dolomías triásicas en las proximidades de la cova del Llop Mari (parada 8). 1: Muralla construida con calcarenitas; 2: Conglomerados tirrenienses; 3: Dolomías triásicas; 4: Socavadura basal desarrollada en las dolomías por abrasión y disolución; 5: Terracilla de bioconstrucción actual («trottoir» de vermétidos).

la ciudad amurallada ha destruido en gran medida los sillares, hasta el punto que en algunos lugares de la muralla se observa su menor resistencia que la argamasa de cal empleada como cemento.

### Parada 8. Cova del Llop Mari

Nos situamos en la costa sur de la ciudad, detrás de la casa del gobernador, actualmente convertida





en hotel, sobre el acantilado de la punta sur de una pequeña cala en la que se encuentra la Cova del Llop Marí (el nombre hace referencia a la antigua presencia de «lobos marinos», focas monje, en dicho lugar).

Desde este lugar tenemos una buena vista del acantilado dolomítico sobre el que en algunos puntos se pueden reconocer conglomerados cuaternarios equivalentes a los vistos en las paradas 4 y 5. Es de destacar el perfil muy distinto que tienen en detalle estos acantilados en comparación con los formados sobre ofitas debido a procesos kársticos (meteorización química) que se suman a la acción mecánica del oleaje. Aquí la plataforma de abrasión es en algunos puntos casi inexistente, al menos al nivel del mar, encontrándose una socavadura basal que puede llegar a ampliarse formando cuevas (Fig. 27).

Justo a nivel del agua, sobresaliendo hacia el mar y con un color rojizo oscuro, encontramos una interesante bioconstrucción actual, generalmente conocida como «trottoir de vermétidos» que es una estructura carbonatada en cuya construcción participan una gran variedad de organismos entre los que destacan las algas calcáreas como *Neogoniolithon* y *Lithophilum* y el gasterópodo colonial *Dendropoma petraeum* («vermétidos») cuya concha recuerda más al tubo de un poliqueto que a la concha de un caracol. Esta bioconstrucción es típica de acantilados estables en aguas limpias y bien batidas del Mediterráneo. (Terradas *et al*, 1989).

## BIBLIOGRAFÍA

- Alfaro, P. *et al.* (1999). Itinerarios Geológicos por el litoral de la provincia de Alicante. Universidad de Alicante. 86 p.
- Calvet, F., Zamarreño, I. & Vallés, D. (1996). Late Miocene reefs of the Alicante-Elche basin, southeast Spain. En: Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions, S. E. P. M., Tulsa, 177-190.
- Esteban, M. (1977). El arrecife de Santa Pola. En: 1er Seminario Práctico de Asociaciones Arrecifales y Evaporíticas (Ed. R. Salas). Universidad de Barcelona, 411-451.
- Estévez, A., Pina, J. A., Cáliz, F. y Hervás, J. L. (1985). Isla Plana o Nueva Tabarca: Significación geológica y evolución tectónica reciente en el contexto del sector oriental de las Cordilleras Béticas. En Ramos, A. A. (ed.). La reserva marina de la Isla Plana o Nueva Tabarca. Ayto. de Alicante y Universidad de Alicante. 22-35.
- Foucault, A. (1974). Travaux et titres scientifiques et universitaires. Paris, 36 p.
- Institut Cartogràfic Valencià (1999). Mapa Topogràfic escala 1: 10.000. Hoja 894 (1-4). Valencia.
- Kampschuur, W. y Simon, O. J. (1969). Sur la géologie de l'île de Tabarca (Prov. D'Alicante. Espagne) et sa position tectonique dans la zone Bétique (Cordillères bétiques). Ext. C. R. Som., Soc. Géol. France, 1969, 37.
- Montenat, Ch. (1973). Les formations néogènes et quaternaires du Levant Espagnol. Tesis. Paris Orsay. 1157 p.
- Orta, J. *et al.* (1992). Espais Naturals. En Folch, R. (Ed.) (1986-1992). Història Natural dels Països Catalans. Vol. 16. Ed. Enciclopèdia Catalana. Barcelona, p. 80-81.
- Ramos, A. (1985). Contribución al conocimiento de las biocenosis bentónicas litorales de la Isla Plana o Nueva Tabarca. En Ramos, A. A. (ed.). La reserva marina de la Isla Plana o Nueva Tabarca. Ayto. de Alicante y Universidad de Alicante. 111-147.
- Sanz de Galdeano, C. (1983). Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. Estudios Geol., 39, 157-165.
- Terradas, J. Prat, N., Escarré, A. y Margalef, R. (1989) en Folch, R. (Ed.) (1986-1992). Història Natural dels Països Catalans. Vol. 14. Ed. Enciclopèdia Catalana. Barcelona, 136-146.
- Vallés, D. (1986). Carbonate facies and depositional cycles in the upper Miocene of Santa Pola (Alicante, SE Spain). Rev. Inv. Geol. 42/43: 45-66.
- Viravens Pastor, R. (1876). Crónica de la muy ilustre y siempre fiel ciudad de Alicante. Carratalá y Gadea, Alacant.

