



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

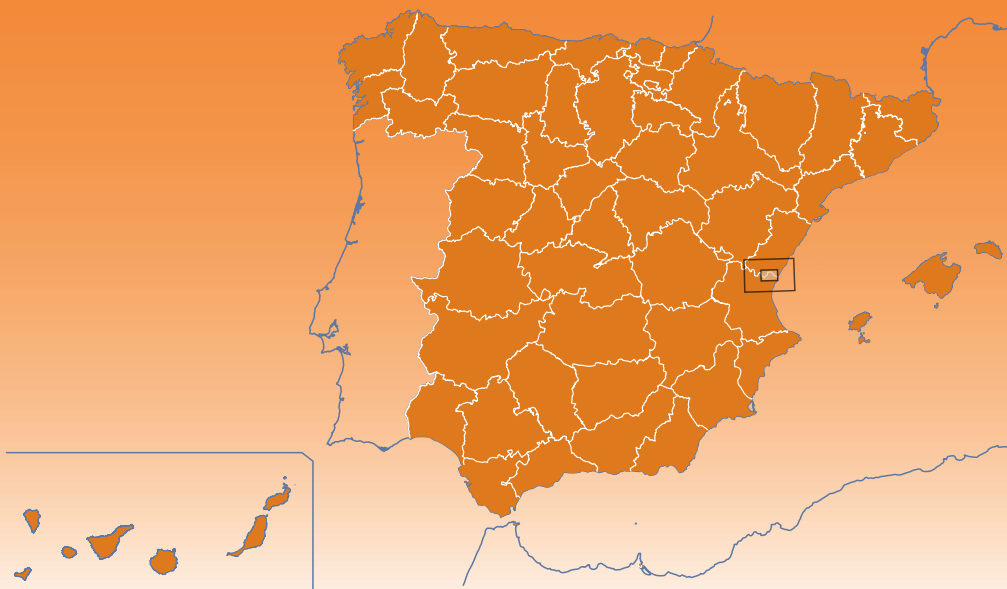
Tercera serie - Edición en línea

668

29-26

639 JÉRICA 28-25	640 ONDA 29-25	641 CASTELLÓN DE LA PLANA 30-25
667 VILLAR DEL ARZOBISPO 28-26	668 SAGUNTO / SAGUNT 29-26	669 MONCÓFAR 30-26
695 LLÍRIA 28-27	696 BURJASSOT 29-27	

SAGUNTO / SAGUNT (Valencia)



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO Y DE PROCESOS ACTIVOS A LA MISMA ESCALA

SAGUNTO / SAGUNT

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor.

© Instituto Geológico y Minero de España, 2021
Reservados todos los derechos de acuerdo a la ley

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid
NIPO en línea: 836-21-009-0

Maquetación: J. Vicente Ocaña (I.G.M.E.)

Las presentes Hoja y Memoria (Sagunto/Sagunt-668) han sido realizadas por INYPSA y C.G.S. durante 2002, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido en la realización los siguientes técnicos:

AUTORES

Mapa Geológico

- J. J. Huerta Carmona (C.G.S.), cartografía geológica de Mesozoico y Terciario
- J. I. Ramírez Merino (INYPSA), cartografía geológica del Mesozoico y Terciario
- G. Portero García (C.G.S.), cartografía geológica del Cuaternario
- L.R. Rodríguez Fernández (I.G.M.E.), asesoramiento, dirección y supervisión

Mapa Geomorfológico y Mapa de Procesos Activos

- G. Portero García (C.G.S.)
- A. Martín-Serrano García (I.G.M.E.), dirección y supervisión

Memoria:

- J. J. Huerta Carmona (C.G.S.). Estratigrafía, tectónica y recursos minerales
- J. I. Ramírez Merino (C.G.S.). Estratigrafía del Permo-Trías
- G. Portero García (C.G.S.), geomorfología y Cuaternario
- L. R. Rodríguez Fernández L. R. (I.G.M.E.), asesoramiento, dirección y supervisión

Edición:

- G. Romero Canencia (I.G.M.E.)
- L. F. Miguel Cabrero (I.G.M.E.)

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS:

Para el Mapa Geológico:

- Huerta Carmona, J. J.; Ramírez Merino, J. I.; Portero García, G. y Rodríguez Fernández, L. R. (2021). Mapa geológico de la Hoja nº 668 (Sagunto/Sagunt). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para el Mapa Geomorfológico y de Procesos activos:

- Portero García, G. y Martín Serrano, A. (2021). Mapa geomorfológico y Mapa de procesos activos de la Hoja nº 668 (Sagunto/Sagunt). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la Memoria:

- Huerta Carmona, J. J.; Ramírez Merino, J. I Portero García, G. y Rodríguez Fernández, L. R. (2021). Memoria explicativa de la Hoja nº 668 (Sagunto/Sagunt). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea.

Para la obra completa, Mapas y Memoria:

- Huerta Carmona, J. J.; Ramírez Merino, J. I.; Portero García, G., Martín Serrano, A y Rodríguez Fernández, L. R (2021). Mapas y Memoria explicativa de la Hoja nº 668 (Sagunto/Sagunt). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. 3ª serie. IGME, CSIC. Madrid. Publicación en línea

Í N D I C E

1. INTRODUCCIÓN	9
2. ESTRATIGRAFÍA	10
2.1. PÉRMICO	11
2.1.1. Brechas de cantos cuarcíticos (1). Fm Brechas de Tabarreña. Pérmico. Autunense.....	11
2.1.2. Alternancias de lutitas rojas y violáceas, con areniscas cuarcíticas y micáceas (2) Formación Limos y areniscas de Alcotas. Pérmico (Thüringiense)	12
2.2. TRIÁSICO	12
2.2.1. Areniscas cuarcíticas y delgadas intercalaciones lutíticas (3). Fm Areniscas del Cañizar. Triásico Inferior (Scytiense-base Anisiense)	12
2.2.2. Alternancias de lutitas rojas y areniscas de cemento silíceo (4). Formación Limos y areniscas de Eslida. Triásico Medio (Anisiense)	13
2.2.3. Lutitas rojas, margas verdosas e intercalaciones de areniscas y dolomías (5). Formación Arcillas, limos y margas de Marines. Triásico Medio (Anisiense)	13
2.2.4. Dolomías en bancos gruesos y dolomías tableadas (6). Fm Dolomías de Landete o de L'Oronet. Triásico Medio (Anisiense). Facies Muschelkalk	14
2.2.5. Margas arenosas, dolomías, calizas y lutitas yesíferas (7). Fm Arcillas, margas y yesos del Mas. Triásico Medio (Anisiense-Ladiniense).....	15
2.2.6. Dolomías tableadas con intercalaciones de margas y calizas (8). Fm Dolomías y calizas de Cañete. Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Carniense). Facies Muschelkalk	15
2.2.7. Dolomías en bancos gruesos, dolomías tableadas, calizas dolomíticas y calizas (9). Triásico Medio-Superior (Anisiense-Carniense). Facies Muschelkalk	16
2.2.8. Yesos masivos, areniscas y arcillas yesíferas (10). Fms. Arcillas y yesos de Jara-fuel, Areniscas de Manuel, Arcillas de Cofrentes, Arcillas yesíferas de Quesa y Yesos de Ayora. Triásico Superior (Carniense). Facies Keuper.	17
2.2.9. Ofitas (11). Triásico Superior (Carniense).....	19
2.3. TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO	19
2.3.1. Dolomías tableadas, brechas calco-dolomíticas, carniolas y dolomías en bancos (12). Fm Dolomías tableadas de Imón y Fm Carniolas de Cortes de Tajuña. Triásico Superior-Jurásico. (Noriense- Sinemuriense inferior)	19

2.4. JURÁSICO	20
2.4.1. Calizas y dolomías (13). Fm Calizas y dolomías de Cuevas Labradas y Fm Calizas bioclásticas de Barahona. Jurásico (Sinemuriense superior-Pliensbachense superior).....	20
2.4.2. Unidad compresiva (14). Triásico Superior -Lías	21
2.4.3. Margas y Calizas (15). Fm Alternancia de margas y calizas de Turmiel. Jurásico (Domeriense-Toarciense).....	21
2.4.4. Calizas tableadas, calizas con nódulos de sílex y calizas oolíticas (16). Fm Carbonatada de Chelva. Jurásico (Dogger-Oxfordiense)	22
2.4.5. Alternancias de calizas y margocalizas (17). Fms. Margas de Sot de Chera y Ritmita calcárea de Loriguilla. Jurásico. (Oxfordiense superior- Kimmeridgiense inferior).....	24
2.4.6. Unidad compresiva (18). Jurásico. Lias superior- Kimmeridgiense inferior	24
2.4.7. Calizas, areniscas y margas (19). Fm Calizas con oncolitos de Higuieruelas. Jurásico (Kimmeridgiense-Portlandiense)	25
2.4.8. Alternancia de arcillas y areniscas con niveles de calizas bioclásticas y oncolíticas (20). Fm Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo. Jurásico (Portlandiense).....	26
2.5. Terciario.....	26
2.5.1. Conglomerados, areniscas, limos y arcillas con niveles carbonatados (21). Mioceno medio-superior	26
2.5.2. Calizas algales con gasterópodos alternantes con margas limolíticas (22). Mioceno superior-Plioceno (Turolense- Rusciniense)	27
2.5.3. Alternancias de limos arenosos rojos con areniscas y conglomerados (23). Fm Navajas. Plioceno (Rusciniense)	27
2.5.4. Calizas travertínicas (24). Formación Sot de Ferrer. Plioceno (Rusciniense-Villafranchiense)	28
2.6. CUATERNARIO	28
2.6.1. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos. Terrazas. (25,26,28,33). Pleistoceno inferior-Holoceno	28
2.6.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (27, 32). Abanicos aluviales planos. Pleistoceno medio-superior	30
2.6.3. Arenas, gravas, cantos y limos (29). Coluviones. Holoceno	31
2.6.4. Gravas y cantos de arenisca (30). Talud de derrubios. Holoceno	31
2.6.5. Arenas (31). Cordón de dunas con vegetación. Holoceno.....	31

2.6.6. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (34). Conos de deyección. Holoceno.....	32
2.6.7. Arenas con indicios de limo. Gravas y cantos (35). Depósitos de arroyada, aluvial-coluvial. Holoceno	32
2.6.8. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (36). Fondo de rambla. Holoceno	32
2.6.9. Bloques de arenisca, cantos y arenas rojizas (37). Vertiente de bloques. Holoceno.....	32
2.6.10. Gravas, cantos y bloques (38). Bancos, barras. Holoceno.....	32
2.6.11. Gravas y cantos (39). Cordón litoral. Holoceno	33
2.6.12. Gravas y cantos (40). Playa de cantos. Holoceno	33
2.6.13. Arenas finas-medias (41). Playa de arena. Holoceno	33
2.6.14. Limos arcillosos (42). Albufera colmatada. Holoceno	33
2.6.15. Arenas y limos rojizos con gravas y cantos (43). Deltas. Holoceno	33
2.6.16. Materiales heterogéneos diversos (44). Escombreras	33
3. TECTÓNICA.....	34
3.1. TECTÓNICA REGIONAL	34
3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA.....	35
3.2.1. Análisis macroestructural.....	35
3.2.2. Dominios estructurales.	36
3.2.2.1. <i>Anticlinorio de Sierra Calderona</i>	37
3.2.2.2. <i>Depresión del Palancia</i>	37
3.2.2.3. <i>Banda Litoral</i>	38
3.2.2.4. <i>Anticlinorio de Espadán</i>	39
3.2.3. Análisis Microestructural.....	39
3.3. NEOTECTÓNICA.....	46
3.4. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES.....	47
4. GEOMORFOLOGÍA.....	48
4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	48
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	49
4.2.1. Estudio morfoestructural.....	49

4.2.2. Estudio del modelado.....	50
4.2.2.1. <i>Formas gravitacionales</i>	50
4.2.2.2. <i>Fluviales y de escorrentía superficial</i>	51
4.2.2.3. <i>Eólico</i>	53
4.2.2.4. <i>Litoral</i>	53
4.2.2.5. <i>De meteorización química (en rocas carbonatadas)</i>	54
4.2.2.6. <i>Otras formas, poligénicas o de difícil adscripción</i>	54
4.2.2.7. <i>Antrópicas</i>	55
4.3. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA.....	55
4.4. PROCESOS ACTIVOS	57
4.4.1. Movimientos de ladera	57
4.4.1.1. <i>Deslizamientos</i>	57
4.4.1.2. <i>Desprendimientos</i>	58
4.4.1.3. <i>Avalanchas (coluviones, vertientes de bloques y taludes de derrubios)</i>	58
4.4.2. Erosión	58
4.4.3. Inundación y sedimentación	59
4.4.3.1. <i>Sistema fluvial secundario</i>	59
4.4.3.2. <i>Sistemas asociados a la dinámica litoral y eólico- costera</i>	60
4.4.4. Procesos asociados a determinadas litologías	61
4.4.5. Actividad antrópica	61
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	62
6. GEOLOGIA ECONÓMICA	65
6.1. RECURSOS MINERALES	65
6.1.1. Minería metálica	65
6.1.2. Rocas y minerales industriales.....	65
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	66
6.2.1. U.H. 8.20 Medio Palancia	66
6.2.2. U.H. 8.21 Plana de Sagunto.....	68
7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	71
8. BIBLIOGRAFÍA.....	73

1. INTRODUCCIÓN

La presente memoria acompaña y es una explicación del Mapa Geológico a escala 1:50.000 de Sagunto (668), cuya primera edición fue realizada por EPTISA en el año 1974.

La Hoja de Sagunto se localiza en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica y se encuentra bañada por el mar Mediterráneo.

Desde el punto de vista administrativo, se sitúa en la Comunidad Valenciana entre las provincias de Valencia y Castellón de la Plana. La zona muestra una densidad de población elevada, particularmente en la franja costera, siendo sus principales poblaciones Sagunto al sur y Vall d'Uixó al norte.

Morfológicamente hablando, la hoja presenta cuatro regiones bien diferenciadas: la Sierra Calderona al suroeste, formada por abruptos relieves triásicos que son prolongación de la Sierra de Javalambre hacia Levante; la Depresión terciaria del Palancia al noroeste, drenada por el río del mismo nombre, a favor de la cual discurren las principales vías de comunicación que unen Aragón con el litoral; las estribaciones meridionales de la Sierra de Espadán al norte y la franja o Banda costera, salpicada de pequeñas fosas tectónicas con desarrollo de extensos abanicos aluviales sobre los que se produce una importante agricultura de regadío (cítricos principalmente) y donde se asienta la mayor parte de la población de la Hoja.

A continuación, se describen los principales aspectos geológicos de la Hoja en los capítulos de estratigrafía, tectónica, geomorfología, historia geológica y geología económica.

2. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Sagunto/Sagunt (668) afloran terrenos que pertenecen a los sistemas Pérmico, Triásico, Jurásico, Mioceno y Cuaternario.

Los primeros antecedentes sobre la región de estudio son debidos a Botella (1854) y Vilanova (1881), que hacen una caracterización geológica de la provincia de Valencia, sin diferenciar entre los sistemas Pérmico y Triásico.

No es hasta los trabajos de Royo Gómez (1926) y Ritcher y Teichmuller (1933) cuando se comienzan los estudios geológicos de la región con un enfoque más moderno, interrumpidos por la contienda civil.

Riba y Ríos (1960-62) describen por primera vez la existencia de surcos sedimentarios que condicionan la evolución paleogeográfica del Mesozoico de la rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Una nueva etapa se desarrolla en los años 70, con la realización del MAGNA (2ª serie), que dota de cartografía geológica detallada a toda la región, incluyendo la hoja de Sagunto (IGME, 1974) aunque con mayor o menor acierto en sus interpretaciones litoestratigráficas y sedimentológicas y con ciertas confusiones entre el Muschelkalk y el Lías.

Trabajos y tesis doctorales coetáneas resuelven los principales problemas litoestratigráficos, sedimentológicos y paleogeográficos de este sector de la cordillera Ibérica. Viallard (1973) realiza su tesis doctoral sobre el Jurásico, Ortí Cabo (1973) y Garrido y Villena (1977) trabajan sobre el Triás, dividiendo el primero formalmente la facies Keuper en cinco formaciones que constituyen el grupo Valencia.

Gómez (1979) define formalmente las unidades litoestratigráficas del Dogger y Malm del sector levantino de la Cordillera Ibérica y realiza su estudio sedimentológico y paleogeográfico.

Respecto al Pérmico y Triás inferior-medio, son los trabajos de Arche *et al.* (1983), López Gómez (1985 y 1987) y López Gómez y Arche (1988, 1992 y 1993) los que realizan la división formal del Buntsandstein y Muschelkalk en 8 formaciones y 2 grupos (Cuenca y Castellón respectivamente), realizando el estudio cronoestratigráfico, sedimentológico y tectosedimentario detallado de las mismas.

Garay, P. (2000) en su tesis doctoral es quien resuelve importantes cuestiones tanto estratigráficas como tectónicas hasta el momento poco claras en la región de la Sierra Calderona.

En la Tabla 1 se representa la correlación de las distintas unidades litoestratigráficas permotriásicas definidas por los últimos autores citados.

EDAD		FORMACIONES SEGÚN ARCHE Y GÓMEZ (1988,1992 Y 1994)	FORMACIONES SEGÚN GARAY (2000)
TRIÁSICO	Carniense	Dolomías y calizas de Cañete	Calizas dolomíticas y margas de Pina de Montalgrao
	Ladiniense		Dolomías laminadas de Cirat
	Anisiense	Arcillas, margas y yesos del Mas	Margas arenosas, lutitas y dolomías de Azuébar
		Dolomías de Landete	Dolomías de L'Oronet
		Arcillas, limos y margas de Marines	(Miembro abigarrado de Olocau) Lutitas y areniscas de Serra
		Lutitas y areniscas de Eslida	
	Scytiense	Areniscas del Cañizar	Areniscas del Garbí
	Thüringiense	Limos y areniscas de Alcotas	Conglomerados, areniscas y lutitas de Marines (Miembro conglomerático de Montán)
PÉRMICO	Autuniense	Brechas de Tabarreña	

Tabla 1.- Correlación entre las Formaciones definidas en la zona por los distintos autores para el intervalo Pérmico-Triásico.

2.1. PÉRMICO

2.1.1. Brechas de cantos cuarcíticos (1). Fm Brechas de Tabarreña. Pérmico. Autuniense

Esta formación, denominada Miembro conglomerático de Montán por Garay (2000), se ha podido reconocer únicamente en un pequeño afloramiento del borde oeste de la hoja, en las proximidades de la población de Marines Viejo por el camino que conduce al poblado morisco de Masía de la Olla, presentando muy malas condiciones de afloramiento por los derrubios de ladera.

Está formada por brechas de cantos de cuarcita blanca, angulosos a subangulosos, y de 2-3 cm de tamaño medio, fuertemente cementados por cemento silíceo y embebidos en una matriz arenosa igualmente cuarcítica. Presentan un espesor comprendido entre los 10 a 15 m. Son de tonos ro-

jo-violáceos, y su subyacente lo constituye una formación cuarcítico-esquistosa con características turbidíticas, posiblemente de edad Carbonífero inferior y del tipo de la facies "Culm".

No se ha encontrado ningún resto fósil en la unidad, por otra parte, con una muy escasa representación a escala regional. Siguiendo los criterios de correlación de López Gómez y Arche (1992 a), se atribuye esta formación al Autuniense (Pérmico inferior).

2.1.2. Alternancias de lutitas rojas y violáceas, con areniscas cuarcíticas y micáceas (2) Formación Limos y areniscas de Alcotas. Pérmico (Thüringiense)

La presente formación, también denominada Conglomerados, areniscas y lutitas de Marines por Garay (*op.cit.*), se localiza preferentemente en el cuadrante sudoccidental de la hoja, y sus condiciones de afloramiento no suelen ser buenas al estar muy recubierta por los derrubios de la formación suprayacente.

Generalmente no es posible observar la base de la unidad, al estar afectada por la intensa tectónica regional, pero su contacto con las Brechas de Tabarreña se interpreta (de acuerdo con López Gómez y Arche, *op. cit.*) como una discordancia cartográfica de bajo ángulo.

Está formada por niveles métricos de lutitas rojas, violáceas y en ocasiones verdosas, de aspecto masivo y a veces lajoso. Alternan con niveles decimétricos y de hasta 3 m de areniscas de cemento cuarcítico, a menudo con un contenido bastante alto de moscovita. Eventualmente puede existir algún pequeño nivel conglomerático. El espesor del conjunto alcanza los 380 m en las cercanías de Marines Viejo según Garay (*op.cit.*), aunque no se han podido observar cortes completos dentro de la hoja de Sagunto debido a la intensa tectonización de la zona.

Los niveles areniscosos se organizan en secuencias de canal con bases erosivas, estratificaciones cruzadas planares y en surco y ripples de corriente a techo de las capas. Los niveles lutíticos presentan decoloraciones, posiblemente de origen edáfico. Se interpretan como sedimentos de llanura de inundación con desarrollo de sistemas fluviales de baja sinuosidad.

El contenido fosilífero de la formación es escaso. Viallard (1973) y Doubinger *et al.* (1990) describen unas asociaciones de esporas y pólenes que definen una edad Thüringiense (Pérmico superior).

2.2. TRIÁSICO

2.2.1. Areniscas cuarcíticas y delgadas intercalaciones lutíticas (3). Fm Areniscas del Cañizar. Triásico Inferior (Scytiense-base Anisiense)

La formación Areniscas del Cañizar o del Garbí se localiza preferentemente en el cuadrante SO de la hoja, dando lugar a fuertes escarpes al tratarse de una formación muy competente entre dos formaciones de comportamiento incompetente.

Se tratan de areniscas ortocuarcíticas y arcóscicas muy compactas, de tonos rojizos y blanquecinos, estratificadas en bancos gruesos o de aspecto masivo. Localmente pueden presentar

intercalaciones centimétricas de limolitas arenosas y lutitas rojas, más frecuentes hacia el techo de la unidad. Su potencia está comprendida entre los 120 a 150 m.

Se organizan en grandes cuerpos areniscosos limitados por bases erosivas y superficies de reactivación, rellenas por estratificaciones planares y en surco a todas las escalas, ripples de corriente y a veces laminaciones paralelas a pequeña escala.

Se interpretan (López Gómez y Arche, 1993) como depósitos fluviales de tipo entrelazado y baja sinuosidad, en el contexto de una cuenca sometida a una dinámica sedimentaria sintectónica.

La parte superior de la formación está datada por unas asociaciones de pólenes y esporas (Dou-binger *et al.*, 1990) como base del Anisiense, por lo que se atribuye en su conjunto al Scytiense.

2.2.2. Alternancias de lutitas rojas y areniscas de cemento silíceo (4). Formación Limos y areniscas de Eslida. Triásico Medio (Anisiense)

Esta unidad cartográfica, también conocida como Lutitas y areniscas de Serra (Garay, *op.cit.*), constituye los afloramientos con mayor extensión superficial de la facies Buntsandstein en la hoja de Sagunto.

Litológicamente corresponde a una formación heterolítica formada por lutitas rojas en bancos gruesos, de aspecto a menudo laminado, alternantes con areniscas micáceas de cemento silíceo y grano fino a medio por lo general y estratificadas en bancos métricos. El espesor de la formación es variable regionalmente, aunque en la hoja de Sagunto el espesor medio puede cifrarse en unos 120-130 m.

Los cuerpos areniscosos presentan bases netas y a veces erosivas, y estructuras sedimentarias como estratificación cruzada a gran escala en surco o planar, laminación paralela, ripples de corriente y ripples ascendentes "climbing ripples" y frecuentes superficies de reactivación. Localmente puede observarse estratificación lenticular. Las paleocorrientes marcan sentidos preferentes hacia el SE y S (Arche y Gómez, 1999).

Se interpretan como depósitos fluviales de tipo entrelazado con episodios esporádicos de alta sinuosidad pertenecientes a facies distales de un sistema aluvial con gran desarrollo de las facies de llanura de inundación.

Aunque hasta el momento no se ha podido datar por métodos directos, la formación Eslida presenta una edad Triásico medio (Anisiense) dadas las dataciones palinológicas de las unidades de techo y muro.

2.2.3. Lutitas rojas, margas verdosas e intercalaciones de areniscas y dolomías (5). Formación Arcillas, limos y margas de Marines. Triásico Medio (Anisiense)

Esta formación corresponde a la "facies Röt" de la literatura geológica y Garay (*op.cit.*) la llamó Miembro abigarrado de Olocau. Constituye un excelente nivel guía local al estar entre

dos unidades litoestratigráficas más competentes, permitiendo la diferenciación clara de la barra dolomítica inferior del Muschelkalk, fácilmente confundible con la superior.

Está constituida por lutitas de tonos rojizos oscuros que presentan intercalaciones de margas verdosas o amarillentas y a menudo, nivelillos centi a milimétricos de areniscas amarillentas, calizas o dolomías que pueden alcanzar los 20 cm. El contenido en carbonatos aumenta hacia el E, disminuyendo en el mismo sentido el contenido en illita y clorita. (López Gómez y Arche, 1993). La potencia es de 25-30 m, aunque a menudo el contacto con las dolomías del Muschelkalk se presenta tectonizado por la diferencia de competencia entre ambas formaciones.

Se reconocen (López Gómez y Arche, 1992) laminaciones paralelas, ripples de oscilación, estratificación *linsen*, y con menor frecuencia, grietas de desecación, pseudomorfos de cristales de halita y huellas de raíces. Corresponden a sedimentos básicamente estuarinos donde se aprecian transiciones claras entre facies distales de sistemas aluviales en la base a facies marinas poco profundas a techo (López Gómez y Arche, *op. cit.*).

La edad de la unidad corresponde al Anisiense por las asociaciones de pólenes y esporas clasificadas por Doubinger *et al.* (1990).

2.2.4. Dolomías en bancos gruesos y dolomías tableadas (6). Fm Dolomías de Landete o de L'Oronet. Triásico Medio (Anisiense). Facies Muschelkalk

La presente formación constituye la mayor parte de los afloramientos de Muschelkalk de la hoja y origina un fuerte escarpe estructural sobre la formación Marines. Garay (*op.cit.*) la denominó Dolomías de L'Oronet.

Está formada por dolomías en gruesos bancos y dolomías tableadas, generalmente muy recrystalizadas y a veces, con aspecto brechoide u oqueroso. Presentan un color ocre-anaranjado muy característico, que a menudo, pero no siempre, ayuda a diferenciarlas de las formaciones dolomíticas del Lías. Localmente pueden presentar pequeños niveles intercalados de margas verdes o arcillas limolíticas rojizas, más comunes hacia la base de la formación, y a unos 35 m de la misma, un nivel guía característico de unos 6 a 10 m de espesor formado por dolomías margosas y margas con una intensísima bioturbación "burrows" que les hace útiles como nivel guía. Su espesor puede evaluarse entre los 100-110 m.

Como estructuras sedimentarias se presentan laminaciones algales, estratificación cruzada planar y en surco, ripples de corriente y más a menudo de oscilación, una bioturbación de moderada a abundante y en menor medida, niveles que presentan brechas de cantos planos, grietas de desecación, porosidad fenestral y moldes de cristales de sal, organizándose en secuencias de somerización. Se interpretan como depósitos de rampa carbonatada somera, donde existe representación de distintos subambientes desde los supramareales con claras señales de desecaciones, los *ponds* (charcas) intermareales al *lagoon* protegido y las zonas de batida en bajíos (*shoals*) de la zona submareal.

El contenido fosilífero de la unidad se reduce a gasterópodos, bivalvos y foraminíferos escasamente representativos. Sin embargo, las dataciones de las unidades infra y suprayacentes permiten situar las Dolomías de Landete en el Anisiense.

2.2.5. Margas arenosas, dolomías, calizas y lutitas yesíferas (7). Fm Arcillas, margas y yesos del Mas. Triásico Medio (Anisiense-Ladiniense)

Esta unidad fue denominada Margas arenosas, lutitas y dolomías de Azuébar por Garay (*op. cit.*). Se ha reconocido principalmente en la zona NO de la hoja, al igual que la suprayacente, ya que, al formar parte del nivel de despegue regional, en la mayor parte de la misma ha sufrido una importante laminación tectónica. Morfológicamente da lugar a un blando relativo por ser más incompetente que las unidades infra y suprayacentes, por lo que los abundantes recubrimientos a menudo hacen dificultoso su reconocimiento.

Está formada por dolomías y calizas dolomíticas margosas en bancos delgados de hasta 0,7 m de espesor y colores grises y en ocasiones rosados que alternan con margas dolomíticas de tonos verdosos y cremas en niveles de 10-30 cm de potencia media, aunque en ocasiones pueden alcanzar los 7 m de potencia. Pueden incluir algún nivel de brechas dolomíticas similares a las descritas en la unidad anterior.

El espesor del conjunto puede cifrarse en unos 45 m.

La composición mineralógica de las margas, además de dolomita y proporciones variables de calcita y cuarzo, consiste en illita y esmectita en la base que hacia el techo incorporan interestratificados de clorita/esmectita e illita/clorita magnésica.

Como estructuras sedimentarias se observan apenas laminaciones criptoalgales. Se interpretan como depósitos de llanura mareal carbonatada con desarrollo principalmente de los términos intermareales.

La edad de la formación es Anisiense-Ladiniense, en base a los datos de las asociaciones palinológicas recogidas en López (1985) y Sopena *et al.* (1995).

2.2.6. Dolomías tableadas con intercalaciones de margas y calizas (8). Fm Dolomías y calizas de Cañete. Triásico Medio-Superior (Ladiniense-Carniense). Facies Muschelkalk

La formación Dolomías y Calizas de Cañete o Dolomías laminadas de Cirat constituye la barra dolomítica superior del Muschelkalk en el sector NE de la hoja. Origina un resalte, poco patente por lo común, sobre la formación del Mas más incompetente.

Litológicamente está formada mayoritariamente por dolomías de tonos grises oscuros a negruzcos, recrystalizadas, estratificadas en capas gruesas a tableadas y en menor proporción calizas y calizas algo margosas grises de textura "mudstone-wackestone". Pueden también presentar una pequeña proporción de juntas margosas. El espesor del conjunto alcanza los 130-150 m.

Por encima se dispone una alternancia de calizas, margas, margocalizas y ocasionalmente dolomías de tonos claros y oscuros alternantes a su vez, estratificadas en bancos de cerca de 1 m, y que alcanzan los 60 m de potencia. Corresponden a la Formación Calizas y margas dolomíticas de Pina de Montalgrao de Garay (*op. cit.*), equivalentes a las “Capas de Royuela” definidas por Heinkelbein en la Sierra de Albarracín.

Las características sedimentológicas de las Dolomías y Calizas de Cañete son muy similares a las de la formación Dolomías de Landete. Se reconocen bases canalizadas y cuerpos de techo convexo (barras), en ocasiones con una estructura interna de laminación cruzada planar, así como ripples de oscilación y más raramente de corriente, una bioturbación de moderada a abundante, frecuentes laminaciones estromatolíticas y en menor medida grietas de desecación, porosidad móldica de sales, fenestral y, eventualmente, estructuras de tipo *tepee*.

Se interpretan como depósitos de plataforma carbonada somera, reconociéndose ambientes de *shoals* submareales, *lagoon* protegido, *ponds* intermareales y términos supramareales con señales de emersión.

Las Calizas y margas dolomíticas de Pina de Montalgrao tienen abundantes estructuras sedimentarias: bioturbación, laminaciones algales, ripples de oscilación, *mud-cracks* y, en ocasiones, estructuras de desecación de tipo *tepee* que indican condiciones comprendidas entre las submareales y las supramareales, marcando la tendencia regresiva que anticipa los ambientes restringidos del Keuper.

Ambas formaciones presentan una fauna escasa y poco determinante de bivalvos y gasterópodos principalmente, así como equinodermos y braquiópodos en menor proporción. Aisladamente se ha encontrado algún ammonites (López, 1995). Doubinger *et al.* (1990) datan la formación Cañete mediante pólenes y esporas como de edad Ladinense, alcanzando las Calizas y margas dolomíticas de Pina de Montalgrao el Carniense inferior.

2.2.7. Dolomías en bancos gruesos, dolomías tableadas, calizas dolomíticas y calizas (9). Triásico Medio-Superior (Anisiense-Carniense). Facies Muschelkalk

Esta unidad cartográfica se extiende por toda la zona centro-meridional de la hoja, donde la facies Muschelkalk pierde las tres barras características que lo constituyen tanto en la Cadena Costero-Catalana como en la zona oriental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, formando un único y muy potente paquete calcodolomítico. Recientemente ha sido definido (López Gómez *et al.*, 1998) como *Triásico Levantino-Balear* y ocupa un sector que abarcaría las zonas próximas a la costa de las provincias de Valencia, Alicante y Castellón y las islas Baleares. Dentro de la hoja de Sagunto, su límite parece ser el accidente del Alto Palancia, que en realidad es un conjunto de fracturas que siguen una dirección más o menos paralela al trazado del río. Hacia el NE del mismo, empieza a reconocerse un nivel margoso que corresponde a la unidad cartográfica 8 y equivale al M₂ de las Catalánides.

La respuesta morfológica que presenta es, por lo común, un fuerte resalte sobre las formaciones relativamente blandas del techo del Buntsandstein, dando origen a buena parte de los

montes más elevados de la sierra Calderona y a numerosos relieves estructurales en mesa en toda la hoja.

Litológicamente está formado por dolomías cristalinas, calizas dolomíticas y más raramente calizas con texturas “*mudstone*” y tonalidades pardo-rojizas muy características, estratificadas en bancos gruesos hacia base y techo, y frecuentemente tableadas en capas centi a decimétricas en las partes medias de la unidad. Localmente intercalan delgados niveles de margas verdosas, más frecuentes en la zona media de la formación. Su potencia puede alcanzar los 200-230 m en el sector de la Sierra Calderona.

Como estructuras sedimentarias presentan laminaciones cruzadas planares, ripples, una bioturbación moderada más frecuente a techo de las capas y localmente, laminaciones estromatolíticas. Se interpretan como sedimentos de rampa carbonatada somera sometida al influjo de las mareas y el oleaje.

Por correlación con las unidades litoestratigráficas a las que equivale, se le asigna una edad que comprende el techo del Anisiense, el Ladiniense y la base del Carniense.

2.2.8. Yesos masivos, areniscas y arcillas yesíferas (10). Fms. Arcillas y yesos de Jarafuel, Areniscas de Manuel, Arcillas de Cofrentes, Arcillas yesíferas de Quesa y Yesos de Ayora. Triásico Superior (Carniense). Facies Keuper.

La facies Keuper del sector valenciano de la Cordillera Ibérica está constituida por dos series con características evaporíticas separadas por una serie detrítica intermedia. De muro a techo, se distinguen las siguientes formaciones definidas por Ortí Cabo (1973): Arcillas y Yesos de Jarafuel, Areniscas de Manuel, Arcillas de Cofrentes, Arcillas yesíferas de Quesa y Yesos de Ayora.

En la hoja de Sagunto se han reconocido las cinco formaciones clásicas, aunque en ningún punto de la misma se ha podido observar una sucesión completa dado que esta unidad cartográfica constituye el principal nivel de despegue entre el tegumento del zócalo hercínico (Facies Buntsandstein y Muschelkalk inferior) y la cobertera Jurásico-Terciaria. De hecho, en esta hoja puede precisarse que el mismo está en el techo de la formación Areniscas de Manuel, de tal forma que en la parte septentrional de ella (principalmente en las proximidades de Segorbe-Soneja) están representadas mayoritariamente las dos formaciones inferiores (Arcillas y Yesos de Jarafuel y Areniscas de Manuel) mientras que, en el resto de la misma, la tectónica compresiva de edad alpina hace que sólo aparezcan implicadas las tres formaciones superiores. Éstas se presentan generalmente tan laminadas y mezcladas tectónicamente que son difíciles de individualizar e incluso a menudo han desaparecido, situándose las formaciones basales del Lías (principalmente las Brechas y Carniolas de Cortes de Tajuña) directamente sobre la formación dolomítica del Muschelkalk con un contacto aparentemente paraconforme, tal y como ocurre en el monte Rebaladores.

A continuación, se describirán, de base a techo, dichas formaciones:

a) Las Arcillas y yesos de Jarafuel (unidad K_1) como ya se ha indicado presentan una gran extensión de afloramiento en las cercanías de Soneja. Están litológicamente formadas

por alternancias de yesos grises y blanquecinos laminados que llegan a formar bancos de espesor decamétrico y arcillas gris-verdosas y en la base rojizas que contienen algunos jacintos de Compostela (cuarzos bipiramidados rojizos) y teruelitas (cristales de dolomitas ferrosas). Localmente pueden existir delgadas intercalaciones de areniscas y algún pequeño nivel carbonatado, más frecuentes a techo. Aunque no se ha podido medir el espesor del conjunto, regionalmente su potencia puede superar los 100 m (Ortí Cabo y Pérez López, 1994).

- b) Las Areniscas de Manuel (unidad K_2) se han podido reconocer en muy pocos puntos (p. e. en las coordenadas $X= 715.800$; $Y= 4408.800$), por sus recubrimientos o bien por haber sido desmontadas en las frecuentes canteras. Están formadas por alternancias de areniscas de grano medio a grueso y tonos rojizos o amarillentos, a veces con pequeñas píldoras cuarcíticas, estratificadas en bancos de 20-30 cm, que alternan con lutitas de tonos versicolores y niveles carbonatados que también pueden presentar cuarzoes bipiramidados blancos y costras de teruelitas. Las areniscas presentan bases canalizadas, más frecuentes hacia la mitad superior de la unidad, y frecuentes niveles de “climbing-ripples”. El espesor total puede alcanzar los 40-50 m.
- c) Las Arcillas de Cofrentes (unidad K_3) son lutitas de tonos rojos ladrillo y localmente verdosas que pueden intercalar alguna capa de dolomía de hasta 1 m de potencia. El espesor total puede estimarse en 40-50 m.
- d) Las Arcillas yesíferas de Quesa (unidad K_4) forma un conjunto arcillo-yesífero de tonos rojos con gran cantidad de yeso diagenético que forma redes de venas con rellenos fibrosos, nódulos y numerosos cristales aislados. Son frecuentes los minerales autígenicos del tipo aragonito y cuarzo bipiramidado rojo. El espesor puede cifrarse en 50-100 m.
- e) Los Yesos de Ayora (unidad K_5) están constituidos por yesos laminados de tonos grises y verdosos, laminados y bien estratificados, en ocasiones nodulares, que presentan alguna intercalación de lutitas y dolomías. El espesor oscila entre 30 y 60 m., y son explotados en numerosas canteras de la región.

En conjunto, los ambientes sedimentarios de estas unidades pueden definirse como típicos de una gran llanura costera lutítica más o menos salina que puede llegar a convertirse en una “shebka” (formaciones Arcillas y Yesos de Jarafuel y Yesos de Ayora). Sobre la misma se implanta un sistema fluvial efímero de tipo *braided* con desarrollo de flujos laminares que acaban en abanicos terminales “sand flat” y que corresponde a las Areniscas de Manuel, como interpretan Ortí Cabo y Pérez López, *op. cit.*

La facies Keuper, en su conjunto, presenta un pobre registro fósil. Solé de Porta y Ortí (1982) determinan la edad de las unidades K_1 , K_2 y K_3 como Carniense en base a su contenido palinológico, por lo que atribuimos el conjunto de formaciones que constituyen la facies Keuper a dicha edad, dado que la formación suprayacente (Dolomías tableadas de Imón) tiene una edad Noriense.

2.2.9. Ofitas (11). Triásico Superior (Carniense)

Se trata de un afloramiento de rocas magmáticas verdes de tipo ofítico situado unos 500 m al SO de Villatorcas, que forma un pequeño cuerpo intrusivo subvolcánico de tipo *sill* y dirección NO-SE, es decir, subparalelo al Accidente del Palancia.

Se trata de rocas alcalinas de tipo dolerítico y con texturas ofíticas, de tonos verdosos y grano medio-grueso, encajadas entre las arcillas yesíferas del K₃ y K₄.

El emplazamiento de estos materiales está en relación con los procesos distensivos ligados a la fase de rifting de la futura Cordillera Ibérica durante el final del Triásico, por lo que se considera una edad Carniense para los mismos.

2.3. TRIÁSICO SUPERIOR-JURÁSICO

2.3.1. Dolomías tableadas, brechas calco-dolomíticas, carniolas y dolomías en bancos (12). Fm Dolomías tableadas de Imón y Fm Carniolas de Cortes de Tajuña. Triásico Superior-Jurásico. (Noriense- Sinemuriense inferior)

En contacto mecánico con las arcillas del Keuper aparecen dolomías grises bien estratificadas, tableadas, en bancos decimétricos que corresponden a la Formación Dolomías tableadas de Imón. En algunos puntos, como sucede en La Rectoresa (junto a la carretera CV-230) se ha observado una fina laminación posiblemente de origen algal. En zonas más occidentales se han observado ripples y láminas rotas. En algunos cortes puede estar ausente por laminación tectónica, como sucede en la zona de Chilches.

La microfacies dominante está formada por dolmicritas y doloesparritas cristalinas azoicas. El espesor de esta unidad es variable debido a causas tectónicas, cifrándose en unos 20-22 m.

A estos materiales les siguen brechas calco-dolomíticas y carniolas de la Fm Carniolas de Cortes de Tajuña. En la columna de Sagunto, levantada por Gómez (1979) este autor describe calizas grises oquerosas, masivas a mal estratificadas, en bancos gruesos donde es difícil observar con claridad la superficie de estratificación. En la columna de La Punta, se observan calizas oquerosas (carniolas) algo dolomíticas, estando la base silicificada.

Al microscopio se observa una importante recristalización en gran parte de la unidad, con gran contenido de pseudoesparita, restos de micrita, escasos bioclastos (equinodermos) y escasos intraclastos angulosos. En Sagunto se observan restos de filamentos algales. El espesor observable en la zona de Sagunto es de 27 m, mientras que en Chilches se observan 21 m.

Estos materiales se considera que se depositaron en ambientes submareales e intermareales altos, con eventual desecación parcial bajo condiciones subaéreas. La existencia de brechas sinsedimentarias hace pensar en la presencia de sulfatos disueltos, que indicarían un ambiente hipersalino, probablemente tipo *sabkha*.

Su datación es difícil por falta de fósiles. En el ámbito de la Cordillera Ibérica la Fm de Imón se considera Noriense-Lias inferior, mientras que las Carniolas de Cortes de Tajuña se sitúan en el Lias inferior indiferenciado (Hettangiense-Sinemuriense inferior).

2.4. JURÁSICO

2.4.1. Calizas y dolomías (13). Fm Calizas y dolomías de Cuevas Labradas y Fm Calizas bioclásticas de Barahona. Jurásico (Sinemuriense superior-Pliensbachense superior)

La Fm Calizas y dolomías de Cuevas Labradas ha sido observada en las columnas de La Punta (Chilches) y Salt del Llop (Sagunto).

En la primera localidad se distinguen dos tramos: inferior, formado por calizas grises algo margosas, pelmicritas y micritas parcialmente recrystalizadas (esparitas), ligeramente tableadas; y superior de calizas micríticas grises (biomicritas), ligeramente tableadas, en bancos decimétricos, con ligera dolomitización a techo. La microfauna observada es pobre: Crinoides, Lenticulina y Ostrácodos. El espesor medido es de 78 m.

En Sagunto, Gómez (1979) distingue dos tramos también, aunque de facies algo diferentes: el inferior de calizas brechoides, esparíticas y ferruginosas (presencia de pseudoesparita de tamaño medio ferrosa), mal estratificadas, con esporádicos nódulos de sílex; y el superior con calizas micríticas y pelbioesparitas intraclásticas con algún nivel de dolomías laminadas esporádico. Este autor no observa el techo de la unidad. Los niveles superiores muestran microfauna de equinodermos en grandes placas (crinoides), Bivalvos, Foraminíferos (Valvulinidos y Textuláridos), Gasterópodos y Ostrácodos. Este autor destaca en el tramo superior la presencia de taladros originados por Esponjas del género Cliona. El espesor parcial observable es de unos 70 m.

Se han observado dos tipos de secuencias somerizantes “shallowing upward”, correspondientes a ambientes de salinidad normal e hipersalinos. Las principales estructuras sedimentarias observadas han sido: láminas rotas, estromatolitos, porosidad móldica, bioturbación moderada y *rills*.

La Fm Calizas bioclásticas de Barahona muestra un aspecto más homogéneo en ambos cortes. Está formada por calizas bioclásticas *grainstone-packstone* (biomicritas, biopeloesparitas e intramicritas fosilíferas), parcialmente recrystalizadas; generalmente bien estratificadas en bancos métricos, localmente con estratificación ondulada y aspecto noduloso. A techo se observa una costra ferruginosa. La macrofauna está representada por bivalvos, equinodermos y braquiópodos puntuados. La microfauna únicamente ha aportado Lagénidos. El espesor de la unidad en Chilches es de 28,5 m y en Sagunto se han medido los 14,4 m superiores.

Son frecuentes las estructuras sedimentarias destacando las estratificaciones cruzadas, en surco y planar, rills y bioturbación. En ocasiones las capas tienen morfología de barras.

Las secuencias tipo son de dos tipos: depósitos bioclásticos con influencia de las mareas y el oleaje y facies de llanura de marea de alta energía.

El ambiente de deposición parece corresponder a medios sub- e intermareales de plataforma bioclástica.

2.4.2. Unidad compresiva (14). Triásico Superior -Lías

En el sector oriental de la Hoja, los afloramientos del Jurásico inferior son de mala calidad y, además, están muy recubiertos por materiales coluviales. Ello, unido a la moderada tectonización, ha hecho que se incluyan en tramo compresivo las formaciones Dolomías tableadas de Imón, Carniolas de Cortes de Tajuña, Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas, Calizas bioclásticas de Barahona y Alternancia de margas y calizas de Turmiel.

La formación de Cuevas Labradas adquiere un considerable desarrollo, como puede verse en los frentes de explotación de la cantera de Salt del Cavall, donde es una sucesión monótona de calizas margosas gris oscuro bien estratificadas, en paquetes decimétricos. En otros puntos como la Montaña del Musol se puede observar estratificación ondulada, faltando la formación Carniolas de Cortes de Tajuña, posiblemente porque el contacto con el Keuper está mecanizado. También se observa en el paraje de La Caixa, al NE de Albalat dels Tarongers, allí en contacto también con el Keuper.

2.4.3. Margas y Calizas (15). Fm Alternancia de margas y calizas de Turmiel. Jurásico (Domeriense-Toarciense)

Está formada por una alternancia irregular de margas y calizas margosas grises de textura nodulosa, con niveles de calizas bien estratificadas decimétricos y calcarenitas bioclásticas lumaquéllicas. La microfacies dominante está representada por biomicritas y micritas fosilíferas ferruginosas. El espesor oscila entre 14,4 y 16 m.

A.Goy recolectó en 1972 la macrofauna siguiente en la columna de La Punta (Chilches):

Terebratula jauberti DESL, *Terebratula* gr. *decipiens* CHOF, *Terebratula* cf. *wittnichi* CHOF, *Lobothyris* cf. *subpunctata* DAV var. *hispanica* DUB, *Stolmorhynchia bouchardi* DAV, *Homeorhynchia* gr. *meridionalis* DESL, *Aulacothyris* sp, *Spiriferina* gr. *alpina* OPP, *Hildoceras* cf. *semipolitum* BUCK, *Hildoceras* gr. *sublevisioni* FUC, *Hildaites* sp., *Arctostrea* sp, *Pecten* sp

La microfauna está representada por foraminíferos (Lagénidos, *Lingulina* sp. y *Lenticulina* sp.).

La fauna de ammonites pertenece a las zonas *Serpentinus* y *Bifrons* y el conjunto de macrofauna caracteriza al Domeriense-Toarciense.

Son raras las estructuras sedimentarias, tan solo localmente se ha observado laminación de ripples, *rills* y bioturbación.

Las secuencias observadas son ritmos entre caliza –marga y marga-caliza.

Se interpreta que estos materiales se han depositado en ambientes de plataforma externa de baja energía y salinidad normal.

2.4.4. Calizas tableadas, calizas con nódulos de sílex y calizas oolíticas (16). Fm Carbonatada de Chelva. Jurásico (Dogger-Oxfordiense)

Esta formación ha sido caracterizada en las columnas de Salt del Llop en Sagunto (Gómez, 1979) y La Punta en Chiches (IGME, 1974). En la columna de Sagunto se han diferenciado los miembros clásicos del sector levantino de la Cordillera Ibérica. De base a techo son:

- Casinos
- Capa de oolitos inferior
- Parte media informal
- Capa de oolitos de Arroyofrío
- Calizas con esponjas de Yátova

El miembro Casinos está formado por calizas biomicritas de equinodermos, bivalvos, Lagénidos, Ammodiscidos, gasterópodos y corales. Están bien estratificadas en bancos decimétricos. Se recolectaron ejemplares de *Terebratula* gr. *submaxillata* DAV in CHOFFAT y *Pseudogrammoceras* sp. El espesor del miembro es de 30 m.

Por encima se sitúa una capa de 1 m de biopelmicritas y oobiomicritas con oolitos fosfáticos y costras ferruginosas. Representa una discontinuidad sedimentaria de importancia regional. En ella se recogieron ejemplares de *Graphoceratidae*, *Haplopleuras* sp. y microfilamentos. El miembro Casinos se considera Toarciense superior, mientras que la capa de oolitos es Aalenense s.l.

En la parte media, miembro informal de la formación, se distinguen cuatro tramos, de base a techo:

- Calizas inferiores, biomicritas y biopelmicritas de filamentos, bien estratificadas en bancos decimétricos. 12, 6 m
- Calizas con sílex, biomicritas y biopelmicritas algo limosas, con microfilamentos, equinodermos y algún Lagénido. Aparecen bien estratificadas, en bancos decimétricos. Son frecuentes los *Cancellophycus* sobre la superficie de los estratos. 45,6 m
- Ritmita de calizas (biomicritas) y margocalizas lajasas con *Cancellophycus*. 19,7 m.
- Calizas superiores, biomicritas en bancos gruesos y calizas bien estratificadas. Contienen a techo *Dolikephalites* gr. *gracilis* (SPATH) y *Perisphinctidae*. 11,1 m. Esta fauna representa la biozona de *Gracilis* característica del Calloviense inferior.

Los tres tramos inferiores se consideran de edad Bajociense, mientras que el miembro superior es Bathoniense-Calloviense inferior.

A techo de la parte media se sitúa la Capa de oolitos de Arroyofrío que constituye una discontinuidad sedimentaria de primer orden en la Ibérica. Aquí está formada por oobiomicrocritas con oolitos ferruginosos y fosfáticos. En ella se recogieron:

C. (Choffatia) sakuntala (SPATH), *I. (Elatmites) nikitionensis* (SASONOV), *Dolikephalites?* sp., *Reineckeites* sp.

En la vecina hoja de Burjasot se cita una abundante fauna de ammonites y se detecta una condensación que comprende parte del Calloviense inferior y la parte inferior del Calloviense medio. El espesor de esta capa es de tan solo 0,15 m.

Por último, se encuentra el miembro de Calizas con esponjas de Yátova, formado por calizas biomicritas e intrabiomicritas, bien estratificadas, en bancos entre 0,2 y 0,4 m de espesor. Contienen numerosos clastos de foraminíferos (Protoglobigerinas, Ammodiscidos, y Lagénidos), equinodermos, espongiarios, ostrácodos, briozoos, gasterópodos y algas. La edad de estos materiales, por correlación con la vecina Hoja de Burjasot, es Oxfordiense medio, existiendo por lo tanto un hiato que comprende desde el Calloviense medio hasta el Oxfordiense medio o quizá superior. El espesor de este miembro es de 12,5 m.

En la columna de La Punta se reconocen los siguientes tramos, de base a techo:

- Biomicritas finamente estratificadas con corales, braquiópodos, equinodermos, espículas, rotálidos, ammonites y bivalvos. 7 m.
- Bioesparitas de crinoides, masivas, con nódulos de sílex. 15 m
- Micritas arenosas, tableadas, con esporas. 19,5 m.
- Pelmicritas y micritas arcillo-limosas peletíferas. 13 m.

Como puede verse la Fm Carbonatada de Chelva muestra una notable disminución de espesores entre Sagunto (130 m) y Chilches (54,5 m).

Las estructuras sedimentarias más frecuentes son ripples, laminación cruzada planar de bajo ángulo, laminación algal y bioturbación.

Los medios sedimentarios correspondientes a estos materiales van desde ambientes de plataforma externa de baja energía y rampa carbonatada con salinidad normal, sometida eventualmente a la influencia del oleaje y las mareas (Mb. Casinos y Parte media informal); a sedimentos condensados y posiblemente resedimentados en altos fondos (Capas de oolitos del Aalenense y Arroyofrío).

2.4.5. Alternancias de calizas y margocalizas (17). Fms. Margas de Sot de Chera y Ritmita calcárea de Loriguilla. Jurásico. (Oxfordiense superior- Kimmeridgiense inferior)

Ambas formaciones han sido agrupadas en una única unidad cartográfica debido fundamentalmente a su reducido espesor.

La formación Margas de Chera está formada por margas gris amarillentas, lajosas y, localmente a techo, margocalizas lajosas y nodulosas.

Únicamente contienen espículas de equinodermos y su datación se ha hecho por correlación con áreas vecinas donde aparece fauna del Kimmeridgiense inferior.

El espesor de la unidad va de 4,2 m en la columna de Sagunto a 10-15 m en La Punta. Esta unidad se acuña rápidamente hasta desaparecer hacia el norte como pone de manifiesto Gómez (1979).

Las estructuras sedimentarias son muy escasas, y únicamente se han observado pequeños ripples en nivelillos más limosos.

La formación Ritmita calcárea de Loriguilla ha sido mayoritariamente reconocida en la columna de La Punta, ya que en Sagunto solo se reconocen sus 7,6 m basales.

Litológicamente está formada por una alternancia rítmica de calizas micríticas grises, algo margosas, bien estratificadas, en bancos que raramente superan los 30 cm, con margocalizas lajosas en delgados niveles de espesor desigual, aunque generalmente centimétricos. Las calizas son generalmente algo limosas, aunque el contenido de limo raramente supera el 10%. Los granos de cuarzo son subangulosos a subredondeados y se encuentran mal clasificados. En ocasiones se observan geodas de calcita.

En determinados niveles son frecuentes las esporas atribuidas a *Eothrix alpina* (LOMBARD) y en otros también se han encontrado espículas de esponja.

En algunos niveles se han visto pequeños ripples de oleaje. Se observan secuencias tanto estratotrecientes como decrecientes.

Estos materiales se depositaron en una plataforma submareal restringida con alta producción de carbonatos.

2.4.6. Unidad compresiva (18). Jurásico. Lias superior- Kimmeridgiense inferior

En la zona de La Punta, la moderada tectonización existente unida a los numerosos recubrimientos de ladera, han hecho imposible el diferenciar las formaciones por encima del Lías margoso datado y por debajo de la Caliza de Higuieruelas. De este modo se han unido en una unidad compresiva las formaciones Carbonatada de Chelva, Margas de Sot de Chera y Ritmita calcárea de Loriguilla.

En la Muntanyeta de Palós están representadas las formaciones Carbonatada de Chelva, con niveles de micritas con nódulos de sílex, las margas de Sot de Chera y la Ritmita calcárea de Loriguilla. El conjunto está atravesado diapíricamente por el Keuper.

2.4.7. Calizas, areniscas y margas (19). Fm Calizas con oncolitos de Higuieruelas. Jurásico (Kimmeridgiense-Portlandiense)

Afloran únicamente en el sector de La Punta, término municipal de Vall d'Uixó. Marcan un importante resalte sobre el terreno, lo que ha facilitado su cartografía.

Aparecen bien descritas en la columna parcial nº 9, según IGME (1974). Estos autores distinguen tres tramos que, de base a techo son:

- Calizas bioclásticas peletíferas, en bancos métricos, masivas, karstificadas en superficie, que reposan sobre margas con intercalaciones de areniscas limo-arcillosas. Las muestras aportan una microfauna Kimmeridgiense formada por *Pseudocyclammina gr. lituus* (YOKOHAMA), *Cayeusia* sp., *Pseudochrysalidina* sp., *Astacolus*, *Lenticulina*, ostrácodos; fantasmas de ammonites y restos de braquiópodos, bivalvos, equinodermos, corales, briozoos, espículas de esponja y esporas. El nivel culmina en un *hard-ground* sobre el que se sitúan calizas oolíticas (intramicritas oolíticas) con fragmentos de moluscos, equinodermos y corales. El espesor de este tramo es de 40-45 m (visibles).
- Margas con intercalaciones de areniscas de grano fino a muy fino, en capas centimétricas (5-15 cm) que a techo se hacen más frecuentes y pueden alcanzar los 20-30 cm. Las areniscas se clasifican como subarkosas. Parecen observarse secuencias del tipo "thickening & coarsening upward". En algún nivel de techo se ha observado laminación cruzada de bajo ángulo. El espesor se cifra en 19 m.
- Calizas bioclásticas tipo biomicritas y, más raramente intrabiopelmicritas, intrapelesparitas oolíticas, etc. que demuestran una notable variación litológica. Forman bancos gruesos métricos. En algunas muestras se detectó una dolomitización incipiente. La microfauna es abundante destacando en la parte inferior *Alveosepta jaccardi* SCHRODT, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Quinqueloculina* sp.
- El techo de la unidad está formado por calizas bioclásticas oolíticas también con texturas muy variadas. La microfauna está representada por *Clypeina jurassica* FAVRE, *Kurnubia palastiniensis* CHENSOM, *Nautiloculina oolithica* MOHLER, *Pseudochrysalidina* sp.
- Junto a la microfauna citada se han observado braquiópodos, gasterópodos, bivalvos, equinodermos, corales, briozoos, espículas de esponjas y esporas. El tramo superior en conjunto tiene 40 m.

La fauna recolectada en el tramo inferior no es muy representativa, aunque caracteriza el Kimmeridgiense inferior-medio.

La parte superior podría ser Kimmeridgiense superior por la presencia de *Kurnubia palastiniensis* CHENSOM.

Los ambientes sedimentarios de depósito, a juzgar por la gran heterogeneidad textural, fueron muy variados. Sin embargo, parece ser que pertenecían a una plataforma interna semiprotégida, posiblemente un *lagoon* abierto, a donde llegaban periódicamente aportes terrígenos.

2.4.8. Alternancia de arcillas y areniscas con niveles de calizas bioclásticas y oncolíticas (20). Fm Calizas, areniscas y arcillas de Villar del Arzobispo. Jurásico (Portlandiense)

La presente unidad aflora en el cuadrado noroccidental de la hoja, al sur de la localidad de Soneja.

Está formada por una sucesión de más de 100 m de espesor de alternancias de arcillas y margas de tonos anaranjados y rojizos en bancos métricos y de areniscas de grano medio a fino y calizas biodetríticas y oncolíticas en bancos decimétricos por lo general.

Como estructuras sedimentarias, las areniscas presentan bases canalizadas y laminaciones cruzadas planares. Se interpretan como sedimentos marinos someros, sedimentados bajo condiciones submareales en un *lagoon* restringido donde llegaban abundantes aportes detríticos.

La carencia de fósiles determinativos no permite precisar la edad de estos depósitos. Se la atribuye al Portlandiense, sin descartarse del todo que su techo pudiera ser ya Neocomiense.

2.5. Terciario

Los materiales terciarios más antiguos se localizan discordantes, y generalmente basculados, por debajo de los depósitos pliocénicos subhorizontales que constituyen la culminación de la serie terciaria.

2.5.1. Conglomerados, areniscas, limos y arcillas con niveles carbonatados (21). Mioce-no medio-superior

Esta formación también se localiza preferentemente en el cuadrante NO de la hoja de Sagunto, presentándose fragmentada en numerosos pequeños afloramientos limitados a menudo por fallas correspondientes a la distensión pliocuaternaria.

Para Garay, P. (*op. cit.*), dentro de esta unidad cartográfica pueden diferenciarse tres subunidades que corresponden a otros tantos grupos de facies, las cuales denomina como:

- Unidad conglomerática de Segorbe.
- Unidad arenítica del Juncar.
- Unidad lutítica del Portillo.

Esta unidad está formada por conglomerados polimícticos (calizas, dolomías y areniscas) de cantos subredondeados, matriz areno-arcillosa y tonos amarillentos que pueden presentar intercalaciones de limos arenosos de tonos rojizos. Hacia el techo pasan a alternancias de areniscas calcáreas y arcillas igualmente de tonos claros, con algunas intercalaciones de margas grises y calizas que, en ocasiones, muestran claras señales de edafizaciones. El espesor puede alcanzar los 100-120 m, aunque en ningún punto de la hoja se ha podido observar una sucesión completa.

Se observan bases canalizadas y, en los niveles arenosos, ripples y laminaciones cruzadas. Se interpretan como sedimentos de abanicos aluviales, donde los conglomerados representan facies proximales que estarían adosadas a los relieves mesozoicos que funcionaban como áreas fuente, mientras que los términos lutítico-arenosos representan facies más distales del sistema, desde fluvio-lacustres a orla lacustre.

Por consideraciones estratigráficas de índole regional, dada la carencia de fósiles determinativos que contiene, se atribuye este conjunto al Mioceno medio-superior.

2.5.2. Calizas algales con gasterópodos alternantes con margas limolíticas (22). Mioceno superior-Plioceno (Turoliense- Rusciniense)

Esta unidad corona la serie miocena, localizándose en algunos pequeños afloramientos al S y O de Soneja y en la zona de La Catalana y las urbanizaciones de Pla del Vicari y Font de Ribera, pertenecientes al municipio de Sagunto.

Garay, P. (*op. cit.*) define la presente unidad como *Unidad carbonatada de la Masía de la Roldana*, localidad situada en las cercanías del km 6 de la carretera de Altura a Gátova.

Está formada por calizas de aspecto tableado y estratificación irregular, oquerosas y frecuentemente recrystalizadas, que al microscopio suelen presentarse como biomicritas de algas y oncolíticas, con cierto contenido en briozoos, equínidos, moluscos y gasterópodos. Alternan con niveles de limos arenosos y de margas limolíticas en niveles de pequeño espesor. En la zona de La Catalana están dolomitizadas y aparecen en gruesos bancos. El espesor del conjunto alcanza los 45 m.

Corresponden a sedimentos lacustres carbonatados con cierta influencia fluvial.

Su contenido faunístico no es determinativo. Se atribuye al Mioceno superior (Turoliense), sin descartarse que pudiera estar representado el Plioceno inferior (Rusciniense).

2.5.3. Alternancias de limos arenosos rojos con areniscas y conglomerados (23). Fm Navajas. Plioceno (Rusciniense)

Sobre los materiales miocenos anteriormente descritos se dispone, discordantemente en el sector de Sot de Ferrer, una unidad detrítica de tonalidad rojiza que Garay, P. (*op. cit.*) ha definido con el nombre de Formación Navajas.

Dicho autor cita en esta localidad la siguiente sucesión, de muro a techo:

- 7-8 m de limos y margas amarillentas
- 3 m de conglomerados poligénicos con cantos deci a centimétricos
- 1 m de margas limosas verde-amarillentas
- 10 m de areniscas con laminación cruzada y pasadas microconglomeráticas
- 25-40 m de alternancias de limos margosos y conglomerados finos y areniscas como las anteriores
- 3 m de calizas travertínicas
- 5-6 m de limos margosos

Por encima, y concordantemente, se sitúa la formación Sot de Ferrer. Corresponden a facies fluvio-aluviales con gran representación de las facies de llanura de inundación. Su contenido paleontológico es escaso, formado exclusivamente por gasterópodos del Plioceno, por los que se les atribuye una edad Rusciniense.

2.5.4. Calizas travertínicas (24). Formación Sot de Ferrer. Plioceno (Rusciniense-Villafranquiense)

Esta unidad se localiza en las inmediaciones de Sot de Ferrer, así como en la Loma Morata, unos 2 km al S de Segorbe. Corresponde a unos 15- 20 m de espesor máximo de calizas travertínicas de gran porosidad que se disponen sobre una base conglomerática de 1-2 m de potencia. Garay, P. (*op. cit.*) cita en la última localidad la presencia de gasterópodos del género *Iberus*, por los que se les atribuye una edad Rusciniense-Villafranquiense.

2.6. CUATERNARIO

El recubrimiento por depósitos cuaternarios dentro de la hoja es muy notable, fundamentalmente en la mitad oriental.

Se han cartografiado las siguientes formaciones superficiales, indicándose entre paréntesis la numeración que le corresponde en la cartografía.

2.6.1. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos. Terrazas. (25,26,28,33). Pleistoceno inferior-Holoceno

Existen cuatro niveles de terrazas, que corresponden fundamentalmente al río Palancia.

En las observaciones de campo de estos depósitos se han obtenido los siguientes datos:

Pista a Tossal del Roto: Pequeño corte de la terraza inferior del río Palancia (33 en la cartografía) en la que se observan 3 m de cantos (30% de la fracción gruesa), gravas (70%) y bloques (< 1%). La matriz son arenas ocre-anaranjadas con indicios de limo. Los clastos, de naturaleza caliza y de arenisca, varían de subangulosos a subredondeados.

Localmente se observa en el corte una granoselección positiva, laminación paralela y oblicua.

El espesor observado es de 3 m. 300 m al SE del anterior: Terraza (26) del río Palancia con un espesor total de 7 m. La secuencia litológica, de muro a techo, es como sigue:

0-0,8 m. Cantos (35%), gravas (30%) y algún bloque. Cementación intensa. Matriz arenosa (35%) con indicios de limo. 0,8-1,2 m. Grava (60%), cantos (15%) y matriz arenosa (25%). Cementación intensa. 1,2-1,8 m. Cantos (20%), gravas (40%) y matriz arenoso-limosa (60%). Cementación intensa. 1,8-2,2 m. Gravas arenosas cementadas. 2,2-2,9 m. Arenas ocre anaranjadas con algunos cantos y gravas, que desaparecen hacia el techo del tramo. 2,9-7,0 m. Arenas ocre-anaranjadas con lentejones de gravas arenosas e indicios de limo.

Junto al Colegio Villar Palasí. (Margen izquierda del río Palancia. Sagunto). Terraza (28) que solapa directamente sobre los depósitos de rambla:

8 metros de cantos (30%), gravas (65%) y bloques (< 5%) fundamentalmente de caliza, con poca arenisca. La matriz arenosa ocre-anaranjada, con indicios o algo de limo, representa un 65-70%.

Grutas de San José (La Vall d'Uixó). Terraza (28). (Río San José):

Presenta la siguiente secuencia litológica:

0,00-1,50 m. Cantos y bloques con poca matriz arenosa. 1,50-3,50 m. Arenas con algunas gravas. 3,50-4,00 m. Gravas y cantos. 4,00-6,25 m. Arenas con algunas gravas. 6,25-7,00 m. Gravas sin apenas matriz. 7,00-8,00 m. Arenas sin apenas gravas.

Margen izquierda del río Palancia. Carretera de Algar de Palancia a La Vall d'Uixó.

En este punto se ha efectuado una descripción de la terraza inferior del río Palancia (33):

Se observan 8 metros de depósito, que solapan con los depósitos de rambla.

Los 5 metros inferiores se encuentran muy cubiertos por el talud de la carretera. Se trata de gravas de caliza y arenisca (80% de la fracción gruesa) y 20% de cantos. La matriz arenosa, de color ocre-anaranjado, con algo de limo, supone alrededor del 60% del total.

Los 3 metros superiores, bien visibles en el corte de la carretera, son alternancias de hiladas de cantos y gravas, en niveles de 30 a 50 cm. La naturaleza de los cantos y gravas es de caliza y arenisca, con matriz arenosa, ocre-anaranjada, con bastante limo. En conjunto las gravas

alcanzan el 70% de la fracción mayor de 2 mm, los cantos casi el 30% y los bloques no llegan al 2%. La matriz supone alrededor del 40% del conjunto.

De acuerdo a estudios y publicaciones realizadas a nivel regional, se estima que la edad de estos depósitos comprende desde un Pleistoceno inferior “alto”-Pleistoceno medio “bajo” para el nivel superior (25), Pleistoceno medio y superior para los 26 y 28, respectivamente, siendo holocena la terraza inferior (33).

2.6.2. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (27, 32). Abanicos aluviales planos. Pleistoceno medio-superior

Son depósitos torrenciales o de arroyada, de baja pendiente (1% en las zonas distales e inferior al 10% en su parte apical).

En la hoja de estudio se distinguen dos niveles:

El más reciente de ellos (32 en la cartografía) ocupa gran parte de la plana costera entre la Vall d'Uixó y Sagunto, con pocos cortes visibles.

Este depósito se asocia a mantos de arroyadas correspondientes a flujos de tipo laminar, formados por arcillas rojas, con cantos de costra y caliza procedentes de los relieves mesozoicos cercanos.

El espesor de este depósito es incierto, pero existen datos de sondeos donde alcanza decenas de metros: más de 67 m, entre Sagunto y Puzol, más de 73 al NO de Burriana, 55 metros al sur del río Veo, más de 37 junto al Port de Sagunt. En cuanto a su edad se supone que es Pleistoceno superior.

Para el nivel más antiguo (27), existen dos buenos puntos de descripción:

Pista del Barranc del Codoval, al OSO de Quart de les Valls.

5 metros de gravas, cantos y bloques de arenisca del Buntsandstein, desde subangulosos a subredondeados. El porcentaje aproximado de clastos es como sigue: gravas= 45-50%; cantos= 50%; bloques= 1 a 5%. La matriz, de arena fina, anaranjada-amarillenta, oscila entre un 35 y un 45% del total. Se observa una leve cementación de los clastos, que localmente llega a ser moderada.

Arroyo de La Saladilla-Agua Amarga. (Partida Somat). Cuadrante NO de la hoja.

Se ha levantado una columna litológica, de 6 metros de potencia, con la siguiente descripción de muro a techo:

0,00-2,50 m. Cantos y gravas arenosas, mezclas de grava y arena. El contenido en grava es de un 15% de la fracción gruesa. Los cantos suponen el 80%, y los bloques no llegan al 5%.

La matriz arenosa, ocre-anaranjada, presenta algo de limo. Se observa una cierta granoselección positiva. 4,50-4,70 m. Gravas con algo de matriz arenosa-ocre (20-25%). 4,70-6,00 m. Arenas ocre-anaranjadas con algo de limo, bastantes gravas y algún canto. La edad de estos depósitos debe corresponder al Pleistoceno medio.

2.6.3. Arenas, gravas, cantos y limos (29). Coluviones. Holoceno

Son depósitos con abundante matriz detrítica y clastos de caliza y arenisca, con espesores variables.

Existe un buen corte de estos materiales junto al Barranc de la Font de Escalles, en una cantera situada al borde de la pista que desde el Km.10,300 de la vía de servicio de la N-225, accede al Plá de Cerverola. En este punto se observa la siguiente secuencia litológica de muro a techo:

0,00-1,00 m. Cantos (40% de la fracción gruesa), bloques (40%) y gravas (20%). Arenas ocre-anaranjadas, con indicios de limo. (40% del total). 1,00-1,50 m. Arenas ocre-anaranjadas, con indicios de limo. (Representan un 60% del total). Gravas (60% de la fracción gruesa) y cantos (40%). 1,50-5,00 m. Arenas ocre-anaranjadas, con indicios de limo. (Representan un 80-85% del total). Gravas (90% de la fracción gruesa) y cantos (10%).

En el camino que parte desde el km 13 de la N-225 se observan de 3 a 5 m de arenas ocre-anaranjadas con indicios de limo y bastantes cantos y bloques de arenisca.

En el Camí del Coronat-Fontanelles, que parte del km. 11,7 de la misma carretera hacia el sur, y junto a Pla del Algepsar, existe un coluvial constituido por arenas ocre-anaranjadas y bastantes gravas calcáreas, algo de cantos e indicios de bloques de la misma naturaleza. Las gravas constituyen alrededor del 60% de la fracción > 2 mm., los cantos casi el 40% y los bloques no llegan al 1%. El espesor es de 3-4 m.

En la vertiente meridional de Penyes Amargues (sector suroccidental de la hoja) el depósito está constituido fundamentalmente por una matriz arenoso-limosa ocre, con pocos cantos y bloques. Potencia de 3 a 5 m.

Finalmente, en la base del Monte Bolindos se observa un coluvial de las mismas características con bastantes gravas y cantos. La edad de estos depósitos es Holoceno-actual.

2.6.4. Gravas y cantos de arenisca (30). Talud de derrubios. Holoceno

Tan solo se tiene representación cartográfica junto al Camí del Garbí, al SE de la localidad de Serra, donde se han detectado gravas y cantos de arenisca del Buntsandstein, sin ningún tipo de ordenación ni matriz, con espesor reducido, inferior a 1 m. La edad es Holoceno-actual.

2.6.5. Arenas (31). Cordón de dunas con vegetación. Holoceno

Son arenas de cuarzo, sin rubefactor ni cementar, fijadas parcialmente por vegetación, que parece asignarles un origen reciente, aunque no actual.

2.6.6. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (34). Conos de deyección. Holoceno

Su composición litológica es muy similar a la de los anteriores, si bien sus espesores son más reducidos, no sobrepasando por lo general los 3m.

Junto al Monasterio del Sancti Spiritu, al SO de Gilet, constan de unos 2,5 metros de gravas y areniscas del Bunt, con abundante matriz arenosa ocre-anaranjada, con indicios de limo.

2.6.7. Arenas con indicios de limo. Gravas y cantos (35). Depósitos de arroyada, aluvial-coluvial. Holoceno

Estas formaciones superficiales poseen un reducido espesor y están constituidas por gravas y cantos de caliza y arenisca, de subangulosos a subredondeados, empastados en una muy abundante matriz de arenas ocre-anaranjadas con indicios de limo. Al rellenar fondos de barrancos con morfologías en cuna o zonas deprimidas, no poseen cortes representativos de su espesor, considerándose, de cualquier forma, que no supera los 2 metros. Su edad es Holoceno-Subactual.

2.6.8. Gravas, cantos, bloques, arenas y limos (36). Fondo de rambla. Holoceno

Se han efectuado algunas observaciones de este depósito en el río Palancia y Barranco de Almedijar.

Pista a Tossal del Rotó, junto a la carretera CV-320.

Bloques de 30 cm a casi 2 metros, fundamentalmente de arenisca y en menor medida caliza, que constituyen alrededor del 50% del total de la fracción gruesa. Cantos de la misma naturaleza, que conforman sobre el 30%. Gravas, alrededor del 20%. Todos los clastos se encuentran fundamentalmente subredondeados, a veces redondeados. La matriz se encuentra prácticamente ausente.

Barranco de Almedijar. (Borde NO de la hoja.). Bloques y cantos de caliza y arenisca, sin apenas matriz. Su edad es Holoceno-Actual, con espesores de 1 a 3 m.

2.6.9. Bloques de arenisca, cantos y arenas rojizas (37). Vertiente de bloques. Holoceno

En la pista de Penyes Amargues a La Mallada, al sur de Cases de La Falaguera se observa un depósito constituido por bloques caóticos de arenisca del Buntsandstein, con escasos cantos de la misma composición y matriz arenosa casi ausente. Algunos bloques llegan a superar los 3 m. El espesor es difícilmente observable, pero por término medio no supera los 2 m. La edad se considera Holoceno-actual.

2.6.10. Gravas, cantos y bloques (38). Bancos, barras. Holoceno

Se observan exclusivamente en la rambla del río Palancia, donde se han depositado, en zonas de baja energía, grandes acumulaciones de gravas, cantos y bloques de arenisca y caliza de espesor superior a 1 m. La edad de estos materiales es Holoceno-Actual.

2.6.11. Gravas y cantos (39). Cordón litoral. Holoceno

El cordón litoral, que forma una franja paralela a la costa, consta de cantos y gravas de caliza y arenisca, que en su parte superior se encuentran cementados. Su espesor es de 2-3 metros y su edad Holoceno (muy posiblemente correspondiente al máximo transgresivo Flandriense).

2.6.12. Gravas y cantos (40). Playa de cantos. Holoceno

Las playas de cantos están constituidas por cordones de clastos de un tamaño medio de 5 a 10 cm, de arenisca y caliza y espesores no observables. La edad de estos depósitos es Holoceno-Actual.

2.6.13. Arenas finas-medias (41). Playa de arena. Holoceno

Son depósitos de arenas blancas o blanquecino-ocres, de tamaño fino a medio y composición cuarcítica, espesor de 1 a 3 metros y edad Holoceno-Actual.

2.6.14. Limos arcillosos (42). Albufera colmatada. Holoceno

Las formaciones superficiales asociadas a la extensa marisma que ocupa la Plana Litoral, están constituidas por limos grises y negros, arcillosos, de espesor incierto. La edad de estos materiales es Holoceno-Subactual.

2.6.15. Arenas y limos rojizos con gravas y cantos (43). Deltas. Holoceno

Está conformado por arenas y limos rojizos con gravas y cantos de arenisca y caliza, de espesor indeterminado y edad Holoceno-Subactual.

2.6.16. Materiales heterogéneos diversos (44). Escombreras

Depósitos antrópicos formados por arenas, arcillas, gravas y materiales heterogéneos procedentes de las actividades extractivas localizadas junto a Masía del Gabacho. Su espesor supera los 10 m.

3. TECTÓNICA

3.1. TECTÓNICA REGIONAL

La Hoja de Sagunto/Sagunt, se encuentra situada en la terminación oriental de la Cordillera Ibérica dentro de su Sector Levantino. Se encuentra inmediatamente al este del Surco de Valencia, concretamente en su dominio Valenciano-Catalán (Fontboté *et al.*, 1990) o Rama Castellano-valenciana.

La Cordillera Ibérica es una cadena intraplaca formada como consecuencia del acortamiento producido por la aproximación entre Eurasia y África entre el Cretácico superior y el Oligoceno. A diferencia de los orógenos Alpinos entre los que se sitúa (Pirineos al N y Béticas al S), la Cordillera Ibérica no muestra los rasgos que caracterizan a aquellos, ya que carece de metamorfismo y la actividad magmática es modesta, concentrándose únicamente en las doleritas triásico-jurásicas y en las emisiones basálticas del Jurásico de Caudiel.

El modelo geotectónico de la Cordillera Ibérica fue esbozado por Álvaro *et al.*, (1979) quienes consideraron que el origen de la cordillera se debe al plegamiento durante las fases alpinas de un aulacógeno que funcionó como tal durante el Triás y Lías en sus etapas de graben, transición y “downwarping”.

Los movimientos Neociméricos y Austricos interrumpieron este proceso, que volvió a reanudarse durante el Cretácico superior con un nuevo “downwarping” hasta que al final del Cretácico y a principios del Terciario se produce la etapa compresiva, se pliega la cadena y se reanuda la sedimentación durante el terciario (IGME, 1985).

Existen numerosas publicaciones que tratan aspectos tectónicos de la Cordillera Ibérica en su sector Levantino. A continuación, se describen los más destacables:

Simón (1984) describe los principales rasgos estructurales y define las principales fases de deformación de la Cordillera Ibérica Oriental, donde se ubica la Hoja de Sagunto.

Guimerá (1988) y Guimerá y Álvaro (1990) señalan que la Cordillera Ibérica se sitúa oblicuamente a la transmisión del acortamiento pirenaico N10°E y que, por lo tanto, aquella se comportó como una zona transpresiva cuyas estructuras vendrían controladas por antiguos accidentes tardihercínicos.

Fontboté, *et al.* (*op.cit.*) y Vegas (1992) señalan que la evolución geodinámica durante el Terciario de la zona de la Hoja va estrechamente ligada a la creación del Surco de Valencia.

En este sentido en la Hoja existe el reflejo de una importante tectónica extensional neógena, especialmente en la banda litoral, con profusión de fosas tectónicas limitadas por fallas paralelas a subparalelas a la costa.

Recientemente Muñoz y De Vicente (1998) definen dos grandes fases o etapas deformativas de orden mayor: Pirenaica y Bética, que serían las responsables de la creación de las cadenas intraplaca del centro-este peninsular.

Recientemente se han realizado dos síntesis del estado actual de los conocimientos tectónicos de la Cordillera Ibérica en los libros *Geology of Spain* (Gibbons & Moreno Ed., 2002), llevada a cabo por J.L. Simon y colaboradores y *Geología de España* (J.A. Vera, Ed., 2004) realizada por Guimerá, J., Vegas, R., Simón, J.L. y colaboradores.

3.2. DESCRIPCIÓN DE LA ESTRUCTURA

3.2.1. Análisis macroestructural

En el ámbito de la Hoja pueden reconocerse estructuras compresivas (pliegues y fallas inversas) y distensivas (fallas normales y fosas). La proyección estereográfica de las medidas de la estratificación en la zona oriental de la Hoja (Fig.1 y 2) no muestra ninguna tendencia del plegamiento regional. Predominan los buzamientos bajos sin orientación preferente.

La deformación compresiva alpina parte de la existencia de, al menos, tres niveles o pisos estructurales que ante los esfuerzos muestran un comportamiento mecánico diferente:

- Zócalo y tegumento
- Niveles de despegue
- Cobertera despegada y plegada

El zócalo paleozoico no aflora en la Hoja, aunque sí lo hace en la vecina de Segorbe, formando el núcleo del Anticlinorio de S^a Espadán y en algunos puntos cercanos en la vecina Hoja de Villar del Arzobispo. La característica estructural que presenta es la existencia de una esquistosidad de plano axial de edad alpina, lo que da idea del intenso acortamiento producido.

Existen varios niveles de despegue que condicionan el estilo estructural de la Hoja. El principal se sitúa en el Keuper, aunque también se encuentran otros despegues locales en la Fm Marines y, en menor medida, en los horizontes lutíticos de las formaciones Alcotas y Eslida, así como en determinados niveles margosos del Muschelkalk (Fm Margas y yesos del Mas y miembros Mal Paso y Moya). La cobertera Jurásica, así como los miembros dolomíticos que caracterizan al Muschelkalk, aparecen despegados y plegados en numerosos puntos.

Posteriormente a la fase compresiva, durante el Neógeno se generaliza una distensión que conduce a la formación de fallas normales que limitan sistemas de fosas y depresiones intramontañosas, desigualmente complejas, de entre las que destaca la Depresión del Palanca o de Segorbe.

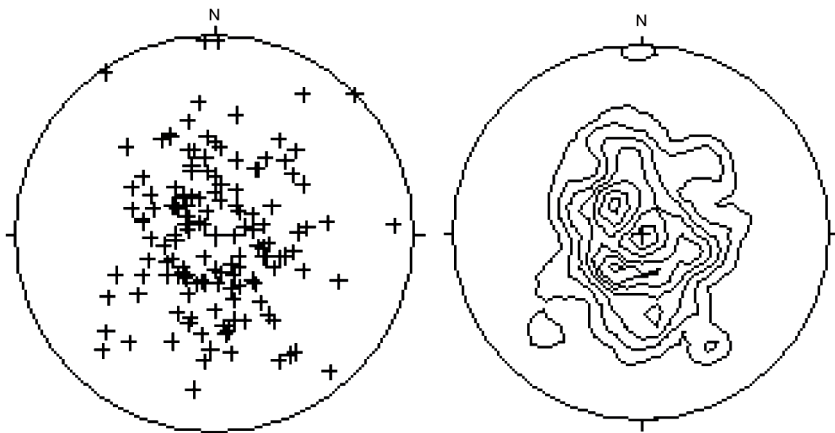


Figura 1. Proyección estereográfica equiareal de 140 polos de la estratificación en el cuadrante II (Vall d'Uixó).

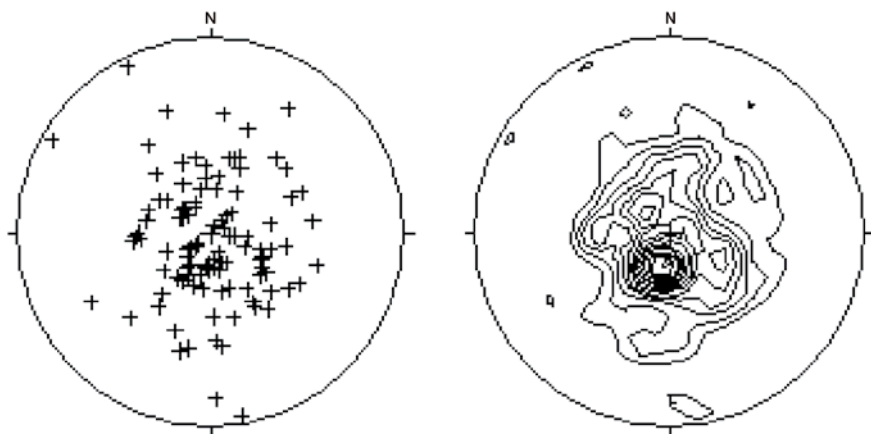


Figura 2. Proyección estereográfica equiareal de 108 polos de la estratificación en el cuadrante IV (Sagunto).

3.2.2. Dominios estructurales.

En el ámbito de la Hoja se han definido los siguientes dominios estructurales:

- Anticlinorio de Sierra Calderona
- Depresión del Palancia
- Banda Litoral
- Anticlinorio de Espadán

3.2.2.1. *Anticlinorio de Sierra Calderona*

Forma gran parte de la Hoja en su mitad inferior, extendiéndose entre los relieves de Sagunto y el borde con la Hoja de Villar del Arzobispo. Es un sector caracterizado por relieves acusados, cuya altitud es creciente desde el mar hacia el interior. Está formado por materiales mesozoicos intensamente fracturados.

Un rasgo estructural característico de este dominio es la presencia de fallas inversas de dirección N70°E a E-O, con salto en ocasiones importante, que hacen aflorar los términos más bajos de la serie estratigráfica (Fm Alcotas y eventualmente el zócalo paleozoico, ya fuera de hoja). Unos buenos puntos de observación de estas estructuras son la zona de El Garbí y junto a la localidad de Segart. El anticlinal de La Mocha tiene el flanco sur laminado por una falla inversa de esta familia. Estas fallas inversas van asociadas a fallas N130-140°E, de gran longitud, que actúan como *transfers* y corresponden a desgarres dextrales.

Otro rasgo estructural importante es la presencia de anticlinales de ejes norteados donde aflora el Buntsandstein basal, que suelen tener el flanco occidental fallado y hundido, como sucede en El Corgo y en Baixadors-Saragatillo.

El Anticlinal de Sancti-Spiritu de dirección NE-SO tiene el flanco sur afectado por fallas normales de dirección N55°E, subverticales, que provocan el hundimiento de su flanco meridional.

Los anticlinales del Cerro de la Plata y de La Coscojosa, tienen ejes en torno a N40°E. Están cortados por fallas E-O a ONO-ESE. Se interpretan ligados al juego en desgarre dextral de las fallas E-O.

Existen trenes de pliegues de direcciones Ibéricas (NO-SE) en los parajes de El Puntal Blanco y El Penitente.

Por último, cabe citar la presencia de una zona tabular tipo “muela” en el Rincó de les Mines, donde los materiales del Lías se disponen subhorizontales.

3.2.2.2. *Depresión del Palancia*

También conocida como Depresión de Segorbe, se trata de una banda de afloramiento de Trías Keuper y retazos de Lías basal que se extiende entre Soneja y la Banda Litoral. La estructura de aquellos se caracteriza por la presencia de pliegues de ejes E-O y ESE-ONO dominantes. En el paraje de Las Juanecas se observan pequeñas escamas de cabalgamientos E-O que duplican el Jurásico.

La característica estructural más importante es la presencia de frecuentes fosas tectónicas con relleno de materiales detrítico-carbonatados miocenos. Destacan cuatro: Algar de Palancia, El Cabezo-Titonares, El Totxar y L'Algepsar-La Foia. En la mayoría de ellas, los materiales terciarios descansan discordantemente sobre el Keuper que tiene carácter diátrico.

En la fosa de Algar los estratos miocenos mayoritariamente son subhorizontales, aunque en la parte septentrional buzan 12-17° al N en relación con fallas antitéticas E-O. La fosa se orienta E-O limitada por fallas normales.

En El Cabezo-Titonares, los estratos miocenos están basculados entre 25-38° al norte, también a favor de fallas ESE-ONO.

En El Totxar y L'Algepsar se observan dos cuencas rómbicas. En El Totxar la falla meridional, de dirección E-O y buzamiento de 70°N asocia depósitos gruesos conglomeráticos del Mioceno inferior-medio que llegan a buzarse 40° al N. En L'Algepsar, los materiales miocenos rellenan una fosa estrecha y alargada de dirección NE-SO.

En la zona de La Catalana, la serie miocena culmina con calizas lacustres, parcialmente dolomitizadas, que se sitúan subhorizontales, fosilizando el paleorrelieve mesozoico.

En la terminación SE de la Depresión, al NE de Albalat, los estratos miocenos buzaron 20° al NNE y 15° al oeste evidenciando el juego de fallas tardías, destacando el sistema N140°E.

En la zona de la cantera de ASLAND (Salt del Llop) existe un horst de Jurásico inferior y medio que aparecen en el núcleo de un sinclinal de dirección Ibérica, fallado en su flanco norte y afectado por una pequeña intrusión diapírica de Keuper. Este sinclinal está afectado en su extremo SE por fallas normales del sistema Mediterráneo.

3.2.2.3. *Banda Litoral*

Se extiende aproximadamente entre el río Palancia y S^a Calderona al sur, el mar Mediterráneo al este y el dominio de Espadán al N. Lo forman un conjunto de afloramientos de Triás y Jurásico afectados por una moderada tectónica extensional.

Es característico de este dominio la coexistencia de modelos de domos y cubetas, con anticlinales de direcciones Ibéricas, fuertemente biselados por fallas normales del sistema Mediterráneo.

Los domos, generalmente, son horsts en cuyo núcleo afloran generalmente las Areniscas del Cañizar, limitadas por fallas con la formación Eslida. Generalmente deben coincidir dos sistemas de fallas que se cruzan a alto ángulo. Las cubetas son ocupadas por el Keuper y el Jurásico inferior. En el sector de Les Valls destaca el domo de El Tabalet al O de Benifairó y la cubeta de Mines Velles donde aflora el Keuper con fenómenos diapíricos. En El Tabalet parece existir una falla inversa tendida que pone en contacto las areniscas del Cañizar con las dolomías del Muschelkalk.

Sin embargo, el mejor ejemplo de estas estructuras se localiza en los domos de Escales y El Rodeno. Estas estructuras están limitadas al N por el dominio de Espadán y al sur por un corredor de fallas normales extensionales. Ambas estructuras tienen en su núcleo las Areniscas del Cañizar y la Fm Eslida. El domo de Escales limita al N con una falla E-O de gran longitud, previosiblemente inversa a juzgar por el pliegue en rodilla que se desarrolla en el bloque meridional.

El domo de El Rodeno tiene una estructura algo más compleja. Muestra numerosas fracturas en dos sistemas ortogonales y el contacto con el dominio de Espadán se realiza a favor de la falla del Coll de Garrut, una falla inversa de gran longitud. También aquí se desarrollan pliegues en rodilla en el bloque superior. En la zona sur hay un probable cabalgamiento tendido sobre la formación Eslida. El origen de estos domos puede estar en la interferencia de pliegues de direcciones Ibéricas y Béticas. Esta interferencia explicaría la no existencia de direcciones de plegamiento preferentes, es decir, la isotropía de los diagramas de proyección estereográfica de las figuras 1 y 2.

Entre ambos domos se desarrolla un sistema de fallas de desgarre sinestrales N30°E que se extiende entre La Lloa (Alfondeguilla) y La Partida de la Crespa en término de Alfara de Algimia. En relación a estas fallas aparecen pequeñas escamas afectando al Muschelkalk, obedeciendo a un esquema transpresivo. En este sentido, pertenecerían a un sistema de Riedel donde las fallas E-O, a las que se asocian, jugarían como desgarres dextrales con fuerte componente inverso.

El corredor de fallas de Corral Nou-La Creueta se sitúa al sur del Rodeno antes citado. La falla septentrional, de gran longitud controla el depósito de los abanicos aluviales. Existen formas rómicas tipo "pull-apart" donde existe depósito del Keuper.

El sector más próximo al litoral muestra una serie de anticlinales (Almenara y Cavall Negre) de ejes E-O que aparecen característicamente biselados por fallas normales del sistema Mediterráneo (NE-SO y ENE-OSO). Estas fallas limitan pequeñas fosas que ocasionalmente tienen relleno mioceno.

La zona de La Punta-Colmo Manyanet es un anticlinal diapírico fuertemente fallado en materiales del Jurásico perforados por el Keuper. En la zona de Cerro Castellar se observa un pequeño graben N-S.

3.2.2.4. *Anticlinorio de Espadán*

Este dominio se localiza en el borde N de la Hoja, adquiriendo el mayor desarrollo en la vecina Hoja de Segorbe. En la Hoja se observan trenes de pliegues E-O a ESE-ONO en materiales triásicos, destacando los anticlinales de La Pipa y Palera, ambos con núcleo de la Fm Eslida.

Se desarrollan una serie de cubetas controladas por fallas E-O y N-S a N30°E, las primeras con importante componente inverso.

En la localidad de Vall d'Uixó, en concreto en la Colonia Segarra se observa una importante tectonización. Existen pliegues sinclinales de vergencia S, asociados a desgarres N30°E. Las dolomías muestran numerosas venas de tensión y se observan microfallas inversas de dirección N-S que indican acortamiento E-O (ortogonal al que generó los pliegues).

3.2.3. *Análisis Microestructural*

Se han estudiado poblaciones de fallas en dos estaciones dentro del sector oriental de la Hoja: Sancti Spiritu (figuras 3, 4, 5 y 6) y La Salinera (Figuras 7, 8, y 9). En ambas, la escasez de datos

(10 medidas) ha impedido emplear el método de Etchecopar para determinar los tensores de esfuerzos. Solo se han utilizado: el método de los diedros rectos y el diagrama y-R de Simón. Es por ello que los resultados obtenidos hay que tomarlos con las oportunas reservas.

Además, se ha recopilado la información de otras cuatro estaciones, de Simón (1984), que caen dentro de la Hoja, en las que también se incluyen micropliegues. Los resultados con las direcciones de las principales fases de deformación deducidas se encuentran en la Tabla 2.

ESTACIÓN	DIRECCIÓN FASES DE DEFORMACIÓN				
	Bética	Ibérica	Pirenaica	D ₁	D ₂
Sancti Spiritu	132		002		
La Salinera		052 080			
Alfondegulla (*)			175		070
Vall d'Uixó I (*)	110				
Vall d'Uixó II (*)				105	115
Alt del Pi (*)					140

Tabla 2. - Resultados de las direcciones de las fallas con las fases de deformación (*) según Simón (1984)

De acuerdo con Liesa (2000) los campos compresivos principales en la Cordillera Ibérica se dividen en tres grupos: Pirenaico, Bético *s.l.* e Ibérico.

Los datos obtenidos muestran direcciones de acortamiento Pirenaicas N-S en Sancti Spiritu y Alfondegulla, direcciones del campo Bético en Sancti-Spiritu (SE) y Vall d'Uixó I (ESE) y direcciones Ibéricas en La Salinera (NE y ENE).

La compresión N132°E es uniaxial (R=0) al igual que la N52°E, mientras que el acortamiento N-S y ENE (N80°E a E-O) caen predominantemente en el campo del desgarre (R entre 0 y 0,55). En relación a esta compresión existen numerosos ejemplos de fallas y microfallas de desgarre de dirección dominante N30-35°E (Fig.10).

Medidas de micropliegues con ejes subhorizontales se han observado en algunos puntos (Fig. 10). Todos indican acortamientos norteados, de dirección Pirenaica, coherentes con la obtenida en Sancti-Spiritu.

La presencia de direcciones del campo Bético a escala mesoestructural parece probada por la existencia de pliegues de direcciones NE-SO que muchas veces están relacionados con fallas E-O. El juego de estas últimas durante esa compresión pudo ser como desgarres dextrales,

cambiando a sinestrales durante la compresión Ibérica e inversas durante la compresión Pirenaica (Fig.10).

Las direcciones de compresión alpinas determinadas a partir de la orientación de juntas estiolíticas en la vecina Hoja de Jérica (639) muestran también acortamientos según N170°E y N80°E (IGME, 1985).

Las estaciones con datos de distensión reflejan la existencia de las fases D_1 y D_2 de Simón (1984). La fase D_1 está relacionada con la creación de los sistemas de fosas que caracterizan el borde Mediterráneo español. Esta fase reactiva las fallas de dirección NNE y NE (Fig.10) como fallas normales y provoca la formación de semifosas tectónicas orientadas oblicuamente a las estructuras de dirección Ibérica.

La fase D_2 muestra direcciones de distensión más variables y en algunos puntos cercanos obedece a un esquema radial. En el ámbito de la Hoja estas direcciones van de N140°E a E-O

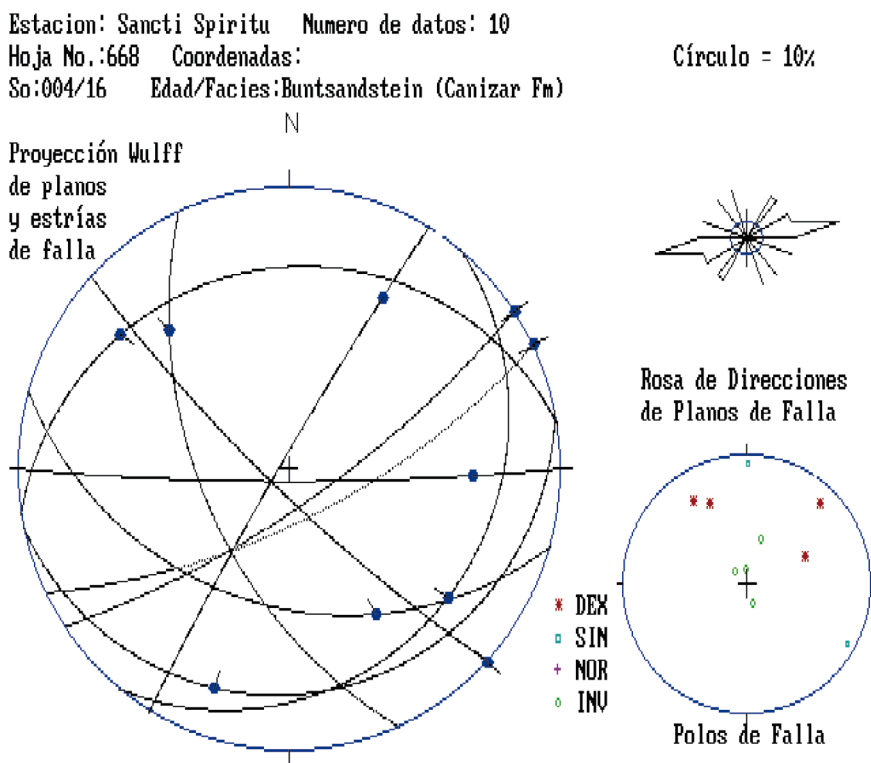


Figura 3. - Análisis microestructural en la estación de Sancti Spiritu. Proyección de Wulff de planos y estrías de falla. Rosa de Direcciones de Planos de Falla y Polos de Falla.

MÉTODO DE LOS DIEDROS RECTOS
ESTACIÓN: Sancti Spiritu

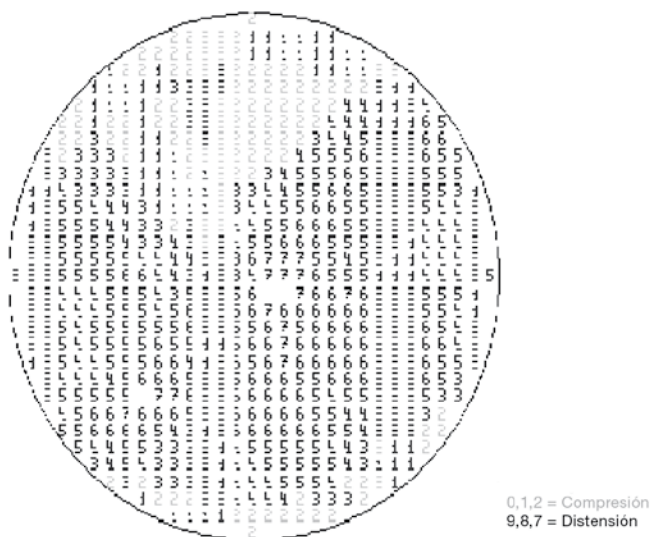


Figura 4. - Estación de Sancti Spiritu. Método de los Diedros Rectos.

DIAGRAMA y-R
ESTACION: Sancti Spiritu

10 fallas

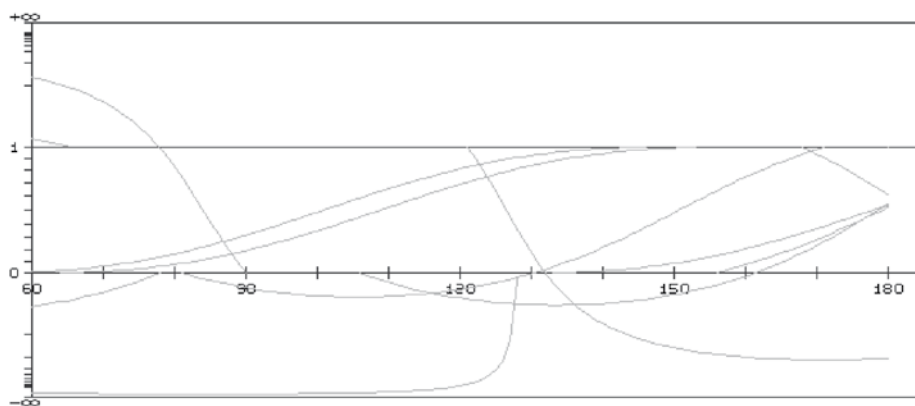


Figura 5.- Estación de Sancti Spiritu. Diagrama y-R

DIAGRAMA y-R
ESTACION: Sancti Spiritu

10 fallas

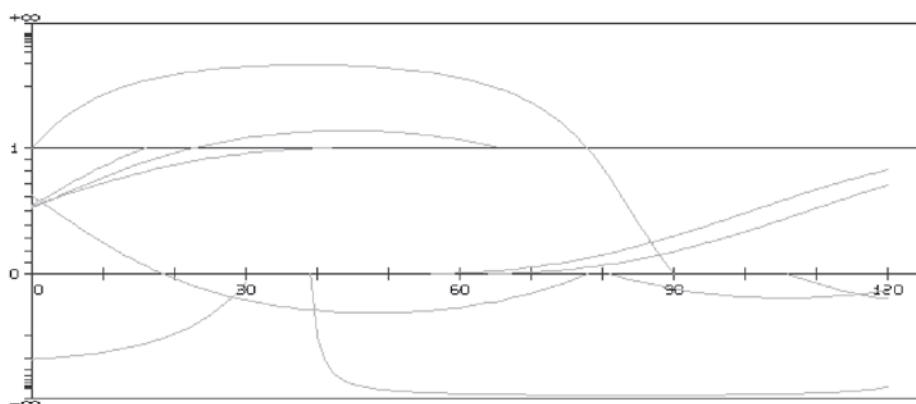


Figura 6.- Estación de Sancti Spiritu. Diagrama y-R

Estacion: La Salinera Numero de datos: 10
Hoja No.:668 Sagunto Coordenadas:
So:272/8 Edad/Facies:Buntsandstein Fm.Canizar

Círculo = 10%

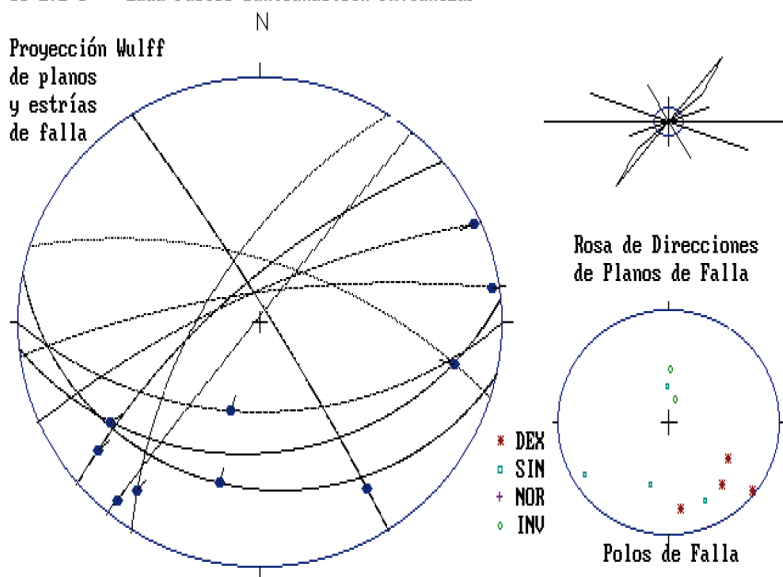


Figura 7.- Análisis microestructural en la estación de La Salinera. Proyección de Wulff de planos y estrías de falla. Rosa de Direcciones de Planos de Falla y polos de Falla.

METODO DE LOS DIEDROS RECTOS
ESTACION :La Salinera

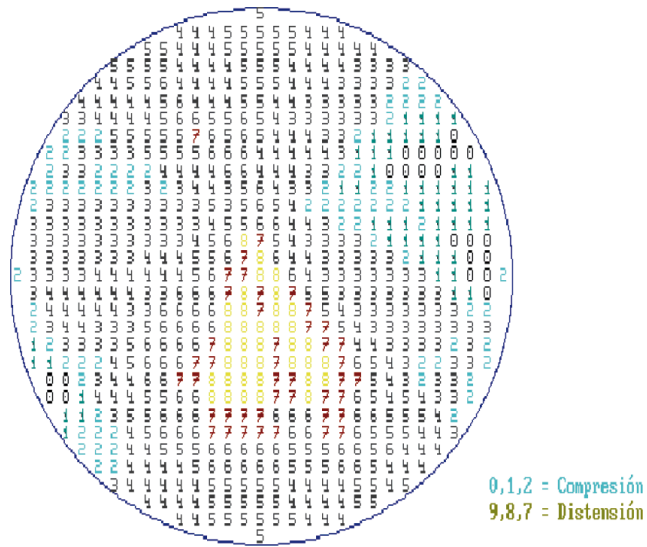


Figura 8. - Estación de La Salinera. Método de los Diedros Rectos.

DIAGRAMA y-R
ESTACION:La Salinera

10 fallas

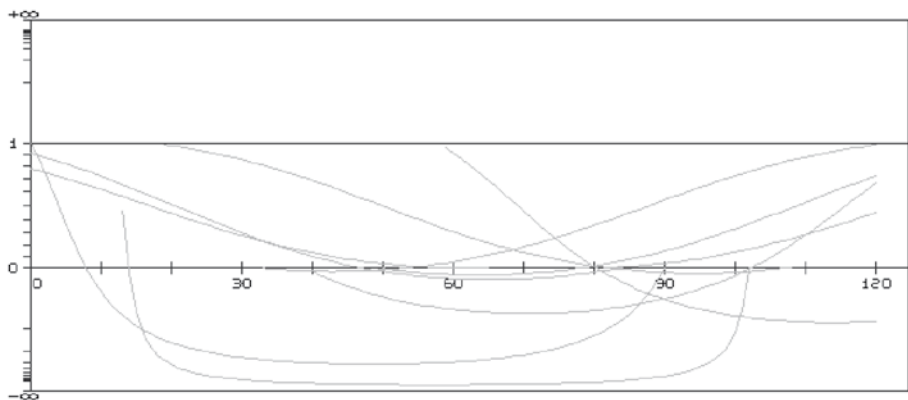


Figura 9.- Estación de La Salinera. Diagrama y-R

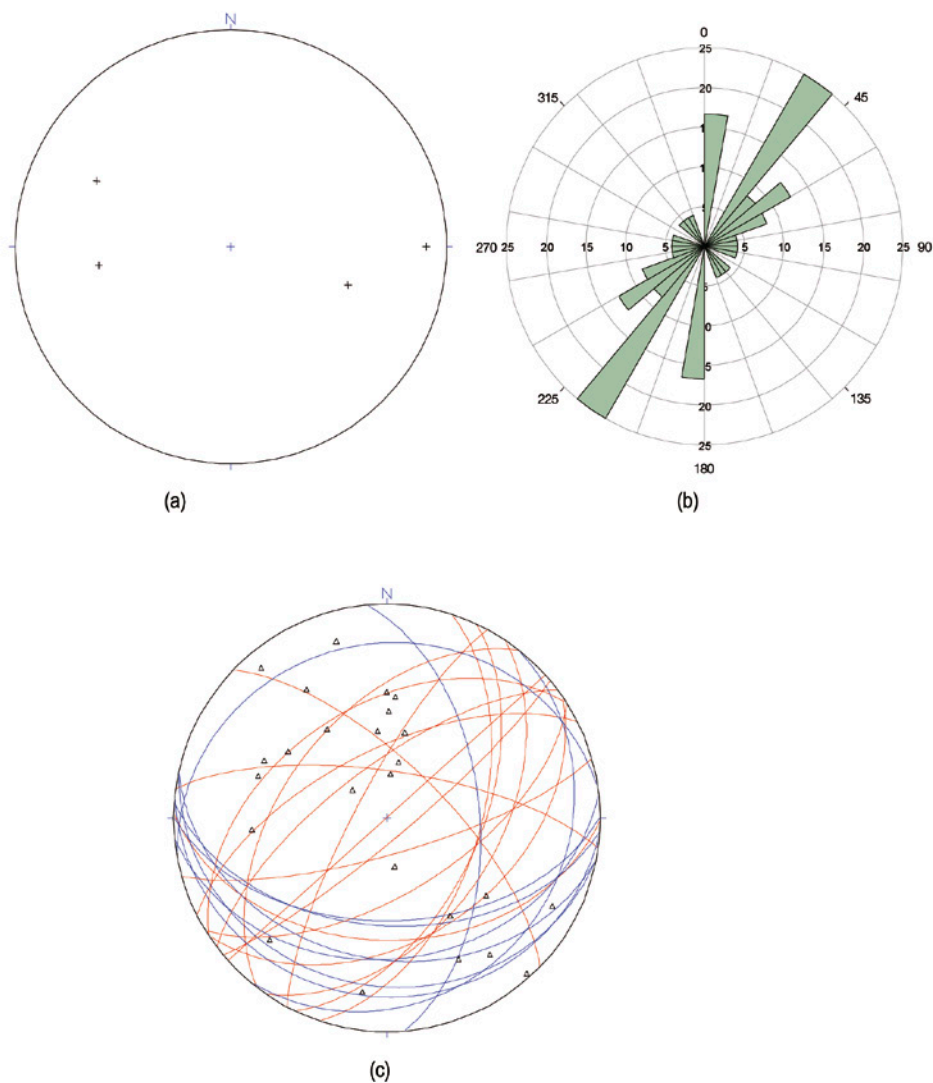


Figura 10. a) Ejes de micropliegues de la Banda Litoral, b) diagrama en rosa de microfallas de desgarre en la Banda Litoral y dominio de Espadán, c) proyección estereográfica de fallas normales (rojo) e inversas (azul) en el mismo dominio.

3.3. NEOTECTÓNICA

Se consideran deformaciones neotectónicas las que tienen lugar a partir del Mioceno superior. En el ámbito de la Hoja de Sagunto han sido observadas deformaciones atribuibles a esta etapa. Simón (1984) describe la deformación de la penillanura fundamental finipontienense durante la fase D₂ entre Sierra Calderona y Espadán, que condujo a la formación de la depresión del Palancia. Esta fase de deformación corresponde a la Iberomanchega-1 de Aguirre *et al.* (1976).

Este autor describe unos afloramientos de coluviones del cuaternario antiguo, afectados por fallas de dirección global ENE en la zona del Alt del Pi.

Los abanicos aluviales del corredor del Pla de Cerverola de edad pleistoceno superior, rellenan las depresiones formadas con anterioridad y parcialmente fosilizan las fallas N70°E del borde septentrional de aquellas. La creación de estas fosas y el juego de fallas ENE antes descrito, parece ligada a la fase de fracturación Maestrazgo del tránsito del Plioceno al Pleistoceno (Simón, 1984).

En numerosos puntos existen basculamientos de los materiales miocenos que rellenan las fosas de la Depresión del Palancia. En estos casos la reactivación de las fallas E-O y NO-SE durante la fase D₂ parece clara, como puede verse en la Muntanyeta de Palós.

Se ha observado un lineamiento N-S paralelo al río Palancia al NE de Estivella y la presencia de rellenos cuaternarios anómalamente potentes al pie de escarpe occidental del Tossal del Rotó en relación a este accidente.

Esa misma rectitud de arroyos, así como la presencia de fallas, basculamientos y discordancias que afectan a los abanicos aluviales, han sido puestas de manifiesto en el sector de Náquera, junto al borde meridional de la Hoja, por Martínez Gallego *et al.* (1987). Estos autores atribuyen esta fase de deformación al Pleistoceno inferior, luego sería equivalente a la fase Maestrazgo de Simón (1984).

El ámbito de la Hoja muestra una sismicidad baja si se compara con la zona sur de Valencia, ya en dominio Prebético. Los sismos recogidos en el catálogo del IGN se encuentran recogidos en la Tabla 3 (Fuente del IGN).

LONGITUD (E)	LATITUD (N)	FECHA	HORA (UTC)	M ₍₁₎	I ₍₂₎	C ₍₃₎	LOCALIZACIÓN
-0°16.0'	39°41.0'	00.00.-348	00:00:00.0				Sagunto (V)
-0°20.4'	39°40.9'	27.04.1992	06:01:34.8	2.9			O Sagunto (V)
-0°23.4'	39°47.8'	25.02.1999	04:59:47.1	2.4			SO La Vall d'Uixó (Cs)
-0°21.5'	39°49.7'	24.03.1999	16:23:21.0	2.7			Azuébar (Cs)

Tabla 3. - (1) m: magnitud; (2) I: intensidad macrosísmica máxima (MSK / EMS); (3) c: comentarios (R: réplica, P: premonitor, S: terremoto submarino sentido en tierra)

3.4. CRONOLOGÍA DE LAS DEFORMACIONES

Simón (1984), en su tesis doctoral, define las principales fases de deformación en la zona de la Hoja. Este autor distingue tres fases compresivas y dos distensivas que se resumen en la Tabla 4.

FASE	CAMPO ESFUERZOS	EDAD	FRACTURACIÓN Y ESTRUCTURAS CREADAS
C ₁	ESE	Tránsito Eoceno-Oligoceno	Desgarres ENE (dex) y SE (sin)
C ₂	NE	Stampiense superior	Reactivación de desgarres ENE (sin) y nuevos desgarres NNE (dex)
C ₃	SSE	Burdigaliense-Vindoboniense inferior	Reactivación de desgarres SE (dex) y nuevos SSE (sin). Posteriormente, tras giro horario de C ₁ se reactivan los SSE (dex) y los NNE (sin).
D ₁	ESE	Vindoboniense	Reactivación en componente direccional fallas N y ENE y creación fallas normales NNE. Se forman la Depresión del Palancia y el Sistema de Fosas Litorales
D ₂	Radial	Plioceno superior	Se reactivan con componente normal todas las fallas preexistentes. Se produce la deformación de la penillanura fundamental y la formación de fosas litorales.

Tabla 4.- Fases de deformación en la zona de la Hoja. Simón (1984)

Las edades deducidas de Liesa (*op.cit.*) para los principales campos de esfuerzos compresivos en la Cordillera Ibérica se resumen a continuación:

- ESE máximo Bético: Eoceno inferior-medio.
- Campo Ibérico: Eoceno medio-Oligoceno superior.
- SE-SSE dirección Guadarrama del campo Bético: Oligoceno superior-Mioceno.
- Pirenaico: Mioceno.

La etapa neotectónica incluiría la fase D₂ de Simón (*op.cit.*) que a su vez engloba las fases de deformación Iberomanchega de Aguirre *et al.* (1976) (inicios del Plioceno superior) y Maestrazgo (inicios del Pleistoceno) de Simón (1984).

4. GEOMORFOLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA

La Hoja de Sagunto se localiza en la gran unidad morfoestructural constituida por la Cordillera Ibérica, y más concretamente en su sector suroriental.

El clima es mediterráneo seco (mesomediterráneo) y por lo tanto con escasez de lluvias, inviernos cortos con poco frío y estaciones estivales largas y calurosas.

Los datos climáticos disponibles del período comprendido entre 1971 y 2000 (Dirección General del Instituto Nacional de Meteorología, 2004), muestran, para la hoja de Sagunto, unas isotermas medias anuales comprendidas entre los 16 y 17°C, mientras que las precipitaciones medias anuales, están comprendidas entre 450 y 550 mm.

En el contexto de la Hoja se pueden establecer cuatro comarcas fisiográficas, que de norte a sur y de oeste a este son como sigue: Alto Palancia, Plana Baixa-Serra del Sit, Camp de Llíria-Serra de Porta Coeli y Camp de Morvedre.

El Alto Palancia abarca el sector comprendido aguas arriba de la localidad de Alfara de Algimia. Está constituido por relieves alomados y colinas, con altitudes medias comprendidas entre 350 y 400 m.s.n.m. Las mayores cotas se alcanzan en la Peñascosa (704 m) y Las Carboneras (702 m). El río Palancia, principal arteria fluvial, con funcionamiento de rambla, se encuentra tributado por otras o bien por cursos esporádicos, entre los que destacan la Rambla de Azuébar y los barrancos Somat, del Juncar y de la Hoya de Albaida.

El Camp de Llíria-Serra de Porta Coeli queda limitado por las localidades de Gátova-Alfara de Algimia, al norte, Gilet al SE y el borde suroccidental. Consta fundamentalmente de relieves en colinas, en menor medida alomados. Las altitudes medias son de unos 500-550 m.s.n.m., destacando la Serra de Porta Coeli, con Peñas Altas (899 m), Montemayor (846 m) y Penyes Amargues (832 m). El río Palancia, ya en su curso bajo, recibe como afluentes principales a los barrancos de Pujol, Linares y Font de Ribera, de carácter estacional y torrencial.

La Plana Baixa-Serra del Sit ocupa la mayor parte del cuadrante nororiental de la hoja. La Serra del Sit es una alineación montuosa de directriz NE-SO, que se continúa por el norte en la vecina hoja de Segorbe. Es aquí donde se localizan las mayores altitudes de esta unidad fisiográfica: Pipa (589 m) y El Rodeno (541 m). Las vertientes de esta sierra se encuentran fuertemente incididas por la red fluvial. La Plana Baixa (s.s) situada entre La Vall d'Uixó y Almenara, constituye una suave rampa que enlazando en la vertiente suroriental de la Serra del Sit, se prolonga hacia el este en una llanura prelitoral, que enlaza con la costa. A lo largo de su recorrido se interponen algunos relieves residuales mesozoicos. Aquí las altitudes oscilan entre menos de 200 m y el nivel del mar, con pocos cauces fluviales, de corto desarrollo y carácter semitorrencial, destacando entre todos ellos el río Belcaire.

Por último, el Camp de Morvedre, limitado por una alineación constituida por las localidades de Almenara y Sagunto, al oeste, y el Mar Mediterráneo al este, es en su mayor parte una “llanura adyacente a la costa”, con altitudes de 0 a 50 m, que hacia el oeste enlaza con relieves alomados o de tipo colina, que apenas superan los 300 m.s.n.m. El curso final del río Palancia es prácticamente el único cauce destacable.

4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

4.2.1. Estudio morfoestructural

La hoja de Sagunto se localiza geomorfológicamente en el Sector suroriental de la Cordillera Ibérica, definido por Gutiérrez y Peña Monné (1994), limitado al oeste por la Depresión de Alfambra-Teruel-Mira, en la parte SO por la prolongación de la Llanura Manchega, hacia el sur enlaza con las Cordilleras Béticas y hacia el este confluye en el Mar Mediterráneo.

Se pueden diferenciar dos grandes unidades morfoestructurales regionales:

- Sierras Ibéricas: La zona meridional de la provincia de Castellón y el N de la de Valencia están caracterizadas por la presencia de sierras de orientación NO-SE que vienen a ser la prolongación más suroriental de la Sierra de Javalambre y por ende de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estas estructuras montañosas se ven truncadas orientalmente por sistemas de fallas en graderío hacia el mar, que deprimen gradualmente estos relieves.
- Planas litorales: A lo largo de la costa valenciana se reconocen de N a S una serie de llanuras costeras que pueden alcanzar hasta los 20 km de anchura. Las más sobresalientes son las de Torreblanca-Oropesa, Castellón-Sagunto, Valencia y Gandía-Denia. La de Castellón-Sagunto, que ocupa la parte oriental de la hoja, corresponde al margen oriental de la cuenca balear (Óvalo de Valencia) y está formada por un sustrato terciario de facies marinas o costeras y un potente relleno cuaternario aluvial, de carácter subsidente.

Ya en el contexto de la hoja se pueden definir las siguientes unidades:

Sierras Mesozoicas, Valle del Palancia, Relieves Prelitorales y Plana Costera.

- Sierras Mesozoicas. Constituidas por las Sierras del Sit y Porta Coeli, de directriz NNE-SSO a ENE-OSO, a favor de materiales triásicos y jurásicos y donde se desarrolla gran parte del modelado estructural de la hoja: cresterías, escarpes estructurales, líneas de capa, *chevrons*, superficies estructurales, etc.
- Valle del Palancia. Ocupa el sector central y la parte suroriental de la hoja. A grandes rasgos puede considerarse como un sinclinorio de dirección axial NO-SE. Dentro de la hoja se pueden distinguir dos subunidades de acuerdo con Segura Beltrán (1995):
 - La primera de ellas abarca desde Segorbe hasta Sagunto, encontrándose aquí el río bastante encajado en los materiales triásicos, formando varios niveles de terrazas y

“glacis erosivos”. El sector fue estudiado con detalle por Pérez Cueva (1988) y Estrela (1986), quienes ponen de manifiesto la existencia de un nivel general de terraza al que denominan T2, de edad Pleistoceno inferior-medio, que en algunos sectores enlaza con lo que denominan “Glacis G2”, de la misma edad, en los que se encajan los niveles T1 y T0 o actual.

- La segunda, desde Sagunto hasta el mar, se caracteriza porque las terrazas del curso superior se transforman en un gran abanico aluvial o manto de arroyada que llega hasta el mar.
- Relieves Prelitorales. Al igual que la anterior, la presencia de la estructura en el modelado es escasa, y se limita a escarpes estructurales (El Salt del Cavall, Les Cinc Clotxes, Alt de la Ponera).
- Planas Costeras. La evolución del relieve en la plana de Sagunto- La Vall d’Uixó ha sido compleja. Según López Geta *et al*, (1989), corresponde a un relieve de tipo jurásico, desarrollado en un primer ciclo pre-mioceno, con posterior rejuvenecimiento en tiempos muy recientes.

El fuerte relieve post-Mesozoico ha sido sometido a una intensa erosión originando los depósitos continentales terciarios discordantes sobre los materiales Mesozoicos. La denudación de la Cordillera Ibérica, en vías de levantamiento y el transporte de estos sedimentos continentales por los ríos Palancia y Belcaire, que en sus tramos bajos atraviesan la plana costera, da lugar a la colmatación por estos materiales.

Los sedimentos terciarios subhorizontales han sufrido un basculamiento debido a la acción de una etapa de reajuste y fracturación, donde se reactivan las antiguas fallas existentes.

Con posterioridad se han depositado los materiales cuaternarios en una costa de emersión originando un amplio y suave manto de arroyada que se prolonga hasta la línea de costa actual. La invasión de sedimentos marinos cuaternarios indica la inestabilidad de la línea de costa en oscilaciones controladas por la mezcla de elementos continentales y marinos.

4.2.2. Estudio del modelado

Se han distinguido una serie de formas exógenas agrupadas en sistemas morfogenéticos, cuya relación y explicación es como sigue:

4.2.2.1. Formas gravitacionales

El encajamiento de la red fluvial, así como la presencia de relieves residuales de importancia, condicionan la presencia de vertientes más o menos abruptas afectadas por diversos procesos geomorfológicos cuyo resultado son formas tales como vertientes de bloques, talud de derrubios, coluviones, deslizamientos o cicatrices de despegue producidas por movimientos en masa, vertientes regularizadas y cambios bruscos de pendiente.

Vertientes de bloques. Las vertientes de bloques, son laderas de pendiente elevada, ocupadas por derrubios de material procedente de niveles superiores. Se localizan en el cuadrante suroriental de la hoja: laderas occidentales de Penyes Amargues y Peñas Altas.

Talud de derrubios. Formas de recubrimiento de material fundamentalmente calcáreo, que se localizan en vertientes de elevada o abrupta pendiente. Tan solo se observan al SE de la localidad de Serra y en las laderas meridionales de El Garbí, al norte de la población de Segart.

Coluviones. Acumulaciones de material detrítico procedente de las laderas inmediatamente dominantes, que han sufrido un corto transporte gravitacional. Su presencia en la hoja de estudio es muy notable, alcanzándose los mayores desarrollos de estas formas en el cuadrante NE: La Llosa-Almenara, vertiente meridional del Salt del Cavall.

Cicatrices de despegue producidas por movimientos en masa. Se han observado movimientos gravitacionales o deslizamientos de masas de roca o suelo, que se desplazan sobre planos de debilidad con direcciones más o menos paralelas a la superficie de los taludes e inclinaciones menores o iguales que las caras de aquellos (deslizamientos traslaciones). Este proceso se observa en las laderas septentrionales de El Garbí-La Albarda del Garbí, al SO de la localidad de Segart.

Vertientes regularizadas. Son aquellas cuyo talud presenta una pendiente de equilibrio muy inestable y la ruptura del mismo desencadena el movimiento de fragmentos de material, hasta volver a alcanzar de nuevo un ángulo estable o de reposo. Se conocen también con el nombre de vertiente de Richter. Se han cartografiado al N y NO de Segart.

Cambios bruscos de pendiente. Rupturas de pendiente con el desarrollo de taludes de génesis no estructural. Se observan en los cuadrantes occidentales de la hoja.

4.2.2.2. *Fluviales y de escorrentía superficial*

Se refieren tanto a los cursos permanentes, como a las generadas por escorrentía superficial canalizada, es decir, todo el conjunto de la red de drenaje.

El modelado fluvial posee una amplia representación en la zona de estudio.

Las formas reflejadas en la cartografía han sido:

Incisión lineal en “v”, barranco. La erosión vertical de los cauces ha producido una densa red de valles con morfología en “uve” y vertientes más o menos escarpadas, muy bien representados en gran parte de los cursos fluviales de la red secundaria, fundamentalmente en el sector occidental y noroccidental de la hoja, al oeste del río Palancia y también al SO de la Vall d’Uixó.

Incisión lineal en cuna, vaguada. Producida por cauces estacionales de poca energía, que solo son capaces de disectar superficialmente los materiales del sustrato o los recubrimientos cuaternarios. Estas formas son características en la margen izquierda del río Palancia, al N de Sagunto.

Interfluvios. En las zonas afectadas por densas redes de incisión lineal se produce un marcado resalte por morfologías normalmente alomadas y más raramente escarpadas, lo que se traduce, respectivamente, en divisorias fluviales de tipo interfluvios alomados o en arista, fundamentalmente en Serra de Porta Coeli y El Garbí.

Collado, puerto, col. Zonas de morfología suave y corto recorrido que dan lugar a los denominados collados o puertos, que delimitan divisorias de aguas. Serra de Porta Coeli.

Depósitos de arroyada; aluvial-coluvial. Formas mixtas constituidas por aportes fluviales provenientes de materiales de laderas vecinas o próximas, en cortos espacios de tiempo y con intensidad moderada o alta, que se instalan en zonas o áreas deprimidas. Alcanzan su mayor desarrollo en el cuadrante NE de la hoja: barranco del Rodeno-Rector y Las Escalas; El Estepar-El Perejil y Les Covatelles.

Fondos de rambla. Los cursos fluviales de la zona estudiada poseen casi exclusivamente un funcionamiento esporádico, en muchos casos de carácter torrencial. Entre los de este último caso destaca, entre todos, el río Palancia, que discurre por toda la hoja, desde aguas arriba de Soneja hasta su desembocadura en el Mar Mediterráneo en Cap de Canet. Si bien en su curso superior, de Sot de Ferrer al límite septentrional de la hoja, posee un régimen de agua casi permanente, los depósitos presentes en su canal son de tipo rambla. Los valles generados son angostos y de fondo plano o en cuna, con anchuras que no suelen rebasar los 100 m., salvo en el caso del bajo Palancia, donde, localmente, se llegan a superar los 500 m.

Otra rambla importante es la constituida por el río Belcaire, con una anchura media comprendida entre 50 y 100 m. y un máximo de unos 200 m.

Bancos; barras. Depósitos de fondo de canal que se localizan en algunos puntos de baja dinámica fluvial del río Palancia.

Conos de deyección; abanicos aluviales con pendiente elevada. Son depósitos fluviales, producto de la descarga de los materiales transportados en un régimen torrencial, con pendientes que superan el 10%. Se encuentran bien representados en la margen derecha del río Palancia, entre Estivella y Gilet, donde enlazan con la terraza T_3 y T_2 , por lo que se considera que existen al menos dos niveles de depósito.

Abanico aluvial plano. Son extensos mantos de arroyada, de pendiente inferior al 10%, que se reduce a menos del 1% en gran parte de la superficie que ocupan. Al igual que en el caso anterior se observan dos niveles: el más reciente conforma buena parte de la Plana Costera.

Terrazas. Se distinguen hasta 4 niveles de terrazas, bien observables, sobre todo, en el valle del río Palancia.

El escarpe de la más alta de ellas (T_4) se localiza en Albalat dels Tarongers y en el sector del Sabato (al N de la Muntanyeta de Palos) entre 25 y 30 metros sobre el cauce actual del río Palancia.

La T_3 (de 20 a 25 m) se observa aguas abajo de Estivella, continuándose hacia el norte hasta Algar de Palencia y en la margen izquierda desde el Tossal de La Molinera hasta el Barranc de L'Estepar.

La T_2 (15 a 17 m) se continúa desde el norte de Estivella hasta Sagunto, en ambas márgenes del río Palencia y también aguas arriba de Ton Ferrer.

Por último, la terraza baja T_1 , se muestra de forma continua desde Estivella a Sagunto entre 5 y 9 metros sobre el cauce y también en Soneja, Sot de Ferrer y Algar de Palencia.

En el río Belcaire tan solo se observan los dos niveles inferiores, T_1 y T_2 , siempre en la margen derecha.

Finalmente, existen algunos niveles aislados en la Rambla de Azuébar y los barrancos Somat, del Juncar y de la Hoya de Albaida, casi siempre correspondientes al depósito inferior

Borde de terraza en niveles solapados. En el valle del río Palencia, por lo general, los tres niveles de terraza superiores, *g*, *f*, *d*, se encuentran en continuidad, sin aparecer el sustrato rocoso.

Pérdidas de drenaje. Referidas a la finalización más o menos súbita de la red fluvial, por condicionantes de pendiente y litología.

4.2.2.3. *Eólico*

Referido al cordón de dunas existente entre Canet d'En Berenguer y el límite con la Hoja de Moncófar (669), que separa la marisma litoral del cordón litoral y las playas actuales. Por lo general se encuentran bastante recubiertas de vegetación.

Se continúa ininterrumpidamente durante unos 6 km en el contexto de la Hoja, con una anchura que oscila entre 100 y 300 metros

4.2.2.4. *Litoral*

Se han diferenciado: laguna costera; playa de cantos; playa de arena; albufera colmatada; cordón litoral y delta.

Laguna costera. Con una extensión próxima a 1 km² la laguna costera de Almenara es el resto de una antigua albufera hoy casi completamente colmatada, que se extiende a lo largo de unas 2000 Ha por la llanura aluvial litoral de los términos municipales de Moncofa, Xilxes, La Llosa y Almenara, en la provincia de Castellón y Benavides, Quartell y Sagunto, en la de Valencia.

Al margen de alguna acción puntual anterior, a principios del siglo XIX comenzó un proceso de "saneamiento" y desecación masiva de los Marjales de Almenara con fines agrícolas. Actualmente, buena parte de estos marjales han desaparecido ocupados por cultivos de cí-

tricos, urbanizaciones o desecación permanente, aunque parte de los terrenos, dedicados a horticultura estacional, se inundan durante el período otoño-invierno a fin de lavar las sales y para la caza de aves acuáticas. Durante la primavera y el verano solamente permanecen inundados los estanques donde afloran los “ullals” o surgencias (Estanys d’Almenara), las lagunas resultantes de la extracción de turba (“Bassols”), los arrozales (que después de ser desecados en febrero vuelven a anegarse hacia mayo) y la mayor parte de acequias, canales y anguileras.

Playas de cantos. Se observan de forma continua desde Gola del Estany hasta el borde con la hoja de Moncófar. Su anchura no supera los 100 m.

Playas de arena. Desde Platja Corinto hasta Barri del Carme (Cap de Canet). La extensión media es de unos 100 m.

Albufera colmatada. Se trata de una orla ininterrumpida a lo largo del litoral, entre Xilxes y Canet d’En Berenguer que aparece en la actualidad completamente desecada, siendo en la actualidad su única zona inundable la laguna costera de Almenara, anteriormente descrita. Su extensión en el ámbito de la hoja se acerca a los 10 km².

Cordón litoral. Forma una franja paralela a la costa, con una anchura que no superior a los 150 m. Se sigue entre Gola de Queralt y Canet d’En Berenguer, si bien por la alta antropización existente en la zona no es observable en muchos puntos. Por otra parte, existen restos de restinga más antigua en El Brossal y en las inmediaciones de Caseta de la Partida, también muy enmascarados.

Delta. El río Palancia ha desarrollado un delta de unos 5 kilómetros de longitud por 4 de anchura, entre las localidades de Sagunto y Cap de Canet, que posteriormente ha sido incidido por la rambla del mencionado curso fluvial. En la actualidad se encuentra muy antropizado por cultivos y edificaciones.

4.2.2.5. *De meteorización química (en rocas carbonatadas)*

Se han cartografiado: dolina capturada y dolina de fondo plano.

Dolina capturada. Entre Cruz de la Hoya y Masía del Gabacho, existe una depresión de unas 70 Ha, con fondo plano, capturada por el Barranco del Àguila.

Dolina de fondo plano. Se localiza unos 500 m. al NO de la anterior.

4.2.2.6. *Otras formas, poligénicas o de difícil adscripción.*

Referidas a montes isla o relieves aislados; crestas y barras; cerros cónicos y glaciis coluvial.

Montes Isla o Relieves Aislados. Son elevaciones residuales localizadas dentro de la Plana Costera. Destaca entre todas la Montaña de Sagunto, que sirve de enclave a la ciudad anti-gua. Otros relieves destacables son la Muntanya d’Aigua Freda y la Ermita de Sant Cristòfol.

Crestas y Barras. Son resaltes morfológicos no controlados por la estructura, normalmente a favor de areniscas triásicas: Muntanya de Musol, alrededores de Xilxes, etc.

Cerros Cónicos. Elevaciones de carácter puntual que destacan dentro del conjunto del relieve adyacente. Son muy frecuentes dentro de la hoja sobre todo en los cuadrantes occidentales.

4.2.2.7. Antrópicas

Se ha cartografiado como *superficie fuertemente remodelada por el hombre* el sector del Port Sportiu de Canet Siles, donde el enmascaramiento por edificaciones y redes viarias no permite diferenciar el sustrato.

Por otra parte, se indican las actividades extractivas a cielo abierto (canteras), que explotan areniscas triásicas y dolomías y calizas triásicas y jurásicas, así como la gran escombrera de estériles, localizada en las inmediaciones de la Masía del Gabacho.

4.3. EVOLUCIÓN E HISTORIA GEOMORFOLÓGICA

Las formas erosivo-deposicionales de génesis continental desarrolladas durante el Cuaternario en el ámbito de la hoja y su entorno próximo se refieren a formas de encajamiento de la red fluvial y depósitos preferentemente de la misma naturaleza (terrazas y abanicos).

A partir de las dataciones efectuadas a nivel regional y por cronología relativa, es posible correlacionar los diferentes niveles morfogenéticos.

Así, la seriación que se puede deducir de los estudios existentes sería la siguiente:

En el tránsito plio-pleistoceno se formaron glaciares en la cuenca alta del río Palancia.

Durante el Pleistoceno inferior se desarrollan las terrazas más altas ($T_4 = d$, en la cartografía), que enlazan con superficies de erosión.

En el Pleistoceno medio se constituyen terrazas ($T_3 = f$) y abanicos aluviales (**e**) de cantos heterométricos y matriz arenosa con limo. El sedimento detrítico suele estar encostrado. El ambiente climático parece mostrar una sucesión de fases frías y, con procesos mecánicos de meteorización, que dan lugar a depósitos groseros, poco evolucionados, que alternan con episodios templados con humedad fluctuante que propician la edafogénesis.

El siguiente episodio, correspondiente al Pleistoceno superior, se encaja en el nivel topográfico anterior, constituyendo terrazas ($T_2 = g$) y extensos abanicos y mantos de arroyada (**h**). El material aparece poco o nada encostrado y puede subdividirse en varias plataformas. Desde el punto de vista climático viene marcado por un comienzo caracterizado por el desarrollo de una serie de paleosuelos maduros.

Tras ello se debió producir un régimen de aridificación progresiva, con ciertas removilizaciones eólicas.

En el último episodio, correspondiente al Holoceno, se producen unas tasas de aridez-humedad oscilantes, lo que repercute en un encajamiento de las cuencas altas y medias de los ríos, con la consiguiente generación de terrazas ($T_1=i$) y conos de pendientes medias o altas (j), que se embuten en el Pleistoceno superior. En las cuencas bajas su consecuencia es la evolución de "llanos aluviales" de perfil concordante con el nivel marino. Las ramblas y depósitos de vertiente, representan el fin del ciclo, que ya en épocas históricas se encuentra relacionado con la acción antrópica sobre los sistemas fluvial y gravitacional.

En lo referente al Cuaternario marino, la geotectónica y la subsidencia se contrapesan con el resultado de una tendencia general al hundimiento de la franja litoral. En el sector estudiado se repite un modelo morfosedimentario, en el que en el que se suceden llanos de sedimentación y conos aluviales, sobre los cuales se forman albuferas cuyas restingas se apoyan en la parte distal de estos depósitos.

En la cronoestratigrafía del Cuaternario marino no se encuentran, en el ámbito de la hoja, testigos del Calabriense y Siciliense (Pleistoceno inferior y medio). Durante el Tirreniense (Pleistoceno superior), el período interglaciar Riss-Wurm (-250.000-150.000 años) corresponde a un alto nivel marino, con la generación de depósitos de facies marinas y de restinga.

El litoral actual, en líneas generales, se configura durante el Holoceno. El máximo flandriense se confirma hacia el 6000 BP momento en que se invade un espacio continental previamente emergido. En el holoceno superior se forman las restingas que cierran las marismas actuales.

Por otra parte (Segura Beltrán *et.al.*, *op.cit.*), a pesar de las teorías que se han mantenido durante mucho tiempo, los estudios de los marjales y albuferas de la Región de Valencia demuestran la existencia de restos fósiles situados en la superficie o cerca de ella. El análisis más pormenorizado de las albuferas centrales y septentrionales del Golfo de Valencia y el hallazgo de diferentes afloramientos pleistocenos en distintas albuferas, no permite aceptar las teorías que propugnan un hundimiento generalizado del óvalo valenciano durante el Cuaternario. A partir de nuevos datos se deduce que el hundimiento ha sido desigual en distintos puntos, aunque posiblemente, los sectores con mayor subsidencia coinciden con las albuferas funcionales en la actualidad. Ello puede obedecer a la existencia de pequeños bloques tectónicos que siguen ritmos de hundimiento más o menos rápido.

La correlación de los diferentes niveles en las albuferas y marjales parece demostrar que la secuencia deposicional de techo a base es aproximadamente la siguiente:

Marino (a veces con dos pulsaciones). Continental (aunque puede aparecer alguna pulsación positiva). Albufera. Marino (con una o dos pulsaciones positivas). Dunas fósiles. Albufera. Marino. Continental. Marino. Albufera.

4.4. PROCESOS ACTIVOS

En la zona estudiada se detectan una serie de procesos o elementos morfodinámicos activos que pueden ser susceptibles de modificar el equilibrio natural o crear riesgos en las actividades antrópicas.

Se han diferenciado los siguientes, valorándose de acuerdo a no tanto la intensidad o inestabilidad del proceso, si no en orden de intentar sugerir o recomendar distintos grados de atención o consideración con los que deben ser tenidos en cuenta en posibles proyectos o estudios detallados que pudieran realizarse en el futuro. Por ello se definen tres niveles de atención:

- *Bajo*: proceso cuya actividad debe tomarse en consideración.
- *Moderado*: aquellos cuya incidencia puede llegar a ser importante, pudiendo ser necesario realizar reconocimientos o estudios de detalle en el área afectada.
- *Notable*: a considerar de modo especial debido a que, según las características propias del estudio o proyecto, su incidencia en él puede ser decisiva en relación con su coste económico o medioambiental.

4.4.1. Movimientos de ladera

Los movimientos de ladera son procesos dinámicos que constituyen el proceso o riesgo geológico más importante, junto con las inundaciones, de los relacionados con la geodinámica externa.

Los deslizamientos, desprendimientos y avalanchas (canchales y coluviones) son tipos de movimientos de laderas, proceso que engloba en general a los movimientos gravitacionales de material que ocurren en laderas o taludes. (Ferrer Gijón, 1988).

4.4.1.1. Deslizamientos

Son movimientos gravitacionales de masas de roca o suelo que deslizan sobre una o varias superficies de rotura al superarse la resistencia al corte en estos planos.

En la hoja de estudio sólo se han detectado cicatrices de despegue o cabeceras de movimientos de ladera, en las que la rotura ocurre a favor de planos de debilidad con dirección más o menos paralela a la superficie del talud e inclinación menor o igual que la cara del mismo.

La letra S, indica que el material afectado, en su mayor parte, es un suelo.

El nivel de atención de este proceso debe considerarse moderado, debido a una posible reactivación del proceso y su proximidad con la población de Beselga.

4.4.1.2. *Desprendimientos*

Son caídas de bloques de material de un talud, individualizados por planos de rotura, con caída libre al menos en parte de su recorrido, depositándose el material en cotas más bajas o al pie del talud.

Este tipo de proceso se observa en vertientes de elevada pendiente correspondientes al sector occidental de la hoja: Sierra de Porta Coeli.

El nivel de atención considerado es bajo.

En la cartografía la letra R indica que el material afectado por el proceso es fundamentalmente rocoso.

4.4.1.3. *Avalanchas (coluviones, vertientes de bloques y taludes de derrubios).*

Son movimientos rápidos de fragmentos de roca o derrubios, que descienden de una ladera o caen de un escarpe. La acumulación de fragmentos incluye todos los tamaños y no presenta clasificación o estructura alguna. (Ferrer Gijón, 1988, op. cit.).

Las avalanchas de roca (vertientes de bloques) son típicamente el resultado de deslizamientos o desprendimientos rocosos que puedan afectar a los canchales, en las vertientes de las Sierras principales. Están compuestas por fragmentos rocosos (bloques y fragmentos de roca) que se movilizan y desplazan en conjunto.

En la cartografía la letra R indica que el material afectado por el proceso es generalmente rocoso.

Las avalanchas de derrubios (taludes y movilización de coluviales) están formadas por fragmentos de material incoherente, generalmente saturados de humedad y con abundante material fino.

En la cartografía la letra S indica que el material afectado por el proceso es fundamentalmente un suelo en los coluviales y D derrubios en los taludes.

En general estos procesos dependen en gran medida de la acción de lluvias esporádicas de carácter torrencial, no infrecuentes en la zona, que podrían llegar a alcanzar, en periodos de retorno cortos o medios, la suficiente intensidad para movilizar masas de material de estas características, por lo que se estima que el nivel de atención a prestar a estos procesos es moderado.

4.4.2. Erosión

La erosión es un proceso geológico natural, constituyente del llamado ciclo geológico externo de erosión-transporte-sedimentación, derivado en última instancia de un potencial regular, la gravedad. Por tanto, la erosión actúa, al menos en teoría, en toda la superficie emergida del planeta, pero con desigual intensidad, espacial y temporal, condicionada por factores o variables de control, que en su última instancia son geológicas y climáticas. A ellas dos habría

que añadir un conjunto más, tanto por su incidencia directa en el proceso erosivo como por la modificación de las variables que lo controlan: los factores antrópicos. (Del Val Melús, 1998).

La erosión hídrica (fluvial y de escorrentía superficial), a la que pertenece el proceso de incisión lineal es la única presente en la zona estudiada.

La erosión en barrancos o incisión lineal se traduce en disecciones, de tamaño métrico a decamétrico, en zonas que por lo general han sido ya afectadas por procesos de arroyada.

Se trata de un proceso cuya incidencia puede llegar a ser relevante, pudiendo ser necesario realizar reconocimientos o estudios de detalle en el área afectada (nivel de atención de bajo a medio).

4.4.3. Inundación y sedimentación

La dinámica del agua sobre la superficie terrestre no responde a unos fenómenos de azar. Una corriente de agua que se mantiene con regularidad, aún dentro de una intermitencia de flujo, a lo largo del tiempo geológico, en una misma zona, indica una situación de factores convergentes para que tanto el agua superficial como subterránea confluyan reiteradamente en un mismo lugar. (Garzón Heydt, 1988).

La concentración del agua superficial se produce en zonas preferentes del terreno y a partir de ahí comienzan los procesos ligados a la dinámica fluvial, en que la cuenca se adapta para recibir y redistribuir una cierta cantidad de agua. Se estructura una red de drenaje y se modelan los canales, para ello cada río desarrolla su configuración particular, dentro de unas características generales.

Schumm (1977) considera el sistema fluvial dividido en tres partes desde el punto de vista de su dinámica y morfología:

- a) La cuenca de recepción o zona de producción de carga y caudal,
- b) La zona de transferencia donde, en el caso de un canal estable, las entradas de sedimentos igualan a las salidas y
- c) La zona de depósito.

En la zona de estudio se observan tres sistemas morfogenéticos relacionados con inundaciones y procesos de sedimentación:

4.4.3.1. Sistema fluvial secundario

Los procesos activos presentes en la hoja son los siguientes:

- Fondo de rambla: Los ríos Palancia, Belcaire y Azuébar poseen un régimen hídrico de tipo esporádico o estacional, presentando en gran parte del año su curso inactivo, por lo que,

ante lluvias fuertes o muy fuertes, pueden presentar caudales de avenida torrenciales en cortos períodos de tiempo.

De los datos de las morfologías de las cabeceras de los cauces descritos, las pendientes del canal, el sustrato litológico que atraviesan, las observaciones de campo, etc., se estima un nivel de atención moderado para el río Palancia, entre el borde septentrional de la hoja y su confluencia con el Azuébar, y notable desde ahí hasta su desembocadura en el Mediterráneo. Para el Belcaire y Azuébar, moderado en todo su recorrido.

- Fondo de valle secundario en cuna: Se refieren a los depósitos de arroyada o de tipo aluvial-coluvial, descrito en el apartado 3.2.2.2.

Este tipo de proceso, susceptible de actividad actual por removilización de laderas o flujos laminares puede presentar un nivel de atención moderado en barranco del Rodeno-Rector y Las Escalas; El Estepar-El Perejil y Les Covatelles, siendo bajo en el resto del territorio.

- Abanicos aluviales o conos de deyección de bajas pendientes: Hacen referencia a los grandes abanicos que recubren en gran parte la plana costera.

Estas formaciones superficiales, en períodos de lluvias muy intensas en cortos períodos de tiempo, pueden ser susceptibles de presentar removilizaciones de material, con generación de avalanchas de barro. Este proceso puede presentar una incidencia importante, es decir, que su nivel de atención debe considerarse moderado.

- Cono de deyección o abanico aluvial de elevada pendiente: Los abanicos de pendiente elevada, superior al 10%, en las condiciones de lluvia anteriormente citadas, pueden comportarse como los anteriores, incluso aumentando el proceso, a causa del mayor gradiente topográfico del terreno, por lo que el nivel de atención se ha señalado como notable.

4.4.3.2. *Sistemas asociados a la dinámica litoral y eólico- costera*

Comprende los siguientes procesos activos:

- Playa de cantos: La acción del oleaje no es lo suficientemente intensa como para producir cambios palpables en la morfología o acumulación de estos depósitos litorales. Por tanto, el nivel de atención a prestar a este proceso es bajo.
- Playa de arena: En esta zona del litoral mediterráneo, la acción normal de la dinámica litoral y el viento tan sólo pueden modificar levemente la morfología de estos depósitos. Sin embargo, en temporales excepcionales se puede producir un retroceso significativo del litoral constituido por playas arenosas, por lo que el nivel de atención debería ser medio.
- Cordón litoral: El cordón litoral en este sector costero se encuentra muy antropizado y no se ve afectado por agentes que puedan inestabilizar su dinámica actual, por lo que su nivel de atención se considera bajo.

- Albufera colmatada: La antigua albufera de Xilxes-Almenara, hoy colmatada de sedimentos constituye un enclave de elevada fragilidad ante actividades antrópicas, que pueden modificar aún más su ya inestable equilibrio. Por ello debe prestársele un nivel de atención notable.
- Delta: Se encuentra también enmascarado por cultivos y edificaciones. Nivel de atención bajo.
- Cordón de dunas: Pueden verse afectadas por movilizaciones a causa de vientos fuertes, por lo que su nivel de atención se considera medio.

4.4.4. Procesos asociados a determinadas litologías

Dentro de este tipo de procesos tan solo se han diferenciado Depresiones por disolución y subsidencia.

Este proceso no presenta especiales problemas, por lo que su nivel de atención se considera bajo.

4.4.5. Actividad antrópica

Referidas a las actividades extractivas a cielo abierto (canteras), que por las modificaciones que producen en la configuración del terreno, añadido a su impacto visual, deben considerarse como de nivel de atención moderado.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

La historia geológica de la Hoja, comienza una vez se ha formado el relieve durante la orogenia hercínica. Durante la fase tardihercínica Saálica comienza la desmantelación de ese relieve. Se produce una tectónica de bloques, con la formación de pequeñas cuencas intramontañosas que se rellenan con el depósito de abanicos aluviales que constituyen la formación Brechas de la Tabarreña de edad posiblemente Autuniense. Este momento marca la creación de un aulacógeno de orientación dominante NO-SE, controlado por fallas NO-SE y NE-SO, que va a condicionar la sedimentación mesozoica posterior. En particular la sedimentación triásica va a estar controlada por la existencia de surcos y umbrales limitados por los citados accidentes (Arche y López, 1996). Es la etapa *graben* del aulacógeno y corresponde al inicio de una etapa de subsidencia tectónica o de *rifting* que se prolongará hasta el Trías medio.

La siguiente secuencia está representada por la Fm Alcotas que constituye la base de la facies Buntsandstein. Corresponde a la instalación de sistemas fluviales de baja sinuosidad y ríos efímeros en cuencas de drenaje internas.

El depósito fluvial evoluciona a la generalización de la sedimentación arenosa de las Areniscas del Cañizar que corresponde a ríos anastomosados que se dirigían hacia el SE donde previamente existía un estuario. Posteriormente, el juego de fallas normales NO-SE condujo a una zona de fuerte subsidencia centrada en la actual Sierra de Espadán, donde se depositaron nuevamente materiales fluviales arenosos de ríos anastomosados, facies de desbordamiento y llanura aluvial, con lagos efímeros. Estos materiales constituyen la Fm Eslida.

Con la Fm Marines se inicia una etapa de transición de facies fluviales distales a medios marinos someros, tal vez en zonas de estuario, como indican los materiales evaporíticos que se intercalan a techo.

La transgresión marina desde el SE se inicia con el depósito de la facies Muschelkalk. El depósito marca la existencia de dos pulsos transgresivos marinos, separados por uno regresivo continental en lo que corresponde a la facies tipo Catalánide y un evento marino único continuo en la facies Levantino-Balear. Las formaciones dolomíticas de Landete y Cañete corresponden a la instalación de plataformas carbonatadas someras sometidas a las mareas. El segundo pulso transgresivo es más extenso que el primero, alcanzando zonas más internas que habían permanecido emergidas durante el depósito del Buntsandstein.

La formación Arcillas, margas y yesos del Mas representa condiciones fluviales distales, estuarinas (zonas tipo Catalánide) que evolucionan lateralmente a facies marinas de llanuras fangosas de plataforma carbonatada somera en medios intertidales (zonas tipo Levantino-Balear).

Al final del Ladiniense se inicia la etapa de transición en el aulacógeno Ibérico. La distensión se incrementa produciéndose un adelgazamiento de la corteza que viene acompañado por un aumento del gradiente geotérmico y la presencia de un volcanismo basáltico de facies alcalina que posteriormente se prolongará hasta el Jurásico (Lias-Dogger). Es el periodo de la subsidencia térmica o flexural, que se extiende hasta el Lías (Pliensbachense).

Durante esta etapa de transición, se deposita la facies Keuper, que representa dos ciclos transgresivo-regresivos según Ortí (1979). Constituye la implantación de medios costeros hipersalinos de plataforma interna somera, y ambientes continentales con influencia marina tipo *sebkha*.

La sedimentación jurásica, se inicia con los depósitos de las formaciones Dolomías de Imón y las Carniolas de Cortes de Tajuña. Los medios de sedimentación debían ser someros, intertidales que evolucionan a ambientes hipersalinos tipo *sebkha*, en lagunas costeras sometidas a mareas.

Durante el depósito de las formaciones Calizas y dolomías tableadas de Cuevas Labradas y Calizas bioclásticas de Barahona, las condiciones de sedimentación correspondían a plataformas carbonatadas sometidas a influjo de las mareas (ambientes submareales someros e intermareales preferentemente). En áreas vecinas (Hoja de Jérica), en relación con la zona de falla de Caudiel, existen niveles de volcanitas intercaladas en la Fm Barahona.

El inicio del depósito de la Fm Alternancia de margas y calizas de Turmie, representa un cambio importante en la evolución de la Cordillera Ibérica. Se produce la rotura de la plataforma carbonatada, producto de una fuerte distensión que acentúa el volcanismo en áreas vecinas (Caudiel). La sedimentación se hace de plataforma externa de baja energía, con influencia pelágica como demuestra la irrupción de faunas de ammonites.

La Fm Carbonatada de Chelva, se depositó en ambientes de plataforma carbonatada externa de baja energía, con influencias de las mareas y retoques por oleaje. También en algún miembro se desarrollan facies de plataforma somera, con desarrollo de barras oolíticas. Existen dos capas de oolitos ferruginosos y fosfáticos que representan periodos con interrupción de la sedimentación o bien esta fue muy escasa. La presencia de ammonites indica condiciones pelágicas ocasionales en niveles muy someros con bioconstrucciones de esponjas y demás organismos bentónicos (Miembro de Calizas con esponjas de Yátova).

La Fm Margas de Sot de Chera, representan una irrupción de terrígenos en la cuenca, que se depositan en zonas protegidas en relación a las bioconstrucciones anteriormente comentadas.

En adelante, la sedimentación se produce en zonas restringidas y, se hace rítmica con momentos de producción de carbonato y aportes de terrígenos finos, que se interpretan removilizados ocasionalmente por tormentas o mareas vivas. Se deposita la Fm Ritmita calcárea de Loriguilla.

Por último, la sucesión jurásica culmina aquí con el depósito de la Fm Caliza con oncolitos de Higuieruelas. Los ambientes en que se formó constituían una plataforma somera con frecuentes barras oolíticas y oncolíticas a la que llegaban frecuentes aportes terrígenos en forma de arena, limos y arcilla, que se depositaban en zonas restringidas previsiblemente de *lagoon*.

Por encima del Jurásico superior no existen depósitos de materiales cretácicos en la Hoja. Es posible que durante ese periodo la zona constituyera un umbral emergido, consecuencia de las fases Neociméricas, o bien que esos materiales, si se depositaron, fueron posteriormente erosionados.

La cadena Ibérica, comienza a formarse a finales del Cretácico y durante el Paleógeno, aunque la ausencia de registro sedimentario de este periodo dificulta la datación de las diversas fases. En zonas vecinas,

En el tránsito del Oligoceno al Mioceno, se produce la transición de la compresión a la distensión y, se inicia una fase de rifting que se transmite paulatinamente desde el centro de Europa (fosa del Rhin) y llega al borde mediterráneo peninsular. Este rifting se superpone a las estructuras compresivas Ibéricas. Se generan un sistema de fosas de direcciones NNE-SSO como la de Teruel y, en la costa mediterránea, la Depresión de Valencia y sistemas de fosas litorales. Todas estas estructuras son transversales y cortan a los pliegues Ibéricos. En ellas se produce la sedimentación de los materiales terciarios en ambientes continentales, fluviales y lacustres.

Estos únicamente están representados por el Neógeno, en concreto el Mioceno. Los materiales más antiguos son detríticos gruesos y se depositaron en ambientes de abanicos aluviales adosados a frentes de falla en pequeñas cuencas intramontañosas, generalmente ocupadas por arcillas y yesos del Keuper.

Los materiales más altos son detríticos: margas, areniscas y lentejones de conglomerados, originados en ambientes de abanicos aluviales que, lateralmente y a techo pasan a calizas lacustres. Aunque estos materiales suelen fosilizar los pliegues de las fases compresivas, se encuentran en ocasiones afectados por las fases tectónicas post-miocenas: fases Iberomanchega-1 y Maestrazgo de Aguirre *et al.* (1976).

Durante el cuaternario, los sistemas de fallas siguen actuando en régimen distensivo y se generan extensos abanicos aluviales al pie de los escarpes de falla. Posteriormente se produce el encajamiento del río Palancia y se forman los depósitos de terrazas.

6. GEOLOGIA ECONÓMICA

6.1. RECURSOS MINERALES

6.1.1. Minería metálica

La minería metálica está escasamente representada en la Hoja de Sagunto, no así en la vecina de Segorbe, donde son frecuentes por ejemplo las mineralizaciones de cobalto-cobre-mercurio. Tan solo existe un indicio de este tipo, de morfología estratiforme, encajando en las areniscas triásicas del rodeno (Buntsandstein) en el término municipal de Alfondeguilla. La paragénesis incluye asbolanas, carbonatos de cobre y cinabrio terroso, con ganga de carbonatos. Su edad es alpina (Tritlla y Cardellach, 2003).

En relación a las dolomías del Muschelkalk, existe un indicio de plomo (galena) de morfología desconocida, en el término municipal de Segorbe, paraje de Peñas Blancas (IGME, 1973).

6.1.2. Rocas y minerales industriales

El sector de las rocas y minerales industriales adquiere mayor importancia en la Hoja (ITGE, 1998).

En término municipal de Segorbe existen numerosas explotaciones de arcilla en la facies Purbeck, la mayoría de ellas abandonadas en la actualidad. Se trata de las arcillas de Geldo, empleadas en la industria cerámica de Castellón.

Otros puntos de extracción de arcillas se localizan en Chilches (Muschelkalk medio) y Algimia de Alfara (Mioceno) donde se benefician margas arcillosas que se destinan a la industria cementera.

En la terraza del río Palancia existe una gravera, actualmente abandonada, en la zona de Albalat dels Tarongers.

Las areniscas rodenas se explotaron como material de construcción en pequeñas explotaciones en la zona de Estivella y Gátova. Actualmente existe tan solo una cantera activa de pequeñas dimensiones en término de Albalat dels Tarongers.

Existen tres indicios filonianos de baritina ligados a las areniscas del Buntsandstein, todos abandonados y de escasas reservas. La baritina frecuentemente acompaña como ganga a las mineralizaciones de Hg-Co ya comentadas.

Las mayores explotaciones, algunas de ellas activas en la actualidad, se centran en el beneficio de caliza y dolomía.

Las dolomías y calizas dolomíticas del Muschelkalk son explotadas en Xilxes, Sagunto (Cantera Montiver) y Estivella como árido de trituración para obras públicas.

Las calizas del Lías se explotan en Xilxes y Vall d'Uxó para la fabricación de cal. Las calizas del Dogger se explotan en la montaña de La Pedrera, Sagunto, por la compañía Asland-Lafarge para la fabricación de cemento en su planta de Puerto de Sagunto.

Por último, existen numerosas explotaciones de yeso, de las que son activas tres en la actualidad, concentradas casi todas en los términos municipales de Segorbe y Sot de Ferrer. Se destina para la fabricación de yeso y como aditivo en la industria cementera.

6.2. HIDROGEOLOGÍA

Los materiales acuíferos presentes en la Hoja corresponden fundamentalmente a litologías calcáreas de edad mesozoica y litologías arenosas de edad cuaternaria.

Los acuíferos de la Hoja se agrupan en las siguientes Unidades Hidrogeológicas:

- U.H. nº 8.20 Medio Palancia
- U.H. nº 8.21 Plana de Sagunto

Las características de las mismas se resumen a continuación.

6.2.1. U.H. 8.20 Medio Palancia

Constituida por calizas y calizas dolomíticas de edad triásica (Muschelkalk) y jurásica, con un espesor variable entre 130 y 230 m, ocupa la mayor parte de la Hoja, salvo en el sector más oriental, ocupadas por las Unidades litorales detríticas de las Planas de Sagunto (UH 8.21) y, muy escasamente, al NE, la Plana de Castellón (UH 8.12).

El muro impermeable del acuífero lo constituyen niveles arcillosos triásicos. El límite con la UH 8.21- Plana de Sagunto es abierto, al igual que con el de la UH 8.12-Plana de Castellón.

Se trata de acuíferos de carácter cárstico, con una transmisividad entre 50 y 250 m²/d, (aunque ocasionalmente se pueden alcanzar los 1.000 m²/d) y caudales específicos entre 1 y 5 l/s/m.

La explotación tiene como finalidad el abastecimiento urbano e industrial y agrícola, con una demanda de 40 hm³/a para uso agrícola y de 2 hm³/a para abastecimiento.

El nivel piezométrico oscila entre los 320 msnm y los 40 msnm, con tendencia al descenso en el sector septentrional y con una circulación de flujo subterráneo de componente SE, con un gradiente hidráulico de 2%.

Dentro de la presente Hoja, se localizan 4 puntos (piezómetros) que pertenecen a la Red Oficial de Control de piezometría en esta Unidad Hidrogeológica, cuyas características se recogen en la tabla 5.

Nº U.H.	CÓDIGO OFICIAL	TOPONIMIA DEL PUNTO (y otro código)	XUTM	YUTM	Z	PROF. OBRA (m)	ACUÍFERO CONTROLADO
08.20	08.20.014	292630007	729054	4404624	185	370	Calizas y dolomías del Muschelkalk
08.20	08.20.011	292670055	730619	4399114	120	190	Calizas Muschelkalk
08.20	08.20.009	CANELLES. 292640094	738086	4407595	58	86	Calizas Jurásico Superior
08.20	08.20.010	CERVEROLA Nº 1. 292630019	732350	4406900	200	378	Calizas del Muschelkalk

Tabla 5.- Puntos piezométricos en la Unidad Hidrogeológica de Medio Palancia (Fte.: CHJ, 2004)

En cuanto a la calidad de las aguas, éstas presentan una facies hidroquímica de carácter sulfatado cálcico magnésico, que ocasionalmente pasa a facies cloruradas sódicas a cálcico-sódicas (en sectores cerca del límite oriental). La evolución de la conductividad de las aguas se refleja en la figura 11.

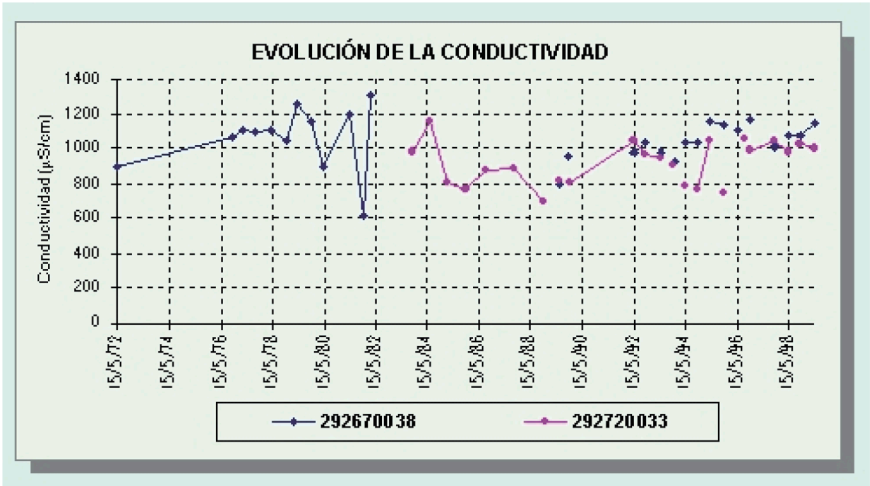


Figura 11. - La evolución de la conductividad de las aguas en la Unidad Hidrogeológica de Medio Palancia. Fte.: IGME, 1999

Se ha detectado contaminación por nitratos en la zona de Castellnovo, Soneja, Sot de Ferrer principalmente en las zonas de regadíos. La existencia de domos salinos produce una contaminación de origen natural por sulfatos, en las formaciones del Muschelkalk. En la zona del límite oriental del acuífero y manantial de Soneja, se ha detectado cierta contaminación producida por actividades industriales (Plomo, elementos pesados y detergentes) (IGME, 1999)

La evolución del contenido en nitratos a partir de datos de puntos de la red de control de calidad del IGME se refleja en la figura 12.

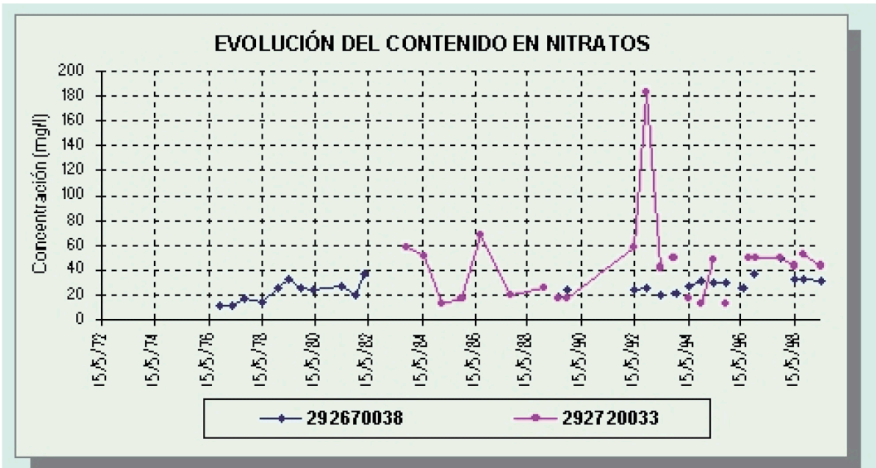


Figura 12.- Evolución del contenido en nitratos en la Unidad Hidrogeológica de Medio Palencia (Fte.: IGME, 1999)

6.2.2. U.H. 8.21 Plana de Sagunto

Se extiende por el borde oriental de la hoja, salvo en la esquina NE, ocupada por la UH 8.12 Plana de Castellón.

Los materiales acuíferos son arenas y conglomerados de edad pliocuaternaria, que configuran el acuífero superior, mientras que bajo éste se encuentra un acuífero calcáreo, constituido por calizas dolomíticas del Muschelkalk y Jurásico.

Estos acuíferos están separados por una formación arcillosa de espesor creciente hacia el mar.

El acuífero pliocuaternario tiene un espesor variable que puede llegar a alcanzar de 70 a 100 m, mientras que en el acuífero carbonatado profundo el espesor oscila entre 50 y 400 m. Este último tiene un carácter discontinuo ya que en ocasiones no aparece, encontrándose las formaciones impermeables del Keuper o Buntsandstein.; el acuífero superior es abierto en todos sus límites, existiendo conexión hidráulica con las Unidades limítrofes: UH 8.20-Medio Palencia, al oeste, UH 8.12-Plana de Castellón, al norte, y UH 8.25-Plana de Valencia, al sur, y abierto hacia el mar, hacia el que drena.

Es una Unidad de carácter mixto, (cárstico y detrítico) en la cual se explotan tanto el acuífero superior detrítico como el inferior, calcáreo.

La explotación de los recursos tiene como finalidad principal el uso agrícola, que suponen más de un 95% de las extracciones.

El nivel piezométrica varía entre los 50 msnm y 1 msnm, produciéndose las depresiones de nivel por debajo del nivel del mar en las proximidades de Sagunto y de Canet de Berenguer. El flujo subterráneo tiene dirección ONO-ESE, con un gradiente de 1%.

En esta Unidad, y dentro de la Hoja, hay 3 puntos (piezómetros) que pertenecen a la Red Oficial de Control de piezometría, cuyas características se recogen en la tabla 6.

Nº U.H.	CÓDIGO OFICIAL	TOPONIMIA DEL PUNTO (y otro código)	XUTM	YUTM	Z	PROF. OBRA (m)	ACUÍFERO CONTROLADO
08.21	08.21.035	292670060	732581	4397266	70	216	Calizas del Muschelkak
08.21	08.21.005	292680092	735661	4399620	17,47	26,66	Detrítico Pliocuaternario
08.21	08.21.004	292680143	734064	4403700	100	27	Detrítico Pliocuaternario

Tabla 6.- Puntos piezométricos en la Unidad Hidrogeológica de Plana de Sagunto (Fte.: CHJ, 2004)

La tendencia histórica de la evolución piezométrica se observa en la figura 13.

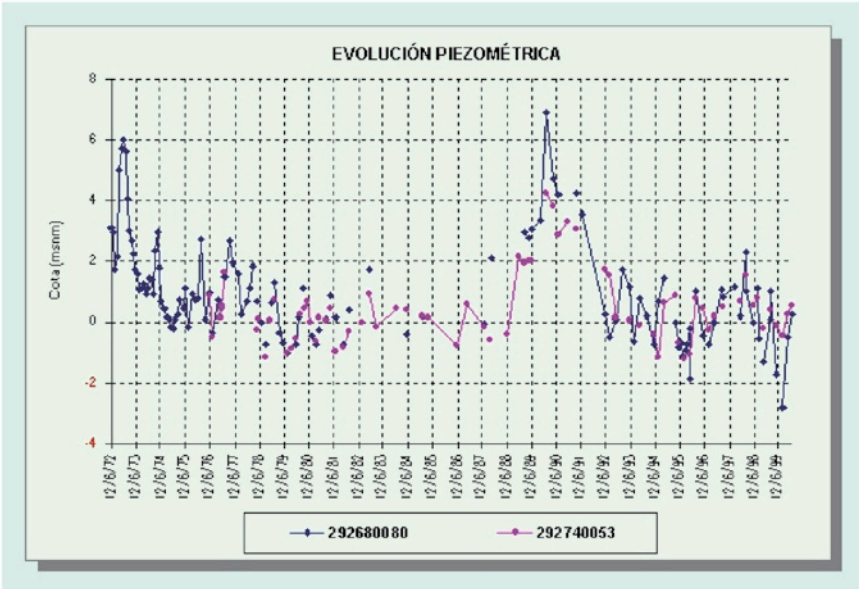


Figura 13.- Evolución piezométrica en la Unidad Hidrogeológica de Plana de Sagunto (Fte.: IGME, 1999)

Respecto a la calidad química, las aguas subterráneas presentan una facies sulfatada cálcico-magnésica (en zonas del interior) y clorurada cálcico-sódica (en el litoral, al SE de Favara y NE de Puzol). En las siguientes figuras, se muestra la evolución de la conductividad (figura 14) y del contenido en nitratos (figura15) en dos puntos pertenecientes a la Red de control de calidad del IGME.

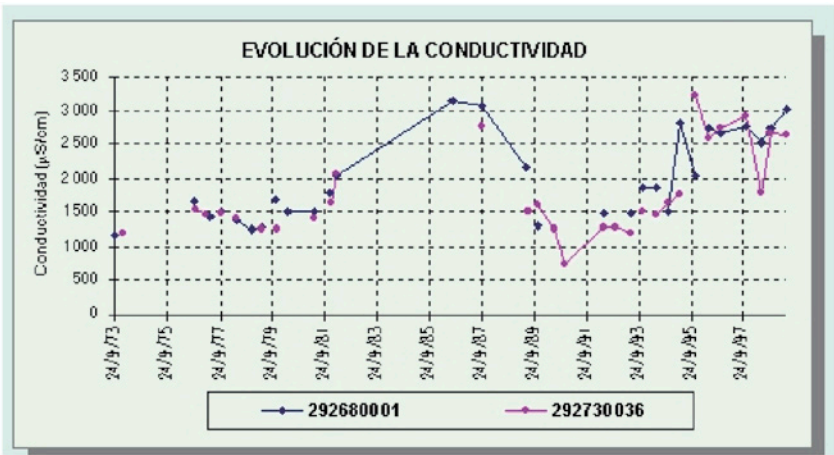


Figura 14- Evolución de la conductividad de las aguas en la Unidad Hidrogeológica de Plana de Sagunto (Fte.: IGME, 1999)

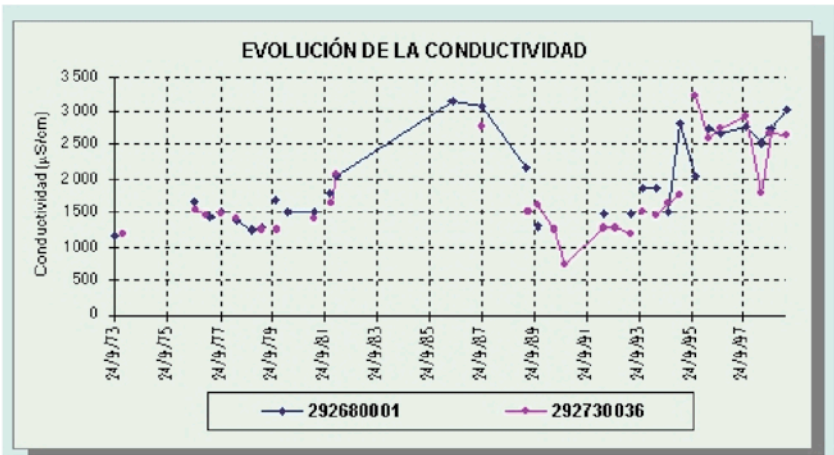


Figura 15.- Evolución del contenido en nitratos en la Unidad Hidrogeológica de Plana de Sagunto (Fte.: IGME, 1999)

Se han detectado niveles de contaminación en las aguas debidas a la intrusión marina, en la zona del Puerto de Sagunto-Puzol, y el sureste de Favara (IGME, 1999) así como contaminación de origen industrial en la zona de Puçol.

7. PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Se han seleccionado dos puntos de interés geológico.

El PIG nº 1 se localiza en el borde oriental de la Hoja y constituye el denominado Marjal de Almenara. Se trata de una zona palustre de indudable interés naturalístico, poblada de aves acuáticas, que se nutre de manantiales que brotan al pie de los relieves del Trías y que constituyen la zona de descarga de los acuíferos carbonatados de la misma edad. Este PIG, por su contenido, tiene un interés hidrogeológico y geomorfológico alto. Por su utilización tiene un interés científico alto. Su influencia es nacional.

El PIG nº 2 se localiza junto a la ciudad de Vall d'Uixó, a las afueras en la carretera que conduce a Segorbe. Se denomina Grutas o Coves de Sant Josep. Se trata de un sistema kárstico explotado turísticamente desde hace años, que se ubica en las dolomías del Muschelkalk. En el interior de la gruta existe un lago que actualmente se mantiene artificialmente mediante bombeos periódicos. Forma parte de los acuíferos triásicos carbonatados de la vertiente meridional de la Sierra de Espadán. Este PIG, de manera similar al anterior tiene, por su contenido, un interés hidrogeológico y geomorfológico alto. Por su utilización tiene un interés turístico alto y científico medio. Por su influencia, su interés es regional.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M., PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1976): "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trab. Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29.
- ALVARO, M., CAPOTE, R. Y VEGAS, R. (1979): "Un modelo de evolución tectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-181.
- ARCHE, A., RAMOS, A. Y SOPEÑA, A. (1983): "El Pérmico de la Cordillera Ibérica y bordes del Sistema Central. En: *Carbonífero y Pérmico de España*". C. Martínez Díaz (Ed.), IGME, Madrid, 423-438.
- ARCHE, A. Y LÓPEZ GÓMEZ, J. (1992): "Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica". *Cuad. Geol. Ibérica*, 16, 29-57.
- ARCHE, A. Y LÓPEZ GÓMEZ, J. (1996): "Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain". *Tectonophysics*, 266, 443-464.
- ARCHE, A. Y LÓPEZ GÓMEZ, J. (1999): "Tectonic and geomorphic controls on the fluvial styles of the Eslda Formation, Middle Triassic, Eastern Spain". *Tectonophysics*, 315, 187-207.
- ARCHE, A. AND LÓPEZ GÓMEZ, J. (1999): "Subsidence rates and fluvial architecture of the rift-related Permian and Triassic alluvial sediments of the southeastern Iberian Range, eastern Spain". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 28, 283-304.
- BOTELLA, F. (1854): "Ojeada sobre la geología del reino de Valencia". *Rev. Minera*, 5, 562-573.
- DEL VAL MELÚS, J (1988). "Factores que controlan los procesos de erosión-sedimentación". En: *Riesgos Geológicos. Iº Curso de Riesgos Geológicos, ITGE*, pp 153-161.
- DIRECCIÓN GENERAL DEL INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGÍA. (2004). "Datos medios de precipitación y temperaturas del período comprendido entre 1971-2000". *Centro territorial de Valencia*.
- DOUBINGER, J.; LÓPEZ GÓMEZ, J. AND ARCHE, A. (1990): "Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the southeastern Iberian Range, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel)", Spain. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 66, 25-45.
- ESTRELA, M. J. (1986). "Terrazas y glacis del Palancia medio". *Cuadernos de Geografía*, 38, pp 93-108
- FERRER GIJÓN, M. (1988). Deslizamientos, desprendimientos, flujos y avalanchas. En: *Riesgos Geológicos. Iº Curso de Riesgos Geológicos, ITGE*, pp 175-192.
- FONTBOTÉ, J. M., GUIMERÀ, J., ROCA, E., SÀBAT, F., SANTANACH, P. Y FERNÁNDEZ-ORTIGOSA, F. (1990): "The cenozoic geodynamic evolution of the Valencia Trough (Western Mediterranean)". *Rev. Soc. Geol. España*, 3 (3-4), 249-259.

- GARAY, P. (2000): "El dominio Triásico Espadán-Calderona. Contribución a su conocimiento geológico e hidrogeológico". *Tesis doctoral Univ. de Valencia*, 692 pp.
- GARZÓN HEYDT, G (1988). "Geología y dinámica fluvial". *En: Riesgos Geológicos. Iº Curso de Riesgos Geológicos, ITGE*, pp 123-129.
- GIBBONS & MORENO ED. (2002): "The Geology of Spain". *Geol. Soc. of London*.
- GUIMERÀ, J. (1988): "Estudi estructural de l'enllaç entre la Serralada Ibèrica i la Serralada Costanera Catalana". *Tesis Univ. Barcelona*, 600 pp.
- GUIMERÀ, J. Y ALVARO, M. (1990): "Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne ibérique et la Chaîne côtière catalane (Espagne)". *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, n° 2, 339-348.
- GÓMEZ, J. J. (1979): "El Jurásico en facies carbonatadas del Sector Levantino de la Cordillera Ibérica". *Seminarios de Estratigrafía, serie Monografías*, 4, 686 pp.
- GÓY GÓY, J. L. (1978). "Estudio geomorfológico del cuaternario litoral valenciano". *Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid*, 3 tomos
- GÓY, A.; GÓMEZ, J. J. Y YÉBENES, A. (1976): "El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (mitad norte). I. Unidades litoestratigráficas". *Est. Geol.*, 32, 391-432.
- GUTIÉRREZ, M Y PEÑA MONNÉ, J. L. (1994). "Cordillera Ibérica". *En: Mateo Gutiérrez Elorza, coord. Geomorfología de España. Ed.Rueda*, pp 251-286.
- IGME (1973): "Mapa metalogenético de España, E. 1:200.000 Valencia"
- IGME (1974): "Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000. Hoja 668 (Sagunto)". 28 pp.
- IGME (1985): "Mapa geológico de España, E. 1:200.000 Llíria". 125 pp.
- IGN (2003): "Base de datos sísmicos".
- ITGE (1998): "Mapa de rocas y minerales industriales, E. 1:200.000 Valencia". 123 pp.
- LIESA, C. L. (1999): "Fracturación y campos de esfuerzos compresivos alpinos en la Cordillera Ibérica y el NE peninsular". *Tesis doctoral, Univ. Zaragoza*, 765 pp.
- LÓPEZ-GETA, J. A; JENENT ALONSO, M; BALLESTEROS NAVARRO, B; BATLLE GARGALLO, A; ÁLVAREZ SECO, A; CASAS RUIZ, S Y SEBASTIÁN ALAFONT, L. (1989). "Manuales de Utilización de Acuíferos. Planas de Castellón y Sagunto". *ITGE*. 19 p.

- LÓPEZ GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1986): "Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector sureste de la Rama castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia)". *Est. Geol.*, 42, 259-270.
- LÓPEZ GÓMEZ, J.; ALONSO, A.; MAS, R. Y ARCHE, A. (1988): "La formación Dolomías de Landete (Triásico medio). Un ejemplo de rampa somera, su evolución y diagénesis. Provincias de Cuenca y Valencia". *Est. Geol.*, 44, 219-232.
- LÓPEZ GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1988): "Algunas consideraciones sobre la facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca, Teruel, Castellón y Valencia)". *Publ. Geol. II Cong. Geol. Esp., Granada*, 1, 111-114.
- LÓPEZ GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1992 a): "Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico inferior y medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica". *Est. Geol.*, 48, 123-143.
- LÓPEZ GÓMEZ, J. AND ARCHE, A. (1992 b): "Paleogeographical significance of the Rött (Anisian, Triassic) Facies (Marines clays, muds and marls Fm) in the Iberian ranges, eastern Spain". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91, 347-361.
- LÓPEZ GÓMEZ, J. AND ARCHE, A. (1993): "Architecture of the Cañizar fluvial sheet sandstones, Early Triassic, Iberian ranges, Eastern Spain". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 17, 363-381.
- LÓPEZ GÓMEZ, J. Y ARCHE, A. (1994): "El Triásico y Pérmico del sector SE de la Cordillera Ibérica". A. Arche (Ed.), *Cuenca*, 70 pp.
- LÓPEZ GÓMEZ, J., ARCHE, A., CALVET, F. AND GOY, A. (1998): "Epicontinental marine carbonate sediments of the Middle and Upper Triassic in the westernmost part of the Tethys Sea, Iberian Peninsula". *Zbl. Geol. Paläont. Teil I.* 9-10, 1033-1084.
- LÓPEZ GÓMEZ, J., ARCHE, A. AND PÉREZ LÓPEZ, A. (2002): "Permian and Triassic. In: The Geology of Spain". W. Gibbons and T. Moreno (Eds.). *Geological Society London*, 186-212.
- MARTÍNEZ GALLEGU, J., GOY, J. L. Y ZAZO, C. (1987): "Un modelo de mapa neotectónico en la región nororiental de la provincia de Valencia (España)". *Estudios geol.*, 43, 57-62.
- MUÑOZ, A. Y DE VICENTE, G. (1998): "Origen y relación entre las deformaciones y esfuerzos alpinos de la zona centro-oriental de la Península Ibérica". *Rev. Soc. Geol. España*, 11:57-70.
- ORTÍ CABO, F. (1973): "El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, petrología y paleogeografía de la cuenca". *Tesis doctoral, Univ. Barcelona*, 174 pp.
- ORTÍ CABO, F. (1974): "El Keuper del Levante español". *Est. Geol.*, 37, 7-46.
- ORTÍ CABO, F. Y PÉREZ LÓPEZ, A. (1994): "El Triásico superior de Levante". A. Arche (Ed.), *Cuenca*, 63 pp.

- ORTÍ CABO, F. Y VAQUER, R. (1980): "Volcanismo jurásico del sector valenciano de la Cordillera Ibérica. Distribución y trama estructural". *Acta Geol. Hisp.*, 18, (2), 139-145.
- PÉREZ CUEVA, A. J. (1988). "Geomorfología del sector Ibérico valenciano, entre los ríos Mijares y Turia". *Universidad de Valencia*, 217 p.
- RIBA, O. Y RIOS, J. M. (1960-62): "Observations sur la structure du secteur sud-ouest de la Chaîne Iberique (Espagne)". *Livre Mém. P. Fallot. Mém. Soc. Géol. France*, 1, 257-290.
- RITCHTER, G. Y TEICHMULLER, R. (1933): "Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. Beit. Geol. West". *Mediterr. 9-11. Abh. Gessell. Wiss. Gottingen, Math.-Phys.*, 7, 1-118.
- ROYO GÓMEZ, J. (1926): "Notas geológicas de la provincia de Valencia". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26, 66-87.
- SCHUMM, S. A. (1977). "The fluvial System". *John Wiley, N Y*, 337 p.
- SEGURA BELTRÁN, F. (1995). "El cuaternario continental en las tierras septentrionales valencianas". En: *El Cuaternario del País Valenciano. AEQUA. Universitat de València. Departament de Geografia.*, pp 83-96.
- SIMÓN, J. L. (1984): "Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica oriental". *Tesis Univ. Zaragoza. Inst.Est. Turolenses*. 269 pp.
- SOLÉ DE PORTA, N. Y ORTÍ CABO, F. (1982): "Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia". *Acta Geol. Hisp.*, 17, (3), 185-191.
- SOPENA, A.; DOUBINGER, J.; RAMOS, A. Y PÉREZ-ARLUCEA, M. (1995): "Palynologie du Permian et du Trias dans le centre de la Peninsule Iberique". *Sci. Géol. Bull.*, 48, 119-157.
- TRITLLA, J. Y CARDELLACH, E. (2003): "Ba-Hg deposits in the Espadán ranges (Iberian Chain, Eastern Spain): an example of Cretaceous fluid circulation and Alpine overprinting". *J. of Geoch. Explor.*, 78-79, 579-584.
- VEGAS, R. (1992): "The Valencia trough and the origin of the western Mediterranean basins". *Tectonophysics*, 203, 249-261.
- VIALARD, P. (1973): "Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Iberique sudoccidentale". *Tesis Doctoral Univ. Toulouse*, pp. 445.
- VILANOVA, J. (1881): "Reseña geológica de la provincia de Valencia". *Bol. Soc. Geográfica Madrid*, 11, pp.116-137.

