

ANEJO Nº 2.- GEOLOGÍA

ÍNDICE DEL ANEJO Nº 2

1.-	INTRODUCCIÓN Y LOCALIZACIÓN	3
2.-	TRABAJOS REALIZADOS	4
3.-	ENCUADRE GEOLÓGICO.....	5
3.1.-	LITOESTRATIGRAFÍA.....	7
3.2.-	RECUBRIMIENTO CUATERNARIO	15
3.3.-	TECTÓNICA	18
3.4.-	GEOMORFOLOGÍA.....	23
4.-	HISTORIA GEOLÓGICA	26
5.-	HIDROGEOLOGÍA	27
6.-	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO.....	28
7.-	GEOLOGÍA DE LAS NUEVAS ZONAS URBANIZABLES	31

APÉNDICE 1.-MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA. ESCALA ORIGINAL 1:50.000 (IGME)

APÉNDICE 2.-CARTOGRAFÍA TEMÁTICA DE ASTURIAS.MAPA LITOLÓGICO. ESCALA ORIGINAL 1:25.000 (INDUROT)

ANEJO Nº 2.- GEOLOGÍA

1.- INTRODUCCIÓN Y LOCALIZACIÓN

El presente anejo se realiza con el objetivo de exponer una visión general de la geología del concejo de Tapia de Casariego para el Informe de Sostenibilidad Ambiental de dicha zona.

El Concejo de Tapia de Casariego está situado en la costa occidental asturiana, en el noroeste de la Península Ibérica. Limita al norte con el Mar Cantábrico, al este con el concejo de El Franco, y al Sur y al Oeste con el de Castropol. Tiene una superficie de 65,99 Km², con una población de 4.455 habitantes, siendo su clima suave con precipitaciones débiles poco frecuentes.



Ilustración 1.- Concejo de Tapia de Casariego y sus municipios vecinos.

El Concejo de Tapia se articula en cuatro parroquias:

- Campos y Salave
- La Roda
- Serantes
- Tapia de Casariego

Siendo la de Tapia la que mayor número de personas tiene, representando más de la mitad del total. Por último, en cuanto a su población se refiere, hay que comentar el efecto turístico que se produce en todo el concejo, llegando a aumentar de manera considerable su población en un gran tanto por ciento durante las épocas estivales.

2.- TRABAJOS REALIZADOS

Este tipo de análisis geológico, elaborado en gabinete, permitió conocer el contexto geológico en el que se enmarca Tapia de Casariego, para lo cual fueron consultadas diferentes publicaciones de referencia, entre las que se encuentran:

- *Mapa Geológico de España (MAGNA) a escala 1:50.000, Hoja 10 (Ribadeo). IGME (1976).*
- *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000. Hoja 2 (Avilés). IGME (1991).*
- *Mapa Geotécnico de España: Escala 1:200.00 Hoja 2 (Avilés). IGME*
- *Cartografía temática Ambiental de Asturias. Mapa litológico Escala 1:25.000. Tapia de Casariego (10 – IV) INDUROTEC (1995)*
- *Bastida, F. y Pulgar, J.A.- La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa Cantábrica, NW de España). Trabajos de Geología 10. (1978).*
- *Marcos, A. Y Pérez-Estaún, A. - La estratigrafía de la Serie de los Cabos en la zona de Vegadeo (Zona Asturoccidental-Leonesa, Nw de España). Trabajos de Geología 11. (1981).*

- Zamarreño, I.- *Estratigrafía del Paleozoico en el Macizo Ibérico. En: Libro Jubilar. J.M. Ríos. Geología de España. Tomo I. IGME (1983).*
- Julivert, M.- *La estructura de la Zona Asturoccidental-leonesa. En: Libro Jubilar. J.M. Ríos. Geología de España. Tomo I. IGME (1983).*
- Aramburu, C. y Bastida, F. (editores). - *Geología de Asturias TREA S.L. (1995).*
- INDUROT KRK Editores Principado de Asturias (editores).- *Riesgos Naturales en Asturias. (2003).*
- Terente, L. M., Dámaso B. Moreiras Blanco y Marcos Pascual, C. – *Morfología de las alteraciones y los contenidos de Oro del yacimiento aurífero de Salave. (2000).*

También se ha analizado la información suministrada por diversos informes Geológico-Geotécnicos en el entorno y que se sitúan sobre materiales semejantes y en el mismo contexto geológico.

En este caso es de destacar la información suministrada, respecto a las características del substrato rocoso de la zona, por el “Anejo Geología y Geotecnia del Proyecto de la Senda costera de Tapia de Casariego” realizado por Tecnia, Asimismo el “Anejo B-3 Autovía A-8. Tramo Otur- Límite Provincia de Lugo” del Ministerio de Fomento.

3.- ENCUADRE GEOLÓGICO

El Concejo de Tapia de Casariego, se sitúa en la parte noroccidental de Asturias, muy próxima a la Ría de Ribadeo. Su contexto geológico general viene definido por su pertenencia a la denominada Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL), una de las grandes zonas geológicas en las que dividieran, inicialmente LOTZE (1945) y posteriormente JULIVERT (1972), el Macizo Ibérico.

La ZAOL constituye, dentro de la rama N del Macizo Herciniano Ibérico, una región de transición entre las zonas externas de la cordillera (Zona Cantábrica), en las que no se ha desarrollado ni esquistosidad, ni metamorfismo, ni magmatismo apreciables, y las zonas internas (Galicia media y occidental), en las que los procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo han sido muy importantes.

La ZAOL presenta una estratigrafía caracterizada por poseer un gran espesor de los materiales pertenecientes al Paleozoico Inferior (Cámbrico y Ordovícico, principalmente), cuya naturaleza es esencialmente siliciclástica. Desde el punto de vista estructural es notable la existencia de abundantes pliegues, que llegan a ser acostados y de gran amplitud más al oeste de la zona de estudio. En cuanto al metamorfismo, presenta un carácter generalizado, aunque con un grado de desarrollo bajo en esta área.

Esta Zona se encuentra dividida en tres grandes dominios o unidades (Marcos, 1973), que de Este a Oeste son:

- Dominio del Navia y Alto Sil.
- Dominio del Manto de Mondoñedo.
- Dominio del Caurel - Truchas.

De acuerdo con la subdivisión en dominios que se ha realizado para la Zona Asturoccidental-leonesa, la zona de estudio ocupa la mitad norte del Dominio del Navia y Alto Sil y la parte nororiental del Dominio del Manto de Mondoñedo (Marcos 1973) (Ilustración 2).

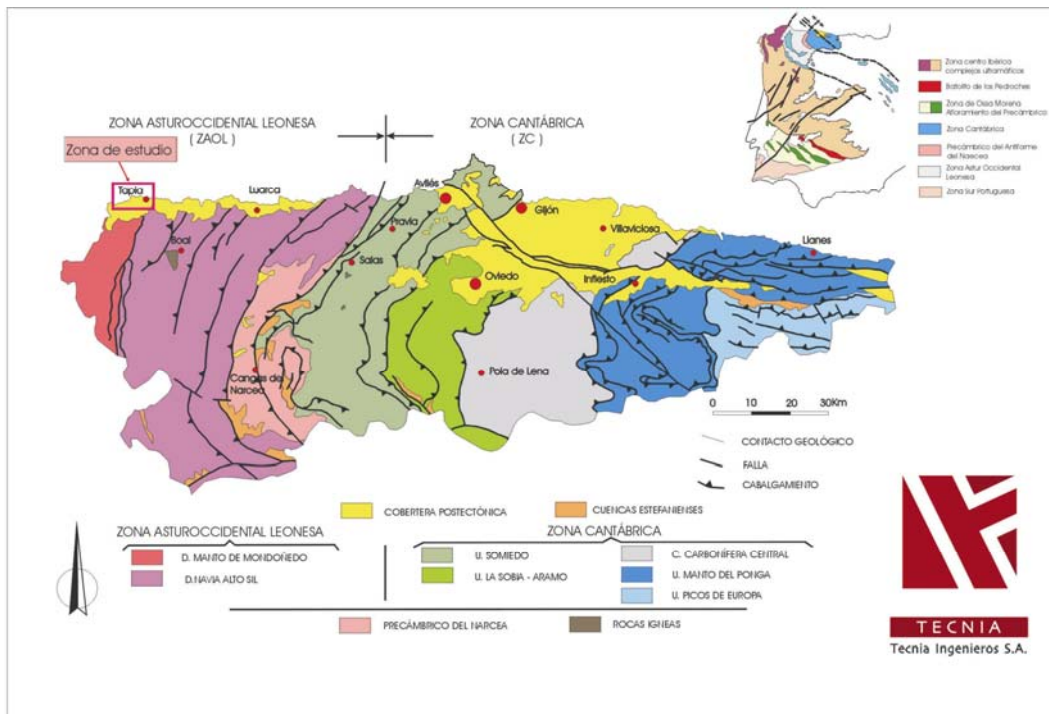


Ilustración 2.- Zonación geológica de Asturias. (Tomado de Aramburu y Bastida, 1995).

La Unidad del Navia y Alto Sil y la Unidad del Manto de Mondoñedo se encuentran separadas por el Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, que aparece cerca de la costa en las inmediaciones de Tapia de Casariego y prosigue hacia el sur atravesando la región de Los Oscos.

La Unidad del Manto de Mondoñedo está constituida por el apilamiento de grandes pliegues acostados con una vergencia general hacia el Este, que se encuentran cortados por cabalgamientos y replegados por ondulaciones suaves. Este tipo de relaciones geométricas entre las diferentes estructuras de la zona se repite a escalas menores, hasta la microscópica, indicando una evolución de la estructura en la que pueden distinguirse tres episodios o fases principales de deformación (Marcos, 1973). Esto se traduce, además de en una compleja estructura, en la presencia de esquistosidad y metamorfismo.

La Unidad del Navia y Alto Sil se encuentra delimitada por dos accidentes tectónicos: por el Este cabalga sobre la Zona Cantábrica y por el oeste y suroeste es cabalgado por unidades correspondientes al Dominio del Manto de Mondoñedo. Constituye claramente un surco en el que se alcanzan los máximos espesores del Paleozoico inferior, el cual se representa casi completo. Hacia su parte externa los materiales paleozoicos se apoyan discordantemente sobre un substrato Precámbrico de naturaleza pelítica.

En cuanto al metamorfismo regional, el área de Tapia presenta un metamorfismo de bajo grado en facies de los esquistos verdes, encontrándose dentro del ámbito correspondiente a la Isograda de la clorita. No obstante, en el entorno de la playa de Represas se deja sentir un metamorfismo de contacto asociado a la cercana intrusión ígnea de Salave relacionada con el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo.

3.1.- LITOESTRATIGRAFÍA

En el ámbito de este informe se reconocen la presencia de materiales de edad Cambro-Ordovícica, pertenecientes a las denominadas Serie de Los Cabos y a la Formación Agüeira, así como de materiales cuaternarios que conforman el recubrimiento superficial (Ilustración 3).

En cuanto a las rocas ígneas se observa la presencia de una granodiorita que se sitúa al Este del concejo, en la zona de Salave y la playa de represas.

- Pizarras con Trilobites. Presenta un contacto gradual con la Formación Vegadeo sobre la cual se sitúa, y está constituida por pizarras verdes y en ocasiones margas del mismo color; existiendo por otra parte delgados niveles de areniscas. En este miembro se han citado abundantes yacimientos fosilíferos de Trilobites y su espesor es de unos 200 metros si bien en algunos lugares podría ser mayor. La presencia de estos fósiles ha servido para datarla como Cámbrico medio.
- Capas de Bres. Posee un espesor de unos 800 metros constituido por areniscas blancas de grano fino que presentan unas características muy similares en todo el miembro.
- Capas de Taramundi. Se encuentra dividido en dos partes.
 - Parte inferior de 100 metros de espesor constituido por alternancia de pizarras y areniscas. Las pizarras son más abundantes que las areniscas, y éstas se presentan en bancos delgados de 20 cm de espesor máximo.
 - Parte superior de 1200 metros de espesor aproximado formado por pizarras grises azuladas con escasas laminaciones de areniscas. La naturaleza pizarrosa de esta parte superior es mayor que la parte inferior. Cerca del techo aparece una roca volcánica interestratificada y discontinua de naturaleza diafásica.
- Capas inferiores del Eo. Espesor de 200 metros formado por cuarcitas, areniscas y pizarras alternantes.
- Capas superiores del Eo. Constituyen el nivel culminante de la Serie de los Cabos y se trata de cuarcitas blancas de unos 50 metros de espesor. Este nivel es fácilmente observable y constituye un buen nivel de referencia.

El entorno de Tapia se encuentra sobre el miembro de Capas de Bres. Este miembro está constituido por areniscas y cuarcitas entre las que se intercalan algunas *siltitas* y pizarras. Las areniscas y cuarcitas son claras en corte fresco, con tonos grises o verdosos, de grano fino y espesores de estratos que oscilan entre los 10 y 40

cm. Los estratos de estas areniscas suelen presentar una geometría tabular. En cuanto a las pizarras, estas son oscuras, grises o verdes, y suelen estar limitadas a espesores muy pequeños.

- **Características sedimentológicas**

Desde el punto de vista sedimentológico, la Serie de los Cabos se caracteriza por el desarrollo de sedimentos marinos poco profundos, depositados en medios de llanuras mareales a plataformas abiertas. La procedencia de los aportes terrígenos, al menos para las Capas de Bres, es del Este.

Las características sedimentológicas más importantes de los diferentes miembros de la Serie de los Cabos son:

- Las Pizarras con Trilobites poseen un alto porcentaje de barro (superior al 70%).
- Las Capas de Bres poseen un porcentaje de arena por lo general superior al 70%, no existiendo variaciones notables en composición con la salvedad de una intercalación pizarrosa. La geometría de las capas es claramente tabular y presentan estructuras inorgánicas, de la que la más frecuente es la laminación paralela, que aparece siempre, también se observan de forma esporádica estratificaciones tabulares de bajo ángulo y menos frecuentemente laminaciones tipo “wavy”. La granoclasificación es prácticamente inexistente y se pueden llegar a observar lineaciones primarias de corriente y a veces ripples. La bioturbación es bajísima, no llegando al 10%.
- En las Capas de Taramundi el porcentaje de barro y limo sobre arena es superior al 80%.
- En las capas inferiores del Eo el porcentaje de arena sobre limo arcilla es muy elevado (mayor del 70%). La geometría de las capas suele ser tabular aunque puede llegar a ser irregular. Aparecen numerosas estratificaciones cruzadas tabulares y “through” de bajo ángulo. Los ripples son

relativamente frecuentes y existen laminaciones paralelas y “wave”. La granoclasificación es escasa y la bioturbación llega hasta un 20%.

- Las cuarcitas de las capas superiores del Eo presentan una geometría tabular así como estratificación cruzada y laminación paralela. Contienen abundantes pistas fósiles, especialmente Cruziana.

3.1.2.- Formación Agüeira

Desde el punto de vista litológico se encuentra constituida por una alternancia de areniscas, limolitas y pizarras negras, presentándose localmente algún nivel de cuarcitas.

Las capas de arenisca muestran siempre una estratificación regular y su espesor es por lo general delgado, llegando raramente a sobrepasar los 50 cm. Dada su composición, estas areniscas pueden ser consideradas como grauwackas; están constituidas por granos detríticos cementados por una matriz arcillosa que en ocasiones representa más del 50% del total de la muestra. Esta matriz es un agregado microcristalino compuesto por moscovita, clorita y cuarzo, y su composición original se encuentra alterada por el metamorfismo regional, el tamaño de grano es muy fino, ya que raramente superan la fracción correspondiente a la arena muy fina.

La relación arenisca o limolita/pizarra varía mucho de unas localidades a otras y cuando es muy baja, la diferenciación cartográfica de la formación puede llegar a ofrecer dificultades.

Dado el contraste que representa en relación con el resto de las formaciones del Paleozoico inferior en la Zona Asturoccidental-leonesa, la característica más destacable de esta formación es su marcada carácter turbidítico.

3.1.3.- Complejo intrusivo de Porcía-Salave-Represas

Las rocas Plutónicas del Municipio de Tapia de Casariego comprenden los pequeños Plutones o Stocks de Salave y Porcía y el apuntamiento menor de Represas. Éstos afloran a lo largo de la franja costera, entre el río Porcía y Tapia de Casariego, muy próximos entre si y alineados en dirección Este-Oeste.

En torno a estas intrusiones se desarrolla una importante aureola de metamorfismo de contacto que no alcanza gran extensión en la parte de Porcía, pero que se prolonga notablemente hacia Tapia de Casariego.

Tanto la aureola como el conjunto de afloramientos plutónicos cortan las estructuras Variscas, de las cuales la más importante es el cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, que aparece enmascarado por el Plutón de Salave en la zona costera.

Las intrusiones de Tapia representan las manifestaciones más internas del magmatismo Calcoalcalino tardivarisco, y están formadas por rocas de tipo gabroico y por variedades más ácidas, principalmente granodioritas.

- **Plutón de Salave**

Ocupa una superficie aproximada de 5 km² y esta compuesto por granodioritas de grano medio formadas esencialmente por plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico y biotita como mineral ferromagnesiano principal, y anfíbol subordinado.

En estas granodioritas se pueden observar frecuentes enclaves microgranudos de hábito redondeado y de color oscuro casi negro, y que en relación con la roca huésped estos enclaves son de tamaño de grano mas fino y de composición más básica, siendo comparables a las rocas granodioríticas que constituyen la parte norte del Plutón y el Stock de Porcía.

Este plutón intruye a favor de la intersección de dos juegos de fracturas, de dirección este-oeste y noroeste- suroeste. Las fracturas permanecieron activas antes, durante y después de la intrusión y enfriamiento del cuerpo ígneo, y los rejuegos posteriores de dichas fracturas facilitaron la circulación de fluidos hidrotermales. Estos fluidos hidrotermales dieron lugar a distintos tipos de alteración de la granodiorita, algunos de los cuales van sistemáticamente asociados a la mineralización metálica. El grado de alteración decrece al alejarse de las zonas ricas en minerales metálicos.

En el borde Este, tanto la intrusión de Salave como su areola de metamorfismo de contacto se encuentran afectadas por una importante alteración hidrotermal, con el que se asocia una rica mineralización en piritita, arsenopiritita, molibdenita, estibina, esfarelita, así como oro diseminado, siendo el oro el principal elemento de interés económico, del cual se han estimado unas reservas de unos 50 t de oro metal.

Las principales alteraciones de la roca ígnea que se encuentran en Salave son:

- Alteración Potásica, con microclinización y biotización.
- Alteración Propílica
- Alteración Sericítico-Clorítica
- Albitización
- Alteración compleja durante la que se forman carbonatos, clorita y cuarzo, que es la que lleva asociada, preferentemente, la mineralización de sulfuros metálicos

Salave constituye un yacimiento importante, conocido a escala mundial, y explotado ya por los romanos.

La mineralización está geoméricamente desarrollada en una sucesión vertical de cuerpos lenticulares e irregulares, con dimensiones de hasta 300 metros de largo por 80 metros de espesor, y con buzamientos de 40 a 50⁰ hacia el Oeste-Noroeste, concordante con la dirección e inclinaciones de las estructuras locales.

Es importante destacar la relación entre el Oro y el máximo grado de alteración alcanzado por la granodiorita, que posee contenidos en ese metal superiores a 1 ppm.

En Salave existe una secuencia de repetición de cuerpos mineralizados a diferentes profundidades y se reconocen 3 niveles principales y otros menores situados entre ellos.

En la relación del Oro con el máximo grado de alteración se puede destacar:

- El Oro está íntimamente relacionado al mayor grado de alteración (Sericitación – Albitización).
- Se ha encontrado que su aparición no depende del espesor de esta alteración.
- Los fluidos hidrotermales debieron aprovechar el sistema de fracturas y la presencia del Cabalgamiento de Mondoñedo para dar lugar a la mineralización.

- La morfología irregular de los cuerpos alterados es consecuencia de la utilización de estas fracturas como vía de fluidos.
- Posteriormente movimientos a lo largo de las fracturas dan lugar a la situación actual, es decir, la presencia de cuerpos mineralizados de roca alterada y situados entre roca sin alterar y rocas con diferente grado de alteración.
- No hay relación entre la alteración clorítica y los contenidos en Oro.

Los cuerpos mineralizados son más ricos en Oro a medida que se avanza en profundidad, independientemente del espesor de éstos.

- **Plutón de Porcía**

El Stock de Porcía posee una superficie no superior a 1 km², se encuentra limitado por el río Porcía y por la costa, se caracteriza por una gran diversidad petrográfica, con una transición continua entre los diferentes tipos.

La roca más representativa es un leucogabro de grano medio a fino, formado esencialmente por plagioclasa y minerales ferromagnesianos, como piroxenos, biotita o anfíbol, y como accesorios cuarzo y feldespato potásico. Tanto la textura como las proporciones relativas de los ferromagnesianos y de las plagioclasas varían notablemente, por lo que el conjunto se denomina gabro-dioritas, porque presentan características mixtas entre ambos tipos petrográficos.

- **Granodiorita y brecha intrusiva de la playa de Represas**

La playa de Represas se encuentra localizada al este de la población de Tapia de Casariego, en ella aflora la intrusión menor y más occidental del grupo de Porcía-Salave-Represas, y la brecha intrusiva desarrollada en su zona de contacto con los materiales arenosos y pelíticos de la Serie de los Cabos.

Esta intrusión está formada por una granodiorita porfídica, caracterizada por pequeños fenocristales de plagioclasa, y cuarzo idiomórfico, que destacan en una matriz afanítica de color gris oscuro.

En parte, dicha granodiorita presenta una alteración hidrotermal que se manifiesta principalmente en las plagioclasa y en el feldespato potásico, que aparecen sustituidos parcialmente por sericita, así como por la cloritización de la biotita.

El contacto de la granodiorita con los materiales pelíticos de la Serie de los Cabos se caracteriza por el desarrollo de una brecha intrusiva, formada por fragmentos subangulosos y subredondeados de rocas sedimentarias o metasedimentarias del encajante, y en menor medida, por fragmentos ígneos derivados del borde de la intrusión, englobados por una matriz de naturaleza ígnea. Estos fragmentos pueden aparecer alterados, transformados térmicamente, o distorsionados debido al transporte sufrido dentro del sistema magmático de la intrusión.

En esta zona es difícil distinguir los materiales sedimentarios estefanienses de las brechas asociadas al emplazamiento de la granodiorita y que sitúan el contacto entre la Serie de los Cabos y la granodiorita; la ausencia de fósiles contribuye a dificultar la caracterización de estos materiales, sin embargo se puede observar que los materiales estefanienses de origen sedimentario se encuentran reducidos a un pequeño afloramiento de conglomerados situado en la zona entre mareas, en la proximidad de un pequeño islote que existe enfrente de la playa. Estos conglomerados están afectados por la intrusión, desarrollando metamorfismo de contacto.

3.2.- RECUBRIMIENTO CUATERNARIO

Está constituido por las llamadas Formaciones Superficiales, las cuales pueden ser de origen natural o de origen antrópico. Dentro de ellas podemos distinguir:

3.2.1.- Depósitos fluviales

Se trata de depósitos asociados a los cauces fluviales actuales constituidos por gravas y bolos heterométricos formados por cuarcitas, areniscas y pizarras, dependiendo del área madre, englobados en una matriz limo-arcillosa.

Los ríos y arroyos presentan en la región estudiada unos depósitos superficiales con potencia media próxima al metro, a excepción del Río Porcía que presenta una potencia de 8 metros.

3.2.2.- Depósitos litorales

Se trata de depósitos actuales de playas, relleno de rías y estuarios. Son depósitos variables que pueden ser de naturaleza arenosa, arenosa-limosa o limosa con alto contenido en agua, en algunas ocasiones, y de origen mixto (continental -marino) o marino con abundantes rastros de conchas y arenas bien gradadas de cuarzo. El contenido en cantos es variable.

3.2.3.- Terrazas fluviales

Están Formadas por acumulaciones de cantos redondeados y heterométricos (desde 2-3 cm hasta 25 cm) de Cuarzita, englobados en una matriz arenosa a arenosa limosa.

3.2.4.- Depósitos de Rasa

La Rasa se produce por erosión marina en una zona en la que fenómenos litológicos y tectónicos -materiales de fácil alterabilidad y presencia de numerosas fracturas con materiales milionizados- han facilitado los procesos abrasivos del Mar Cantábrico.

La rasa se podría definir como una superficie de erosión con depósitos de arenas y cantos con claros indicios de abrasión marina. El espesor de los depósitos suele ser menor de 1-2 m.

El segmento costero se labra sobre un acantilado, cuyas alturas oscilan entre los 12 y 40 m de desnivel en relación con su límite interno de plataforma de abrasión. Son varios los niveles de rasa, que se solapan irregular y poco marcadamente: 12 m, 20 m y 40 m entre los más importantes. Los depósitos superficiales, ligados a estas antiguas superficies de abrasión marinas, son extraordinariamente frecuentes, llegando en muchos casos a aflorar en el propio acantilado. Son sedimentos groseros, en la mayor parte de los casos, constituidos por cantos, gravas con terrazas fluviales, playeros de cantos, coladas de solifluxión, depósitos de ladera y dunas eólicas arenosas colgadas.

3.2.5.- Depósitos eluviales

Conocido como cuaternario eluvial o eluviones, resulta de la alteración "*in situ*" del substrato rocoso y por tanto su composición variará en función de la naturaleza del mismo.

Los originados a partir de las pizarras y limolitas de la Formación Agüeira son arcillosos y pueden englobar, como relictos, pequeños cantos planos de pizarras o limolitas, normalmente tienen escaso desarrollo en profundidad.

Los que se desarrollan sobre los paquetes de areniscas de la Formación Agüeira y de la Serie de los Cabos son de naturaleza limosa, limoso-arcillosa o limoso-arenosa, presentan como relictos cantos de areniscas o cuarcitas, manteniéndose en ocasiones perfectamente conservados los diques de cuarzo que en ocasiones se intruyen en estas formaciones, estos últimos tienen un mayor desarrollo y pueden superar con cierta frecuencia los 2-3 m de espesor.

3.2.6.- Derrubios de ladera

Son poco frecuentes porque los fenómenos de ladera no son importantes en la zona de estudio ya que no hay suelos de espesores considerables.

Se trata de depósitos de aspecto similar a los coluviones pero más inestables y caóticos. Su naturaleza dependerá de la zona de donde provengan.

3.2.7.- Depósitos coluvionares y coluvio-aluvial

Se localizan sobre laderas con fuertes pendientes.

Son depósitos derivados de los procesos de meteorización del substrato rocoso y posterior transporte y acumulación, debido a la dinámica gravitacional. Son poco abundantes en la zona estudiada, con espesores que oscilan entre 1 y 5 m.

Se trata de depósitos formados por cantos angulosos y heterométricos de composición variable, dependiendo de la naturaleza de la roca madre, así, pueden estar constituidos por cantos de cuarcitas, areniscas y/o pizarras, en matriz arcillo-arenosa.

3.2.8.- Rellenos antrópicos

Los únicos rellenos antrópicos que se observan en el mapa 1:25.000 (10-IV) de la Cartografía Temática de Tapia realizado por el INDUROT se encuentran en la playa de Anguileiro, dichos depósitos se localizan tras los meandros de desembocadura de dicho río.

Estos depósitos se encuentran relacionados con la gran urbanización que posee la playa, que hace que sea la playa urbana por excelencia del Concejo de Tapia.

3.3.- TECTÓNICA

3.3.1.- Generalidades

Como ya se ha comentado anteriormente, el Municipio de Tapia se enmarca dentro de la Zona Asturoccidental-Leonesa (Lotze, 1945; Julivert, 1962), y dentro de esta en el borde oriental de la Unidad del Manto de Mondoñedo y el borde occidental de la Unidad del Navia y Alto Sil.

Cabe destacar el cabalgamiento basal de la Unidad del Manto de Mondoñedo, se trata de una fractura mayor del orógeno que separa ésta Unidad de la Unidad del Navia y Alto Sil.

Las características estructurales de estas dos Unidades difieren entre sí considerablemente. La Unidad del Manto de Mondoñedo está constituida por un importante apilamiento de pliegues acostados e isoclinales de gran tamaño, deformados a su vez por un gran sinforme suave, en la parte oriental y un antiforme algo más agudo en la occidental. Por el contrario, la Unidad del Navia y Alto Sil presenta pliegues de tamaño menor y más abiertos, no produciéndose apilamiento de pliegues del tipo del que se forman en la Unidad del Manto de Mondoñedo y disminuyendo en gran parte el carácter acostado de estos.

El conjunto de estructuras de esta zona permite deducir que la deformación es el resultado de tres fases principales.

3.3.2.- Fases de deformación.

La primera fase da lugar a pliegues apretados o isoclinales vergentes hacia el este y que llevan siempre asociada una foliación tectónica primaria (S1), que adquiere un carácter generalizado en la zona. Los pliegues existentes se desarrollan, en la parte inferior de la Serie de los Cabos y principalmente en las Capas de Bres y poseen diversos ordenes de tamaño, estos pliegues son en general asimétricos, cilíndricos y de morfología tipo "Chevron" o similar con dirección general NNE-SSW.

La segunda fase de la deformación dio lugar a cabalgamientos vergentes también hacia el este, la relación temporal de estas estructuras respecto a las anteriores queda puesta de manifiesto por los datos cartográficos y, sobre todo, por la superposición de las estructuras menores.

La foliación asociada a esta deformación es un clivaje de crenulación (S2). Se trata exclusivamente de pliegues menores muy numerosos que llevan asociada una esquistosidad de crenulación, no observándose ningún pliegue a escala cartográfica. Por lo tanto esta segunda fase da lugar a cabalgamientos y a estructuras menores, con morfologías tipo "Kink" o "Chevron", acompañados por la citada esquistosidad de crenulación.

En general los cabalgamientos cortan a los pliegues de la primera fase y están deformados, junto con ellos, por las estructuras de la tercera fase.

La tercera fase da lugar a pliegues suaves de gran longitud de onda y de planos axiales subverticales o fuertemente inclinados hacia el sureste. Estos pliegues muestran una notable asimetría, de forma que los flancos cortos se disponen subhorizontales o suavemente inclinados al sureste mientras que los flancos largos adquieren posiciones fuertemente inclinadas, estos pliegues deforman a las estructuras anteriores y son los responsables de su disposición actual, llevan asociado un clivaje de crenulación (S3), el cual se desarrolla de forma más local que la S1.

Acompañando a estos pliegues mayores se desarrollan a veces estructuras menores, principalmente pliegues acompañados por una esquistosidad de crenulación.

Debido a las deformaciones anteriores, los efectos producidos por esta tercera fase son difíciles de detectar.

Posteriormente existen una serie de deformaciones menores que producen pocas modificaciones en la estructura general, siendo las causantes de los cabeceos de los pliegues de primera fase.

3.3.3.- Tectónica Regional

La estructura de esta zona se caracteriza por la existencia de una serie de grandes pliegues de Fase 1 que de oeste a este son: El anticlinal del Eo, el sinclinal de

Serantes, el anticlinal de Tapia y el sinclinal de Mántaras. Estos pliegues vergen siempre hacia el SE, pero sus superficiales axiales poseen una fuerte inclinación hacia el NW (Ilustración 4).

Los pliegues menores formados en relación con estas grandes estructuras son numerosos y tienden a localizarse próximos a la zona de charnela de los pliegues mayores, lo cual es especialmente espectacular en el anticlinal de Tapia (Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978)).

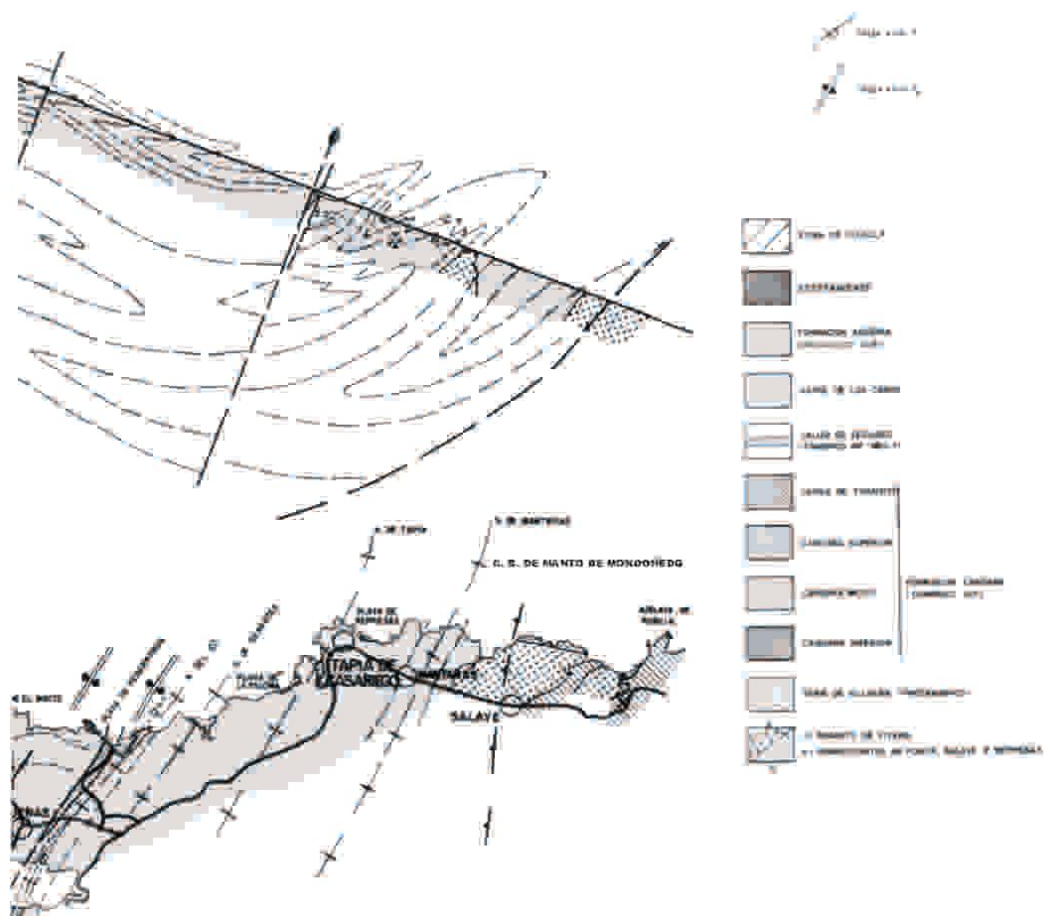


Ilustración 4.- Corte Geológico de la Zona de Estudio (Bastida, F. y Pulgar, J. A. (1978)).

Estas estructuras generadas durante la primera fase de deformación se encuentran cortadas al oeste por un importante cabalgamiento que superpone los

materiales Cámbricos de la Serie de los Cabos sobre los del Ordovícico Superior (Formación Agüeira). Este cabalgamiento no es visible en la costa debido a la intrusión posterior de la granodiorita de Salave, pero fue definido en el interior como Cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo, y se le atribuye a una segunda fase de deformación (Marcos, 1973).

Este cabalgamiento basal del Manto de Mondoñedo se corresponde con una importante fractura, originada como ya se ha dicho durante la segunda fase de deformación. El plano de fractura presenta una dirección NNE – SSE, vergente al Este, con un trazado que se continúa al Sur por el cabalgamiento de Ponferrada, mientras que al Norte, en las proximidades de la costa, la superficie de cabalgamiento es interrumpida por la intrusión de Salave.

Las estructuras de fase 3 no se manifiestan dentro de este sector, si bien todo él forma parte del flanco oriental de un gran sinforme.

La Tectónica de ésta zona se encuentra marcada por uno de los grandes pliegues que conforman la Unidad del Manto de Mondoñedo: el Anticlinal de Tapia. Es este un gran pliegue asociado a la primera fase de deformación (F1) vergente hacia el SE, con su superficie axial inclinada hacia el NO. Este pliegue, junto con el sinclinal de Mántaras (algo más al Este), vieron modificada durante la segunda fase de deformación (F2) su morfología inicial de pliegues tumbados con el emplazamiento de los cabalgamientos, en especial el basal del manto de Mondoñedo, que dieron lugar a su verticalización y apretamiento.

Además de este gran pliegue, existen otros menores con dimensiones y características variadas. Se encuentran así, además de los kilométricos, otros con amplitud de flancos de centenares de metros, y otros con longitudes de flancos que oscilan entre los 4 y 12 metros, siendo estos últimos los más visibles por su escala, soliendo situarse en las charnelas de otros de mayor amplitud.

Asociada a las diferentes fases de deformación se desarrolla una esquistosidad, que en las cuarcitas y areniscas competentes aparece como esquistosidad de fractura.

Por último, existe una deformación tardía a la que se encuentran asociada las fallas y las diaclasas.

3.3.4.- Neotectónica y Riesgo sísmico

La actividad tectónica actual puede considerarse mínima, salvo pequeñas repercusiones marginales asociadas a fenomenología reciente como es el caso de los recientes fenómenos sísmicos (en concreto los del 22 de Mayo de 1997 que alcanzaron una magnitud de 5,1 en la escala de Richter; 5,3 según el USGS) que han tenido cierta notoriedad, y cuya naturaleza es actualmente objeto de estudio.

Así mismo, también recientemente, se ha propuesto un incremento del riesgo sísmico en toda el área cantábrica en relación con la Falla de Ventaniella, incremento que en la actualidad todavía es difícil de evaluar (Lobato, 1990).

En cualquier caso, y aún teniendo en cuenta las posibles modificaciones que se puedan realizar, el riesgo sísmico del área, según lo dicho y si la ubicación o las características de las obras proyectadas lo exigiesen, se deberán considerar las acciones sísmicas en los cálculos del proyecto, de acuerdo con lo dispuesto en la normativa vigente al respecto.

En este sentido, el RD 997/2002, aprueba la vigente Norma de Construcción Sismorresistente: Parte General y Edificación (NCSR-02), en la que se establece que no es de obligatoriedad la aplicación de la citada Norma en aquellas construcciones donde el valor de la aceleración sísmica, a_c , obtenido del mapa de peligrosidad sísmica (Ilustración 5), sea inferior a 0,04 g.

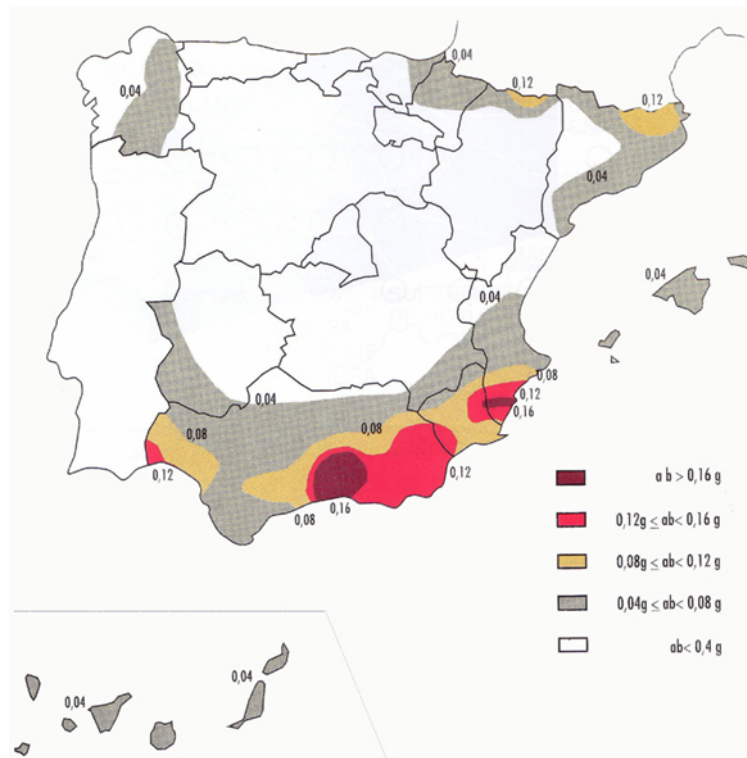


Ilustración 5.- Mapa de peligrosidad sísmica.

El Concejo de Tapia de Casariego presenta, según el citado mapa, un valor de la aceleración sísmica expresada en relación con el valor de la aceleración de la gravedad inferior a 0,04, por lo que, si bien el riesgo sísmico no es nulo, no se deberá tener en cuenta el mismo.

3.4.- GEOMORFOLOGÍA

A grandes rasgos se puede decir que la zona objeto de estudio comenzó a ser modelada durante la Orogenia Hercínica. Esta Orogenia da lugar a una compartimentación del territorio en bloques afectados por estructuras de dirección predominante Suroeste-Noreste.

El bloque Occidental sufrió un levantamiento generalizado a partir de finales de la Era Primaria que impidió posteriores etapas de sedimentación y que es la causa fundamental de la monotonía litológica del mismo.

A partir de este momento comienza la etapa erosiva que se acrecentaría extraordinariamente tras el levantamiento en bloque producido por la Orogénesis Alpina.

Esta intensa actividad erosiva modela la superficie actuando de forma diferencial, en función de la litología, sobre los materiales geológicos excavando de forma intensa los depósitos de pizarras, limolitas y arenas, mientras que los bancos de cuarcitas resisten esta acción quedando como resaltes que remarcan las antiguas estructuras Hercínicas.

Se originan así una sucesión de valles con la misma dirección de las estructuras, en los que los ríos se encajan entre serranías de cuarcitas y areniscas.

Posee un relieve con altitudes bastantes suaves y pocas pendientes, observándose dos zonas bastantes diferenciadas separadas por la carretera que va de Figueras a Lagar. En la parte sur de esta vía encontramos el cordal de Acevedo y los montes de Candaosa, con alturas de poca importancia entre las que destaca la loma de Las Cruces con 396 metros. Por su lado norte se divisa una extensa y fructífera planicie litoral.

Otras alturas reseñables en el concejo son las del Pico de Las Nieves (251 m), el Grandela (348 m), y ya en el límite con Castropol, la loma del Posadoiro (600 m) y el de la Bobia que se encuentra ya fuera del concejo con 1.201 metros.

Las pendientes son en todo caso bastante acusadas al Sur, sobre las estribaciones de la Cordillera Cantábrica y se suavizan más al Norte en la rasa costera.

Si bien las formas morfológicas son en general suaves los ríos dan lugar, con cierta frecuencia, a verdaderos barrancos que se encajan sobre los paquetes de cuarcitas.

El curso fluvial más importante es el río Porcía que nace en las estribaciones de la Sierra de La Bobia y desemboca en la playa de su mismo nombre; posee un trazado bastante irregular y sirve de límite durante varios kilómetros con el vecino Concejo de El Franco. Otros ríos del concejo son el Anguileiro, que desemboca en la playa de Tapia y el Tol que desemboca en la de Serantes. Sus aguas en épocas de estiaje suelen ser muy bajas.

El litoral se encuentra muy batido por el oleaje, contando con varios acantilados e islotes de pequeña altitud. Sus playas también presentan diferencias, encontrándose playas de arena muy fina a partir de la parte occidental de la capital. En la parte oriental de la villa lo que predominan son las riberas de piedra que cuentan con complicados accesos.

Se pueden considerar 3 tipos de Unidades Morfológicas:

- Una primera unidad la constituyen las sierras litorales, que son zonas altas, de laderas con mucha pendiente y que son propias de un relieve fluvial joven. Los cauces fluviales son de trazado rectilíneo, encajados en valles angostos de escarpadas laderas y depósitos aluviales.
- Una segunda unidad correspondería a una superficie plana inclinada levemente hacia el mar y que ha sido interpretada como una antigua plataforma de abrasión marina emergida, conocida como Rasa. Los cauces que se encuentran sobre ésta superficie tienen poca pendiente y no están muy encajados, a lo largo de ellos se localizan numerosos depósitos fluviales. La erosión producida por estos cauces fluviales no llega a alcanzar el nivel del mar, por lo que quedan colgados sobre la Rasa a modo de cascada sobre la plataforma marina actual. Esta Rasa termina bruscamente hacia el Norte, dando paso a un acantilado muy abrupto que se encuentra en retroceso debido a la erosión marina.
- La tercera unidad corresponde a la franja litoral costera que incluye el talud del acantilado y la plataforma marina actual. En esta unidad se distinguen cabos sometidos a una erosión activa y zonas protegidas, de escasa energía, donde se acumulan depósitos arenosos de playa. Estos depósitos se extienden desde la zona supramareal a la submareal. Por otro lado debido a los procesos de desestabilización del talud de los acantilados y a los aportes de cantos que provienen de la actividad fluvial, se forman acumulaciones de gravas y de bloques, que posteriormente son removidas por el oleaje. En las desembocaduras de grandes ríos se forman ensenadas en las que, debido a la interacción de aguas fluviales y marinas, se desarrollan zonas de estuario.

Hay una clara relación entre las formaciones superficiales y la litología del sustrato. Así sobre las cuarcitas predominan las formaciones clásticas silíceas con poca matriz, que corresponden fundamentalmente a derrubios ordenados. En cambio, sobre materiales más pizarrosos predominan las formaciones clásticas silíceas con más contenido en matriz arcillosa, que se corresponden con depósitos originados por reptación superficial.

Las formaciones clásticas con poca matriz engloban derrubios ordenados, abanicos torrenciales y depósitos de cantos y de arenas de origen marino que se localizan sobre la

Rasa. Esta unidad recubre la mayor parte de la Serie de los Cabos y algunas áreas de las Areniscas de Agüeira y constituye aproximadamente un 65% del total de los depósitos. En cambio las formaciones clásticas con abundante matriz incluyen a los depósitos de reptación y constituyen aproximadamente un 25% del total de los depósitos.

Con mayor independencia de la naturaleza del sustrato aparecen los depósitos de origen fluvial (llanuras aluviales y terrazas) que se encuentran asociados a los cursos fluviales de mayor entidad.

Además de los depósitos mencionados hasta ahora, existen también depósitos de origen antrópico.

Los depósitos antrópicos están constituidos por la removilización de los depósitos de rasa con la incorporación de clastos pizarrosos y areniscosos angulosos en una matriz areno limosa de color oscuro. Muchos de ellos se encuentran utilizados como pequeñas parcelas de cultivo.

También se encuentran de forma generalizada ya que constituyen todo el entramado vial y urbano correspondiente a las removilizaciones y explanaciones realizadas con fines constructivos y urbanísticos constituyendo, por tanto, el soporte de las construcciones y de las vías de comunicación.

Otros depósitos antrópicos son los relacionados con las antiguas explotaciones mineras de Salave y Porcía, en las que se han cartografiado pequeñas escombreras.

4.- HISTORIA GEOLÓGICA

Desde finales del Precámbrico al Devónico superior, desde 570 a 345 millones de años, la Cuenca Cantábrica Asturiana corresponde a una extensa plataforma epicontinental estable de gradiente débil y dominada por el oleaje, sobre la que existen localmente depresiones o surcos más profundos, tal es el caso de la Zona Asturoccidental Leonesa que funcionó como un surco subsidente al menos durante el Ordovícico superior.

En general y para este largo período de tiempo, las sucesiones sedimentarias se acumulan sobre la mencionada plataforma en forma de una cuña sedimentaria que se adelgaza progresivamente hacia el E, sucediéndose depósitos carbonatados originados

dentro de la misma cuenca, con otros siliciclásticos procedentes del exterior de la misma y derivados de una zona emergida situada al E. Desde este área madre, que correspondería a una zona ubicada actualmente al E de Asturias, la dispersión de sedimentos es centrífuga.

En el Devónico superior la parte más profunda de la cuenca se sitúa hacia la zona externa del actual "arco astúrico".

Durante el Terciario superior y cuaternario, tuvieron lugar distintos procesos morfogenéticos que originaron las "rasas" o plataformas de abrasión marina, instalación de la red fluvial, modelados glaciario, periglaciario, kárstico, etc., que con su acción conjunta y continua, modelan definitivamente el actual paisaje de la zona cantábrica asturiana.

5.- HIDROGEOLOGÍA

En las unidades Hidrogeológicas definidas por el IGME la región estudiada pertenece a la Unidad Paleozoica de tipo Fisural (Ilustración 6).



Ilustración 6.- Mapa de Unidades Hidrogeológicas de Asturias.

Esta unidad no tiene definidos acuíferos, debido a que el sustrato rocoso está compuesto por materiales impermeables o de muy baja permeabilidad; no obstante existen

pequeños acuíferos relacionados con procesos de fisuración por fracturación de las rocas. La fracturación más importante en nuestra zona de estudio, es el Cabalgamiento Basal del manto de Mondoñedo, con lo cual en su entorno es muy probable la existencia de acuíferos locales de ese tipo.

Por otra parte, también existen acuíferos relacionados con formaciones superficiales, tanto depósitos de rasa, como aluviales y coluviales.

6.- PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En Tapia de Casariego se localizan dos Puntos de Interés Geológico, uno de ellos en la propia localidad de Tapia y el otro en la desembocadura del río Porcía, límite entre los concejos de Tapia de Casariego y El Franco, además se menciona la propuesta de un nuevo Punto de Interés Geológico en Campos de Salave.

6.1.1.- Rasas de Tapia

Dentro de la región estudiada, es considerado como Punto de Interés Geológico el área denominada “Rasas de Tapia” por su interés geomorfológico y tectónico alto, interés petrológico y minero medio e interés estratigráfico bajo.

Dentro de la denominación de “Rasas de Tapia” ((0 - H.3 – 156) IGME) se incluyen las playas, la costa acantilada y las estructuras menores del Cámbrico-Ordovícico.

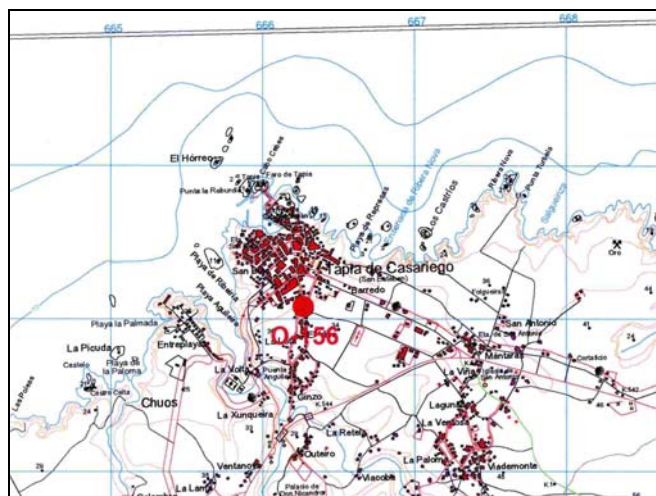


Ilustración 7.- PIG Rasas de Tapia.

En Tapia la anchura de la rasa es de 5 km, con una pendiente hacia el mar del 1,8%, decreciendo también hacia el Oeste la altura de los acantilados, pero con un gradiente mucho menor.

Una de las playas incluidas es la de Represas. Se trata de una playa formada por arenas y cantos de composición silíceo y color tostado. Se la considera como una playa estable y genéticamente como encajada.

También se encuentra incluida dentro de esta denominación una serie de playas sólo visibles prácticamente en bajamar y que reciben los nombre locales de Playa Pequeña y Playa Mediana.

Por ultimo la playa de “La Grande o Anguileiro”, en la que desemboca el río del mismo nombre y la playa de la Paloma. Ambas son playas de suave pendiente y de arena fina silicio-calcáreas de color tostado, también consideradas estables y genéticamente encajadas.

6.1.2.- Desembocadura del río Porcía

Se considera también como punto de Interés Geológico la “Desembocadura del río Porcía” (0 – H3 – 153) IGME), por su interés geomorfológico alto, tectónico y petrológico medio, y estratigráfico y minero bajo.



Ilustración 8.- PIG Río Porcía.

El río Porcía posee un cauce de corto recorrido, aproximadamente 20 km, nace en Fuentesagrada y se le considera como una pequeña corriente de carácter estrictamente fluvial.

Su valle fluvial se encuentra en un pasillo pizarroso enmarcado por un frente y dorso cuarcíticos. Se trata de un paraje de gran belleza, formado por un amplio meandro en la parte oriental para transcurrir paralelamente por detrás de la berma de cantos de la playa y desembocar por la parte occidental de la playa.

La playa está formada por arena muy gruesa y cantos rodados cuarcíticos de color oscuro. Es una playa estable y se encuentra en el fondo de la ensenada de Porcía, limitada por la punta de la Atalaya y la punta de la Centolleira. En su interior destacan los islotes de Boy y los de los Castelos.

Al oeste de la desembocadura existen las antiguas explotaciones de hierro de Porcía. Se trata de un yacimiento sedimentario estratiforme de hierro, oligisto oolítico, interestratificado en las cuarcitas de la Formación Agüeira.

La evolución del borde costero de esta zona se caracteriza, como el resto de puntos de la franja costera del concejo de Tapia, por la presencia de una superficie de enrasamiento marino (Rasa) y el posterior encajamiento de valles y formación de rías, en cuyos bordes aparecen depósitos situados a alturas inferiores a las de la propia Rasa.

La Rasa en esta zona presenta una inclinación hacia el mar igual que la de Tapia (1,8%), siendo en Porcía la altura del acantilado de 100 m, disminuyendo progresivamente hacia el Oeste, hasta los 70 – 80 metros en la playa de Anguileiro.

En la orilla derecha de la bahía del río Porcía existen depósitos formando dos niveles, a 13-14 m y a 6 m sobre el nivel del mar; por analogía con los depósitos de la Asturias oriental, corresponderían respectivamente a las interglaciares de Mindel – Riss y Riss – Würm.

El pequeño stock de Porcía corresponde a rocas de tipo gabro-dioritas y presentan variados ejemplos de enclaves (xenolitos) derivados de rocas ígneas, sedimentarias o metamórficas englobadas por el magma al ascender y/o emplazarse. El efecto térmico provocado por la intrusión y metamorfismo de contacto, se puede ver en las pizarras encajantes al aparecer en ellas granates, quiastolitas, etc. Finalmente, destaca el aspecto

externo de este tipo de rocas, que presentan la meteorización característica de rocas graníticas con morfología aborregada y disyunción en bolas.

6.1.3.- Yacimientos Campos de Salave

Se hace referencia también en el documento de ampliación de Puntos de Interés Geológico de Asturias (Rasas de Tapia de Casariego) al Yacimiento de Campo de Salave, como un punto de interés histórico y actual. Se trata de un yacimiento de oro de origen hidrotermal relacionado con el Granitoide de Salave.

El plutón de Salave está formado por Granodioritas; sus afloramientos se pueden ver en el mismo pueblo y presentan un comportamiento frente a la alteración característico de rocas ígneas.

Son de destacar los procesos de alteración hidrotermal, que afectan tanto a las rocas intrusivas como a las de la aureola de contacto, que originaron una mineralización de piritita, arsenopiritita, estibina, esfarelita y oro. Todavía se pueden reconocer en esta zona restos de las explotaciones auríferas construidas por los romanos (balsas, canales, galerías, etc.).

7.- GEOLOGÍA DE LAS NUEVAS ZONAS URBANIZABLES

Dentro del documento ambiental preliminar correspondiente al PGO de Tapia de Casariego se han distinguido siete nuevas zonas Urbanizables denominadas I1, I2, R1, R2, R5, R3 y R4. Los reajustes llevados a cabo para la Aprobación Inicial del PGO reducen a 6 las nuevas zonas urbanizables, pues R3 y R4 se unen en la denominada R4, y la R5 pasa a llamarse R3.

Esas nuevas zonas Urbanizables se sitúan sobre la ya mencionada Rasa Litoral, donde el espesor del recubrimiento cuaternario se estima comprendido ente los 1 – 2 metros, si bien, en función de los procesos geomorfológicos sobreimpuestos este espesor puede variar. En todas ellas los materiales que se encuentran por debajo de las formaciones superficiales son materiales clásticos (areniscas, cuarcitas y pizarras) pertenecientes a la Serie de los Cabos.

Por tanto el perfil geológico en todas ellas estaría formado por un recubrimiento cuaternario, de espesor variable, bajo el cual subyace un sustrato rocoso de alternancias de areniscas, cuarcitas y pizarras de la Serie de los Cabos.

Así, el espesor de recubrimiento cuaternario estimado y el tipo de recubrimiento en cada una de ellas sería el siguiente:

- **Zona I1:** Formación superficial clástica con poca matriz y cuyo espesor estimado es de 1 metro.
- **Zona I2:** Formación superficial clástica de poca matriz, cuyo espesor estimado es de 1,5 metros.
- **Zona R1 y R3:** Formación superficial clástica de poca matriz, de espesor aproximado comprendido entre los 80 – 90 cm.
- **Zona R2:** Formación superficial clástica con abundante matriz silícea, cuyo espesor estimado es de 80 – 90 cm.
- **Zona R4:** Formación superficial clástica con poca matriz.

Los espesores descritos en este documento son espesores estimados, ya que fueron deducidos a partir de la cartografía temática a escala 1:25.000 del INDUROT hoja 10-IV (Tapia de Casariego)

La única cartografía geotécnica existente en la zona es la cartografía geotécnica a escala 1:200.000 del IGME Hoja 2 (Avilés) (Ilustración 9).

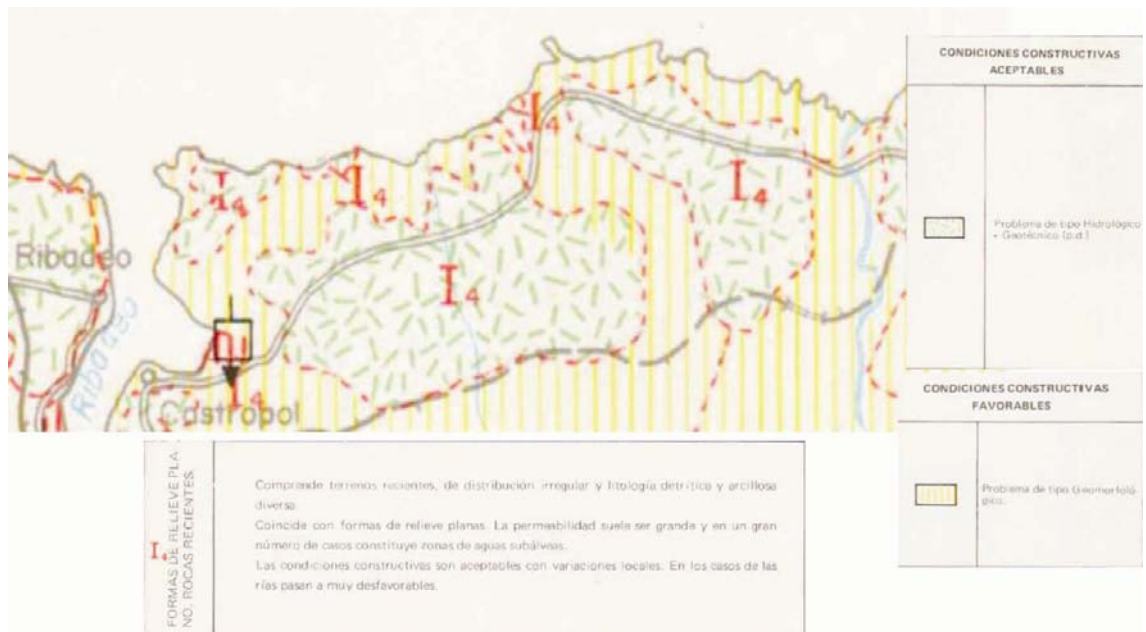


Ilustración 9.- Cartografía geotécnica de la zona de estudio (sacado de IGME hoja 2 Avilés).

Las Zonas Urbanizables en esta cartografía estarían en el contexto del Dominio Paleozoico Hercínico y dentro de él, en el área denominado Formas de relieve plano (I_4), en cuanto a las condiciones constructivas descritas por ésta cartografía, estarían en el contexto de condiciones constructivas favorables o aceptables.

A efectos de cimentación, la presencia superficial de materiales de recubrimiento, se traducen en unas presiones admisibles bajas y mal definidas. A la variable y reducida capacidad portante de esos suelos y la posibilidad de asentamientos diferenciales, hay que añadir el efecto negativo probable de su parcial saturación en agua, lo que hace que estos materiales sean inadecuados a efectos de servir de apoyo a cargas constructivas.

Por lo tanto, se recomendaría una cimentación sobre el sustrato rocoso paleozoico, que podría ser fácilmente alcanzable mediante una cimentación directa.

En cualquier caso, las construcciones que se proyecten en esas urbanizaciones deberán de contar con un estudio geotécnico específico, una vez conocidas la distribución y tipología de las construcciones proyectadas, que determine la opción de cimentación más idónea a sus características.

Con la actual legislación vigente, el estudio geológico-geotécnico perceptivo para las edificaciones ha de llevarse a cabo siguiendo las recomendaciones establecidas en el **Código Técnico de la Edificación**, en su Documento Básico SE-C Cimentaciones,

aprobado por BOE nº 74 de 28 de marzo de 2006, de obligado cumplimiento a partir del 29 de marzo de 2007.

En dicho documento se contemplan tres tipos de niveles de reconocimiento: *reducido, normal e intenso* que dependerán del tipo de edificio (distingue cinco tipos de C-0 a C-4) y del tipo de terreno que, en un principio, dada la poca variabilidad del sustrato, su relativa superficialidad y la existencia de cimentaciones directas en la zona, se puede considerar, en principio, como de grupo **T-1 “Terrenos favorables”**.

Para la planificación del reconocimiento, en la Tabla 3.3 del citado CTE, se recogen las distancias máximas $d_{m\acute{a}x}$ entre puntos de reconocimiento que no se deben sobrepasar y las profundidades orientativas P:

En la Tabla 3.4 se establecen los criterios para el número mínimo de sondeos mecánicos por reconocimiento y el porcentaje del total de puntos de reconocimiento que puede ser sustituido por pruebas continuas de penetración cuando debido a superficies mayores el número de sondeos mecánicos exceda el mínimo especificado en dicha Tabla.

Tabla 3.2. Grupo de terreno

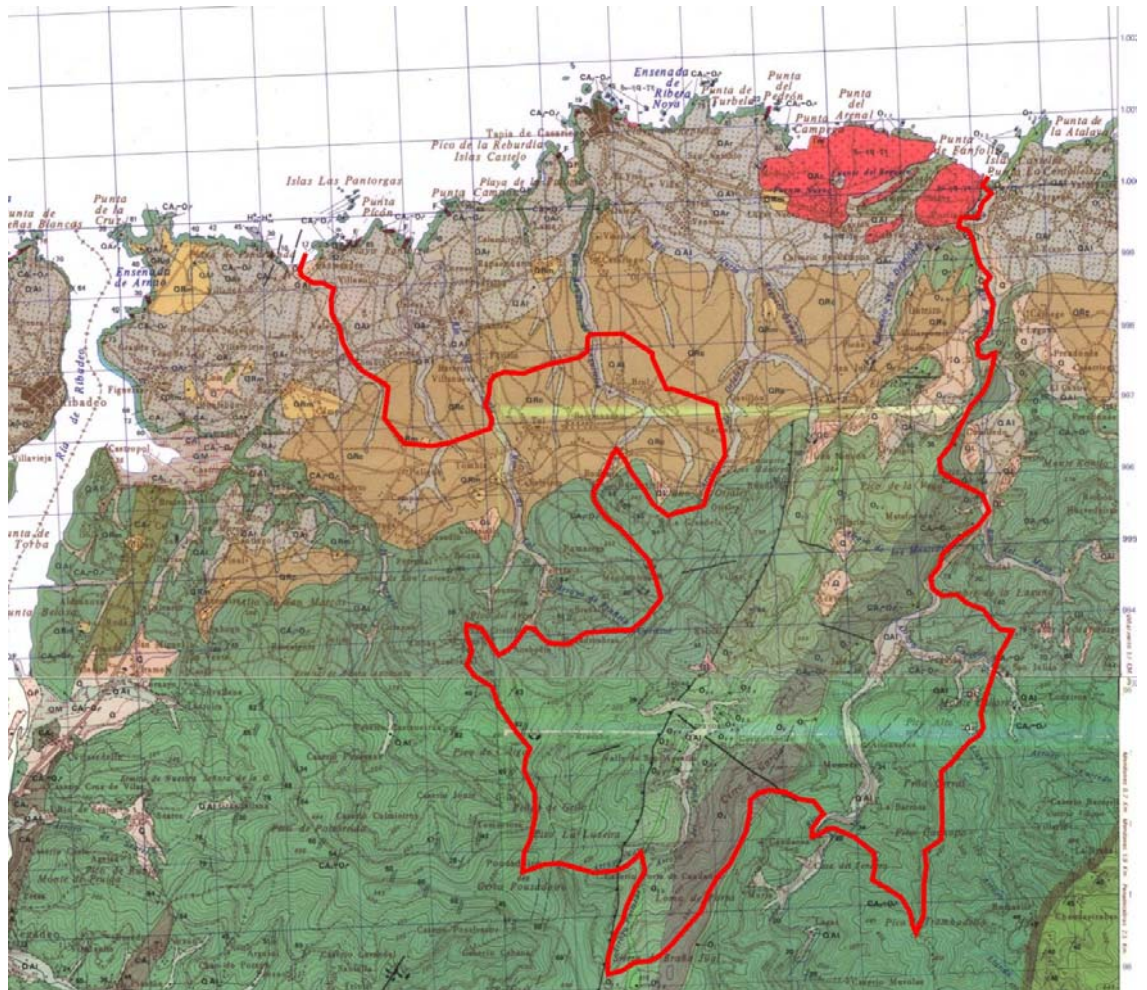
Grupo	Descripción
T-1	Terrenos favorables: aquellos con poca variabilidad, y en los que la práctica habitual en la zona es de cimentación directa mediante elementos aislados.
T-2	Terrenos intermedios: los que presentan variabilidad, o que en la zona no siempre se recurre a la misma solución de cimentación, o en los que se puede suponer que tienen rellenos antrópicos de cierta relevancia, aunque probablemente no superen los 3,0 m.
T-3	Terrenos desfavorables: los que no pueden clasificarse en ninguno de los tipos anteriores. De forma especial se considerarán en este grupo los siguientes terrenos: <ul style="list-style-type: none">a) Suelos expansivosb) Suelos colapsablesc) Suelos blandos o sueltosd) Terrenos kársticos en yesos o calizase) Terrenos variables en cuanto a composición y estadof) Rellenos antrópicos con espesores superiores a 3 mg) Terrenos en zonas susceptibles de sufrir deslizamientosh) Rocas volcánicas en coladas delgadas o con cavidadesi) Terrenos con desnivel superior a 15ºj) Suelos residualesk) Terrenos de marismas

Tabla 3.4. Número mínimo de sondeos mecánicos y porcentaje de sustitución por pruebas continuas de penetración

	Número mínimo		% de sustitución	
	T-1	T-2	T-1	T-2
C-0	-	1	-	66
C-1	1	2	70	50
C-2	2	3	70	50
C-3	3	3	50	40
C-4	3	3	40	30

APÉNDICE 1.-

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA. ESCALA ORIGINAL 1:50.000 (IGME)



LEYENDA

CUATERNARIO		Qa	Qal	Ql	Qm	Qp	Q
CARB.	STEPHANIENSE	H ₂ H ₂					
	WENLOCKIENSE	st ₁					
SILUR.	LLANDOVERYENSE	O ₁					
	SUPERIOR	O ₂					
	MEDIO	O ₃					
ORDOVICICO	INFERIOR	O ₄					
	SUPERIOR	CA ₁ -O ₁					
	MEDIO	CA ₂					
CAMBRICO	INFERIOR	CA ₃					

ROCAS PLUTONICAS	
Qa-Ql	Depósitos cuaternarios indiferenciados
Qp	Depósitos de playas
Ql	Melismas
Qal	Derrumbos de ladera
Qal	Aluviones
Qal	Depósitos discontinuos recientes y suelos sobre la superficie de la rasa
Qre	Coluviones sobre la superficie de la rasa
Qrm	Depósitos de cantos y arenas marinos sobre la superficie de la rasa
H ₂ H ₂	Conglomerados, brechas, areniscas y pizarras de Punta del Cuerno
st ₁	Pizarras negras y angolitas con Graptolites
O ₁	Areniscas y pizarras (Formación Agüeira)
O ₂	Cuarcitas
O ₃	Pizarras negras (Pizarras de Luarca)
O ₄	Cuarcitas
O ₁	Cuarcitas y pizarras
st	Diabases
CA ₁ -O ₁	Cuarcitas y pizarras (Serie de los Cabos)
CA ₂	Pizarras verdes con Trilobites
CA ₂	Calizas y dolomías (Caliza de Vegadeo)
CA ₃	Areniscas feldespáticas (Formación Candana Heredia)
St-Qt	Gneiss hiperblásticos cuarcodolomíticos y granodioritas de Forcia Salave y Represas
Tm	Leucogranito moscovítico
F	Filones
q	Diques de cuarzo

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA (IGME)
Composición de las hojas nº10 (Ribadeo) y nº25 (Vegadeo)

APÉNDICE 2.-

CARTOGRAFÍA TEMÁTICA DE ASTURIAS





MAPA LITOLÓGICO. ESCALA ORIGINAL 1:25.000 (INDUROT)

CARTOGRAFÍA TEMÁTICA AMBIENTAL
 MAPA LITOLÓGICO ESCALA ORIGINAL 1:25.000
 Composición de hojas nº 10-4 (Tapia de Casariego) y 25-2 (Presno)



LEYENDA

UNIDADES DEL SUSTRATO

-  FORMACIONES CUARCÍTICAS DEL PALEOZOICO
Serie de los Cabos
-  Niveles de cuarcitas en la Formación Agüeira (Cuarcita de Vega)
-  FORMACIONES DE PIZARRAS Y ARENISCAS DEL PALEOZOICO
Pizarras inferiores en la Serie de los Cabos
-  Pizarras de Luarca
-  Formación Agüeira
-  FORMACIONES CALCÁREAS PALEOZOICAS
Callza de Vegadeo
-  FORMACIONES DE CONGLOMERADOS
Conglomerados, areniscas, pizarras y carbón estefanlenses
-  ROCAS ÍGNEAS
Granitoides calcoalcalinos
-  Diques ácidos

UNIDADES DE LAS FORMACIONES SUPERFICIALES

-  FORMACIONES CLÁSTICAS CON POCA MATRIZ
silíceas
-  FORMACIONES CLÁSTICAS CON ABUNDANTE MATRIZ
silíceas
-  DEPÓSITOS LITORALES
de cantos
-  de arenas
-  de arenas y fangos
-  OTRAS FORMACIONES SUPERFICIALES
depósitos fluviales
-  terrazas fluviales
-  depósitos antrópicos