

Vicente Sos Baynat

Geomorfología del valle de Louso
Porriño-Tuy (Pontevedra)

Geomorfología del valle del Louro, Porriño-Tuy (Pontevedra)

POR

VICENTE SOS BAYNAT

INSTITUTO DE BACHILLERATO MIXTO N.º 3
"POLIGONO RAFALAFENA"
C/. MONCOFAR, S/N.º
TELEFONO 23 34 51
CASTELLON DE LA PLANA

SUMARIO

	PAGS.
INDICACIÓN PRELIMINAR	3
I. LOS COMPONENTES ANTIGUOS... .. .	4
a) La Petrografía. b) Las edades.	
II. LOS TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS	7
1. <i>El vacío sedimentario</i>	7
2. <i>El Terciario</i>	8
a) La extensión superficial. b) Los componentes petrográficos terciarios. c) Los fósiles. d) Las localidades. e) Las características del Terciario. f) La edad.	
3. <i>El Cuaternario</i>	19
a) Los caracteres generales. b) Las terrazas. c) Resumen sobre las terrazas.	
III. LA TECTÓNICA GENERAL	27
a) Alusión a la estructura antigua. b) La falla principal. c) Las fracturas importantes. d) Recapitulación.	
IV. LA MORFOLOGÍA	33
1. <i>Los datos</i>	33
a) Las superficies morfológicas. b) Las rasantes de la ladera derecha. c) Las rasantes de la ladera izquierda. d) La parte central del valle.	
2. <i>La Paleogeología</i>	40
a) Las etapas del valle y sus huellas. b) La epirogenia de las fracturas. c) La epirogenia del Terciario y Cuaternario.	
3. <i>El Miño como "ría baja"</i>	43
4. <i>Conclusiones</i>	46
BIBLIOGRAFÍA... .. .	47

INDICACION PRELIMINAR

La geología de la comarca del río Louro ha sido estudiada magistralmente por los doctores López de Azcona, Parga Pondal, Martín Cardoso y Torre Enciso, en la explicación del Mapa Geológico Nacional, Hoja de Tuy (Pontevedra) (11). Para conocer a fondo la Fisiografía, la Petrografía, la Tectónica, etc., del sector ocupado por el valle, es necesario recurrir a este trabajo en el que, además, se encuentran referencias a hechos generales de la Geología de Galicia de una importancia primordial.

No obstante lo que decimos, la cuenca del río Louro es muy rica en detalles geológicos y admite, todavía, un margen considerable de investigaciones parciales, que pueden sumarse a lo que dejaron sentado aquellos autores.

Visitada toda la comarca por nosotros en el verano de 1964 (con finalidades mineralógicas) tuvimos la oportunidad de llevar a cabo numerosas observaciones que, más tarde, hemos podido recapitular en varios grupos parciales afines. Reunidas las notas relacionadas con los aspectos del relieve del valle y con las razones geológico-estructurales determinantes, hemos creído que podrían ser de interés darlas a conocer y, en este sentido, hemos redactado el artículo de carácter interpretativo que desarrollamos a continuación.

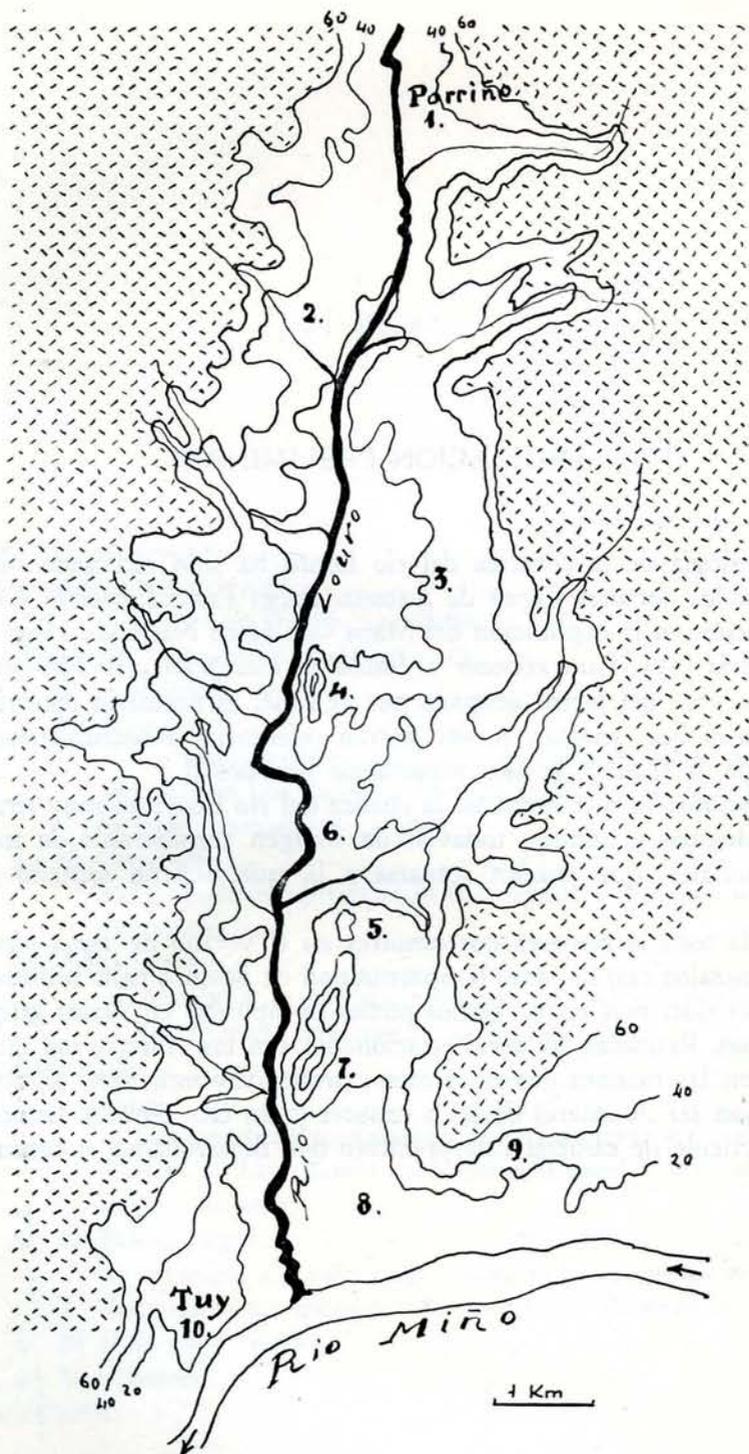


Fig. 1.—Río Louro, de trazado N. a S.; valle ancho; fondo plano; laderas limitantes paralelas y altas.

- 1, Porriño.—2, San Andrés.—3, Granja Gándaras.—4, Orbenlle.—5, Volta de la Moura.—6, Cerquido.—7, Final del valle del Louro.—8, Espacio de meandro antiguo del río Miño.—9, Guillarey.—10, Tuy.

I. LOS COMPONENTES ANTIGUOS

a) LA PETROGRAFÍA

El río Louro tiene un trazado rectilíneo que va de N. a S. Discurre por un valle ancho, de fondo plano, con laderas limitantes paralelas y altas (figura 1).

Los componentes petrográficos que dominan en su suelo son granitos, neis y esquistos variados, principalmente micacitas.

Los granitos se hallan en ambas laderas; al E. constituyen el cuerpo y las altas cumbres de las sierras del Penedo y del Faro de Budiño; al W. las cumbres de la Sierra del Galiñeiro. Las dos vertientes rocosas descienden en escarpes casi verticales y en frentes alargados longitudinalmente.

Los neis, también importantes, se manifiestan de manera principal en la ladera derecha. Desde el paralelo de Porriño se extienden hacia poniente alcanzando San Colmado, Altos de Castro, etc., y desde aquí descienden, en cuña, hasta Esperdelo.

Los esquistos se hallan en esta misma ladera. Los más significativos asoman hacia Abelenda, y más al sur aparecen atravesando al río Louro, en particular poco antes del puente de la carretera general cerca de Tuy.

Otros se hallan en la carretera de Gondomar, pasado Vancio, en la cuenca del Zamanes.

Parga Pondal y Torre Enciso admiten tres tipos principales de granitos :

- a) Granitos de biotita, porfiroides.
- b) Granitos de dos micas, granudos.
- c) Granitos de dos micas, néisicos.

Y dicen: los primeros son claramente discordantes y ocupan la parte oriental de la Hoja; los segundos son macizos, no ofrecen orientación dominante en sus elementos, son, probablemente, discordantes con los terceros y ocupan una banda de unos cuatro a cinco kilómetros en dirección NW.-SE.,

desde el sur de Vigo hasta cerca de Tuy; los terceros, francamente néisicos, se hallan concordantes con los esquistos y micacitas, presentan en su seno enclaves esquistosos concordantes y se desarrollan ampliamente por toda la zona W. y SW. de la Hoja (pág. 27) (11).

De los neis señalan dos variantes dominantes:

- a) Neis de biotita.
- b) Neis de riebeckita y egrina.

Asignando, para los primeros, una estrecha zona triangular al oeste de Porriño, etc..., y a los segundos una gran parte del macizo montañoso de la sierra de Galiñeiro.

De los esquistos bastará decir que su distribución es la señalada al principio de estos párrafos.

b) LAS EDADES.

Sobre la edad de los materiales enumerados podemos seguir sin variaciones las ideas de los autores que las han estudiado con detenimiento y con anterioridad a nosotros. Así para Parga Pondal y sus colaboradores (11) el sector de Porriño-Tuy ocupa el extremo sur de la gran banda de rocas graníticas y esquistosas, constitutivas, probablemente, de una parte importante del fondo de un antiguo geosinclinal de edad difícil de precisar, pero que, sin embargo, se le puede considerar, provisionalmente, como de los tiempos neoalgonquicos. Estas masas, posteriormente, experimentaron fuertes plegamientos y metamorfosis (p. 73). Después nuevas acciones tectónicas de importancia modificaron la continuidad natural de dicho geosinclinal.

En relación con todo esto, los granitos concordantes que ocupan la zona anticlinal y los esquistos y micacitas que se hallan en las zonas sinclinales pasan a estar directamente unidos a los efectos de la orogenia herciniana, por tanto, a estos componentes petrográficos hay que asignarles una edad posterior a los componentes del núcleo antiguo.

Por su parte los granitos biotíticos discordantes, los que se extienden por toda la zona oriental del Louro, por ser posteriores a los granitos concordantes, corresponden a una fase postectónica de la misma orogenia herciniana y son componentes petrográficos más recientes.

II. LOS TERRENOS TERCIARIOS Y CUATERNARIOS

I. El vacío sedimentario

En la comarca del río Louro ocurre que, una vez estudiados los componentes que representan los materiales más antiguos del país, formados por granitos, neis y esquistos, se ha de saltar, súbitamente, a tomar en consideración terrenos mucho más modernos y constituidos por rocas y suelos de características poco modificadas.

En la comarca no existen testimonios de terrenos sedimentarios paleozoicos ni mesozoicos. Si casualmente existiera algún terreno que en origen pudiera pertenecer al Paleozoico (ciertos esquistos, por ejemplo) de hecho están tan profundamente modificados por metamorfismos que no es posible reconocer en ellos las edades de su primera formación.

Descartadas semejantes representaciones intermedias, los primeros componentes petrográficos que se han de tomar en consideración son las formaciones sedimentarias horizontales que nosotros calificamos de terciarias. Por tanto, entre las rocas antiguas de edad indeterminada y los terrenos de edad terciaria existe un gran vacío geológico, una falta absoluta de continuidad cronológica.

Al faltar esta transición, al no disponer de datos intermedios que la representen, se carece de medios propios locales para poder reconstituir la historia completa del pasado del Louro. Por tanto, para intentar una aproximación sobre lo que pudo ocurrir en esos tiempos, es necesario valerse de otras consideraciones geológicas y de medios indirectos para poder llegar a determinadas conclusiones.

2. El Terciario

a) EXTENSIÓN SUPERFICIAL.

Por razones que se dirán después, nosotros admitimos como terrenos de edad terciaria las formaciones, principalmente arcillosas, que están ocupando toda la cuenca del Louro, extendiéndose desde antes de alcanzar Porriño, por el N., hasta la llegada al río Miño. Se hallan por toda la parte plana central del valle y se apoyan, sin solución de continuidad, en las laderas derecha e izquierda, que le limitan (fig. 1).

De la parte central destacan como lugares representativos: San Andrés, Granja Gándaras, Orbenlle, Volta de la Moura, Gándaras Bajas, Cerquido, etcétera, de los que hemos de tratar en detalle.

b) LOS COMPONENTES PETROGRÁFICOS TERCIARIOS

Los componentes petrográficos que constituyen el Terciario del Louro son, principalmente: arcillas puras; arcillas salubrosas, arenas; gravillas; gravas; cantos rodados y pudingas cuarcíferas.

Las *arcillas puras* son una roca de grano fino, impalpable, suave al tacto, esmécticas, plásticas. Son blancas, blanco-azuladas, amarillentas, rojizas, pardas, etc. Son predominantes las blancas.

Accidentalmente pueden llevar intercalaciones diversas o irregularidades de la sedimentación original.

Las arcillas blancas y azuladas ocupan las partes bajas de los paquetes estratigráficos.

Las *arcillas salubrosas*, de aspectos similares a las anteriores, se caracterizan en su mezcla íntima con arenas de grano fino, de cuarzo blanco, vítreo, muy limpio. Son de coloraciones iguales a las arcillas puras, con las que se pueden confundir con facilidad.

Las arcillas salubrosas pueden presentarse en bancos delgados o en lechos lenticulares, intercalados en los estratos de arcillas puras, y en muchos casos están en las partes más altas de los conjuntos estratigráficos.

Las *arenas* son formaciones de tipo corriente, en granos de tamaños muy variables, unas veces angulosos, poco rodadas, otras muy redondeados y muy esferoidales. Son arenas limpias muy lavadas.

Las arenas se intercalan episódicamente en las arcillas, en regueros y lechos propios, o se hallan coronando las partes altas de las arcillas.

Las *gravas* son de características normales, cantos muy rodados ovoides, esferoidales, etc. Siempre son cuarcíferas, de cuarzos sucios, cuarcíticos, o de cuarzos lechosos. Circunstancialmente suelen presentarse concentraciones de

cantos rodados formados de areniscas y de esquistos, que se parten con facilidad por planos de exfoliación natural.

Las *pudingas cuarcíferas* constituyen una formación petrográfica independiente del mayor interés. Se trata de una roca estratiforme, variable de unos puntos a otros, aunque de características siempre similares. Se compone de granos de arena, cuarzosos, rodados, bastos, de gravillas o de gravas, cementadas por una masa silíceo totalmente uniforme o granuloso-arenácea. La materia que aglutina es sílice coloidal, amorfa, sólidamente endurecida. La roca queda en forma de capa o estrato de cuerpo granuloso por ambas partes y de espesores variables.

En Granja Gándaras aparece *in situ*, a pocos metros de profundidad del suelo, junto a los edificios (establos, bodegas, etc.). En Orbenlle se intercala en tránsitos de las arcillas a lechos de arenas.

El todo de esta formación es un verdadero estrato pudinguiforme, silíceo, laminar, tableado, en capas de cierto espesor. En extensión superficial es algo cambiante de unos lugares a otros.

Como formación estratigráfica tiene gran interés por marcar un momento especial en las sedimentaciones del valle, relacionado con razones climáticas y ambientales.

Este estrato suele coronar partes superiores de las arcillas blancas y azules, aunque sobre él todavía pueden seguir más lechos de arcillas y de arenas (después sigue el Cuaternario, cuando existe).

Las condiciones de formación de esta roca terciaria son del mayor interés geológico. Su origen debería ser objeto de un estudio especial. A falta de esto, por ahora, bastará saber que, en principio, le son aplicables las explicaciones que se poseen de otras formaciones de rocas de esta naturaleza.

Las aguas dulces pueden contener sílice disuelta en cantidades apreciables y pueden dar lugar a sedimentaciones de naturaleza silíceo, en formaciones de origen lacustre. El fenómeno se ha repetido a través de las edades geológicas, en particular en facies continentales de la era terciaria.

Las concentraciones de sílex nacen en el curso de la sedimentación en el interior de depósitos cerrados, debido a precipitaciones y concentraciones de la sílice coloidal contenida en el medio.

La sílice, disuelta o en suspensión, procede principalmente de los silicatos de los granitos y de los neis y, de manera especial, de las filitas arcillosas. Del cuarzo no procede nunca por tratarse de un mineral insoluble e inalterable en condiciones corrientes.

Las concentraciones del silicio se pueden producir por coagulaciones y por precipitaciones que, a veces, se aceleran por la presencia de ciertas sales y ciertos ácidos. También pueden provocarse por la presencia de elementos clásticos de la misma naturaleza química, como sucede en el caso del Louro, donde la sílice al circular entre guijarros y granos silíceos y aumentar su concentración pasa a ser un cemento de gran uniformidad y de excepcional

consistencia. Este es el origen de la pudinga silícea cementada por silicio y sílex que aparece en Gándaras y Orbenlle.

Todos estos fenómenos se producen bajo ciertas condiciones climáticas y de medio ambiente propios de terrenos esteparios, como explican Hoyos de Castro (10) y otros (27).

La *superficie libre superior*. La superficie libre superior del Terciario del Louro, en los puntos donde termina sin llevar por encima estratificaciones más altas, ni formaciones cuaternarias, ni arrastres directos actuales, suele ir cubierta por componentes terrosos muy finos acompañados de guijarros de cuarzo lechoso, pequeños, medio angulosos, y dispersos en número escaso. Acompañan cuarzos muy pequeños casi arenáceos que proceden directamente del desmoronamiento de los granitos transportados por mecanismo aluvial suave.

Otras veces los granos de ortosas, dispersas o en pequeñas concentraciones. Otras son fragmentos muy pequeños de pizarras micacíticas, o de areniscas de grano fino.

c) LOS FÓSILES.

En las formaciones sedimentarias terciarias se han encontrado restos fósiles vegetales, intercalados entre las capas de arcillas blancas, ocupando siempre un nivel bastante superior.

Los restos hallados son abundantes y se han encontrado en bastantes puntos distantes entre sí.

Se trata de tallos largos (a veces de más de un metro) y gruesos (de más de un decímetro), longitudinales, aplastados. No se han observado ramificaciones. Parecen troncos en los que faltan ambos extremos por roturas. Son fibrosos y algo laminares por estructura histológica. Los troncos son negros, carbonizados, con superficies lustrosas, verdaderos lignitos. Algunas piezas parciales pueden estar perfectamente petrificadas formando parte de aglomerados, aglomerados brechoides, en los que ha actuado de agente mineralizador la limonita y la sílice.

Todos estos restos aparecen en concentraciones bastante considerables, y por la manera de presentarse semejan fragmentos de vegetales caídos, arrastrados y amontonados por corrientes de aguas.

Las piezas obtenidas en los trabajos de cantera, rotas y abandonadas a la intemperie, no permiten un reconocimiento botánico fácil. En un estudio general de Nonn (H.) y Medus (J.) (16) dicen que en las arcillas de Budiño han reconocido restos de palmeras. El dato debe ser cierto, aunque no ratificado por nosotros con respecto a los ejemplares que poseemos.

En las explotaciones de arcillas de las inmediaciones de la Granja del Louro, en Orbenlle, etc., han aparecido repetidas veces estas concentraciones

de restos lignitíferos, referibles siempre al mismo aspecto de vegetación, y situados estratigráficamente a la misma altura.

d) LAS LOCALIDADES.

Las formaciones de arcillas blancas, amarillentas, etc., de arenas; gravas y gravillas; de pudingas silíceas, etc., que conceptuamos de edad terciaria, asoman en las siguientes localidades del valle, visitadas por nosotros:

Norte de Porriño (fig. 1, núm. 1).—Se encuentran en varios lugares próximos al pueblo. Se las puede identificar en el punto llamado Las Angustias, en donde la superficie superior libre está a los 40-60 metros.

San Andrés (fig. 1, núm. 2).—Sector de Pontella, al SSW. de Porriño, ladera derecha del Louro. Se presenta en una extensión superficial considerable donde existen varias calicatas y pozos que permiten reconocer la naturaleza de las arcillas. También existen varios frentes de explotación que dejan al descubierto los espesores de los estratos, formando taludes superiores a los cuatro metros.

Las arcillas se hallan a ras del suelo, y la superficie superior más baja está a 20 metros sobre el nivel del mar.

En un frente de arranque anotamos la siguiente disposición, considerada de abajo arriba:

4. Tierras oscuras y cantos rodados..... 0,70 metros

Son superficie libre del suelo a 20 metros sobre el nivel del mar.

3. Arcillas rosadas bastas 0,40 metros
 2. Gravillas en estratificación cruzada 1,90 "
 1. Arcillas blancas, puras, fina + de..... 4,00 "

Las arcillas 1 son el zócalo de la formación terciaria, y los materiales 2, 3 y 4 son cuaternarios y, en parte, terraza del Louro.

En *Atios*, por frente a San Andrés y Pontella, poco antes del empalme de la carretera a Salvatierra, existen formaciones de arcillas blancas y amarillentas de los que llenan todo el valle del Louro y que, hacia el sur, ya no cejan hasta enlazar con todo el sector de Gándaras. El nivel medio de la superficie está a 40 metros.

Granja Gándaras de Budiño (fig. 1, núm. 3).—Enlazando con el sector de Atios, avanzando hacia el sur, al comenzar las Gándaras de Budiño, existe un testigo visible de las arcillas terciarias del Louro. Este testigo, de materiales finos, blancos, rosados y amarillentos, lleva por encima una cubierta tenue de componentes cuaternarios, negros, terrosos, con algunos cantos pequeños, poco rodados y poco numerosos.

Estas capas de arcillas terciarias se extienden hacia el este apoyándose en un firme de naturaleza granítica, ladera izquierda del valle (fig. 2).

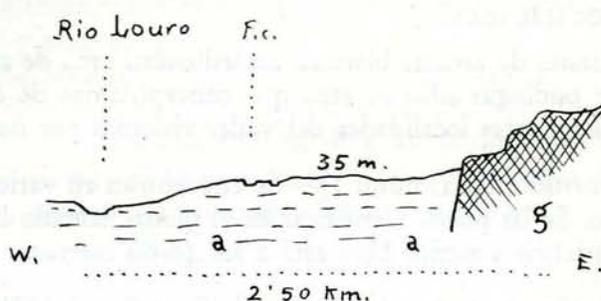


Fig. 2.—Valle del Louro, poco antes de las Gándaras. Morfología de las arcillas terciarias *a*, y contacto por falla con los granitos *g*.

La superficie superior de estas arcillas está a 35-40 metros sobre el nivel del mar.

Al llegar a Granja Gándaras este terciario se formaliza considerablemente en espesor y en extensión superficial, en capas potentes superpuestas, blancas, azuladas, etc.

Aquí persiste el suelo de tierras negras en lechos delgados.

Todo este sector, morfológicamente considerado, no es terraza fluvial, es una superficie de arroyamiento general.

Por la parte sur de la granja existen varios frentes de explotación de arcillas, hoy casi abandonados, que constituyen una buena referencia para apreciar el desarrollo considerable de estas formaciones terciarias.

El lugar es importante porque aquí aparecen concentraciones de vegetales lignificados.

Orbenlle (fig. 1, núm. 4, y fig. 3).—El paraje y cerro llamado Orbenlle es un lugar muy adecuado para estudiar las características del Terciario del

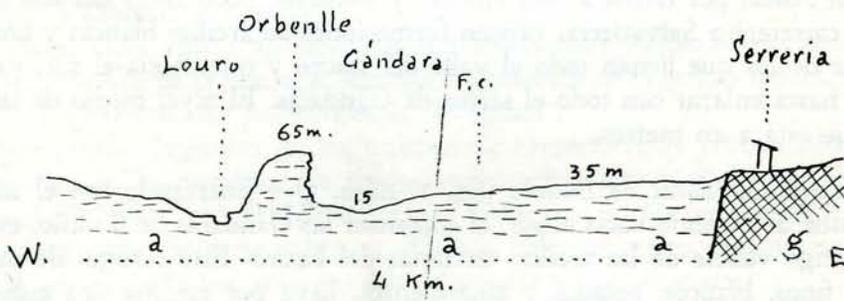


Fig. 3.—Valle del Louro. Corte por Orbenlle. Morfología de las arcillas *a*. Cerro testigo de Orbenlle, con cota de 65 metros.

Louro. Está situado en medio del valle y a mitad de la distancia que existe entre Porriño y Tuy. Se trata de un testigo residual en forma de montículo, alargado de N. a S., que se levanta unos 40 metros sobre el nivel del río y a más de 60 metros del nivel del mar.

Es una formación geológica de estratos horizontales cuya estructura puede verse perfectamente en un frente de cantera de explotación abierta por la ladera de levante. En la parte más baja tiene capas de arcillas blancas, puras, muy finas y esmécticas. Por encima lechos de arcillas de calidad algo diferente y de tonalidades variadas, a veces, con intercalaciones estratiformes de arenas blancas y grano grueso. En la parte alta rematan en un suelo de tierras oscuras con algunos cantos sueltos poco rodados, lecho igual al señalado en otros puntos. Esta parte superficial más alta no es rasante de terraza fluvial.

La disposición general de los estratos presenta algunos cambios importantes a medida que avanza el frente de arranque de la cantera. Un ejemplo algo detallado de la sucesión de estratos es el de la figura 4.

La cumbre del cerro testigo llamado Orbenlle, más o menos aplanada, no es una rasante fluvial, es decir de terraza, es una superficie de tipo aluvial conteniendo algunos cantos cuarcíticos dispersos al azar. Tiene una altura media comprendida entre los 55 y los 60 metros, cambiante en ondulaciones suaves.

Recorrida por nosotros de extremo a extremo, N. a S., se pasa por un punto que presenta una pequeña elevación, algo aguda, que está a 72-75 metros. Esta elevación parece el resto, más o menos intacto, de lo que fue la parte alta del espesor total logrado por las arcillas durante el Terciario, nivel de toda la cuenca.

Pero, por otra parte, su disposición aguda y totalmente aislada hacen sospechar que pudiera tratarse de un montículo de origen artificial, labrado por las manos del hombre, de las mismas características que tienen ciertas construcciones arqueológicas del tipo de los túmulos recubiertos por tierras (1).

Cerquido (fig. 1, núm. 6).—Es una localidad en explotación modesta. Tiene un frente de arranque ancho y poco profundo. Las arcillas son blancas, puras, estratificadas en sedimentaciones horizontales normales. Son de las mismas características de las arcillas reseñadas en los yacimientos de Gándaras y en Orbenlle.

Volta de la Moura (fig. 1, núm. 5).—Es una localidad excelente para estudiar el Terciario del valle del Louro. Responde a una gran explotación in-

(1) Esta cuestión podría ponerse fácilmente en claro con una simple excavación preliminar de unos cuantos metros.

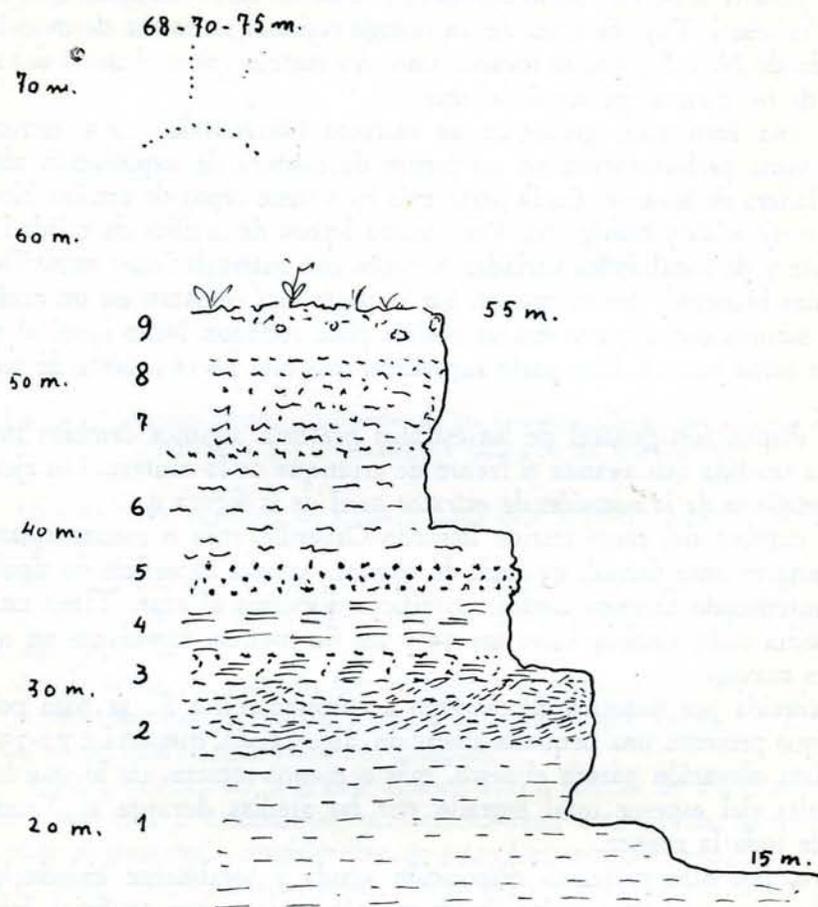


Fig. 4.—Corte geológico de las arcillas terciarias en un frente de explotación de la mina de Orbenlle. La disposición representada en el gráfico ofrece algunos cambios a medida que se avanza en el frente de explotación.

- 9.—Capa superior heterogénea. En la parte alta es un manto de tierras negras o limonítico-amarillentas, limosas, con restos vegetales recientes, conteniendo algunos cantos. En esta formación se aprecian testigos de cauces que han sido rellenados por arcillas, arenas, cantos rodados, etc. En corte en sección, estos sedimentos tienen estratificación cruzada, delatando un dinamismo torrencial cambiante. La superficie es granulosa, de gravilla fina, que recuerda las rasantes de las rañas extremeñas. Esta rasante superior no presenta señales de terraza. Su altura media es de 55-60 metros; en puntos excepcionales alcanza los 72-75 metros.
- 8.—Capas irregulares de arcillas blancas, granulosas, de 4 metros de espesor. A veces estratificación cruzada.
- 7.—Lechos irregulares de arcillas, gravas pequeñas, etc., todos de color rojizo; 2,5 m. Su límite superior a veces está a 50 metros.
- 6.—Arcillas blancas, amarillas, etc. En estratos compactos, horizontales.

- 5.—Estrato de pudinga sílicea, de componentes rodados blancos, rojizos, marrón, etc., y aglutinante síliceo; coloración variable. Puede faltar; se halla aproximadamente a los 40 metros.
- 4.—Capas de arcillas blancas, de tonos mate, con intercalaciones de arcillas amarillas y capas de arenas finas; 4 metros.
- 3.—Mantos algo irregulares de arcillas muy blancas, alteradas por manchas sonrosadas; 2,5 metros.
- 2.—Capas de arcillas blancas y de arenas blancas en estratificación cruzada; 5 metros.
- 1.—Arcillas blancas, grises, etc. En lecho estratigráfico muy potente en profundidad. La rasante inferior de explotación está entre los 15 y 20 metros. El cambio superior está en los 25 metros. Potencia visible, más de 7 metros.

dustrial que ha puesto al descubierto una gran extensión de terreno que ha profundizando considerablemente dejando el recinto de una gran cavidad limitada por cortes altos y verticales.

El contenido es de arcillas blancas, amarillas, rosadas y de excelente calidad y mucha potencia. Las capas de estratificación suelen tener algunas variantes debido a causas diferentes. Pueden llevar intercalaciones accidentales de lechos de arena y cantos rodados de cuarzos blancos esporádicamente distribuidos.

En los estratos superiores de las arcillas se observan casos de haber sido afectados por corrientes fluviales de otros tiempos que dieron lugar a cauces circunstanciales cuyas concavidades, más tarde, fueron rellenadas por cantos y gravas de diferentes tamaños que cegaron aquellos lechos y los fosilizaron.

Por encima de las arcillas y de estos rellenos sigue una formación posterior muy importante, en algunos puntos de gran espesor, formada por un conglomerado cementado de edad cuaternaria.

Final del valle del Louro (fig. 1, núm. 7).—Las formaciones terciarias llegan hasta el río Miño. Por la izquierda la última representación es un montículo testigo como Orbenlle, alargado también de N. a S., que en su parte más meridional conserva una cota de 70 metros, que no tiene carácter de terraza fluvial.

El Louro llega hasta el seno topográfico de lo que fue meandro del río Miño (hoy meandro abandonado), donde tiene una terraza fluvial izquierda con plataforma de cantos rodados cuaternarios, montado sobre una base de arcillas terciarias.

En el encuentro del Louro con el Miño sólo se aprecian dos terrazas: la de *inundación* y la terraza inmediatamente más alta, la terraza *inferior*.

Resumen.—Los datos obtenidos de los terrenos terciarios se pueden relacionar a lo largo del valle del Louro. Enfiladas las alturas tal como se representa en el esquema (fig. 5) resultan las siguientes apreciaciones:

En primer lugar se observa que existe una rasante general, terciaria, alta, que está como término medio en los 60-70 metros, y que desde Porriño pasa

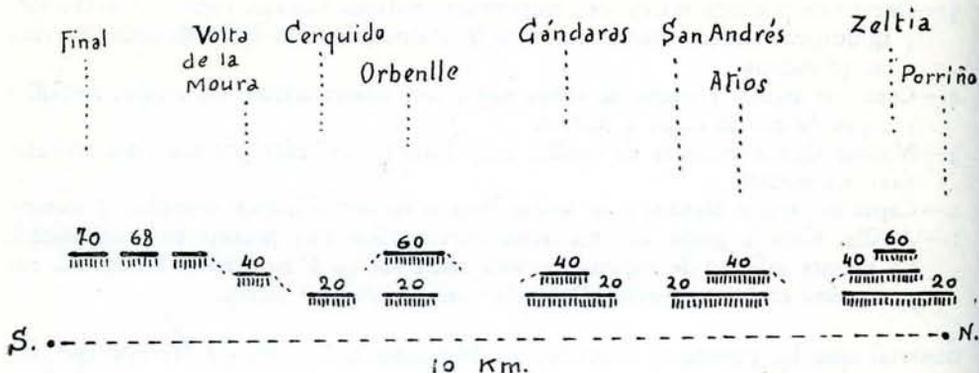


Fig. 5.—Relieve longitudinal del valle del Louro, con sus tres niveles representativos: inferior, 20 m.; intermedio, 40 m., y superior, 60-70 m. Las rasantes de 60-70 m. son testigos residuales de erosión; la rasante de los 40 m. puede ser testigo de erosión o superficie de terraza fluvial.

por Orbenlle y termina en los cerros alargados del tramo final, antes del puente sobre el Louro. Esta rasante está fuertemente rebajada en el sector central del valle, desarticulando su continuidad (fig. 5, rasante, 60 metros).

En segundo lugar existe una rasante media que se halla a los 40 metros, quedando como testigos parciales de un plano ideal las superficies aplanadas de Atios, Granja Gándara, Volta de la Moura (fig. 5, rasante 40 metros).

En tercer lugar se observa que existe una rasante terciaria baja, que se mantiene en los 20 metros y ocupa la porción central del valle desde poco después de Porriño, San Andrés, Gándaras, suelo de Orbenlle, Cerquido, etc., hasta finales antes del Miño (fig. 5, rasante 20 metros).

El esquema, completado por la inspección del mapa topográfico, nos advierte de que el Terciario ha sido una formación sedimentaria general que ha colmado el fondo del valle en manto espeso, rematado por un nivel superior a más de 60 metros. Y evidencia también que gran parte de la porción central del valle ha sido rebajada hasta los 20 metros por intervención principal del río Beceira y de otros factores (fig. 1).

e) LAS CARACTERÍSTICAS DEL TERCIARIO.

El Terciario que se ha descrito es una formación exógena de relleno; es el producto de una etapa, primera, de erosión general, predominantemente química, lenta, cuyos productos, seguidamente, han sido gradualmente transportados y depositados en la gran concavidad de inundación. Los materiales se han originado y sedimentado durante el Terciario superior y están descansando sobre un firme de rocas graníticas y esquistosas.

Por la parte superior es una formación sedimentaria que se halla decapitada, rebajada, con desaparición de las partes más altas. Ocupa toda la cu-

beta del Louro y en tiempo, como se ha dicho, debió formar un manto de sedimentación amplio que permaneció más o menos intacto hasta el Plioceno y principios del Pleistoceno.

Estas formaciones, desde el punto de vista morfológico, actualmente se encuentran partidas por el sector central en sentido E. a W. y dan lugar a una zona baja que está a 20 metros. Así la parte norte correspondiente a Gándaras queda cortada y sin continuación con la parte sur de La Moura. Por este corte amplio y rebajado pasa el río Beceira, más arriba llamado Pozo de Regadeiro, procedente de la base del Faro de Budiño (figs. 1 y 16). Esta escotadura central, baja, ha sido producida por los drenajes del Beceira al buscar al Louro por su ladera izquierda, y han contribuido también a originar esta zona baja general, los ríos Centeanes, Laxas y otros que afluyen al Louro por la derecha.

El drenaje que ha experimentado esta parte central del valle ha sido muy grande, porque en general se le puede asignar un rebaje superior a los 40 metros, diferencia entre la superficie originaria y el nivel actual de fondo.

A esta acción erosiva intensa se deben en gran parte las características que ofrecen las tierras bajas, encharcadas, conocidas con la denominación de "gándaras".

Al descenso del fondo del nivel del valle se ha unido la abundancia de aguas subálveas, correspondiente a una cuenca de muy poca inclinación, que coincide además con un subsuelo granítico y néisico que impide las filtraciones a profundidad.

De aquí que las aguas empapen los suelos y que, en invierno en particular, den origen a lagunas de inundaciones de bastante extensión superficial y más o menos duraderas, según la naturaleza de los estíos.

f) LA EDAD.

La determinación de la edad de las arcillas no puede hacerse de una manera directa porque se carece de fósiles adecuados a este fin. Los restos vegetales que aparecen con frecuencia no han sido estudiados por nosotros y, por tanto, no podemos tomarlo como base de argumentación propia. Otros autores los han utilizado.

La edad terciaria que les asignamos las deducimos de varias consideraciones de tipo general.

En primer lugar, por los aspectos petrográficos indicadores de una naturaleza relativamente moderna, de componentes poco coherentes, cementaciones endebles y colores claros (blancos, blanco-azulado, amarillento, sonrosados, etc.).

En segundo lugar por la horizontalidad de las capas de arcillas, conservando su posición de origen, no afectadas por la orogenia pirenaico-alpina.

Después, por su colocación estratigráfica siempre situada inmediatamente por debajo del Cuaternario y perfectamente concordantes con éste.

Finalmente, quizá también por la existencia de las capas irregulares, oscilantes, cambiante en altura de estratificación del estrato general de pudinga silíceas anteriormente nombrado.

Sobre este último dato interesa detenerse brevemente.

En la Meseta el Mioceno suele estar coronado por bancos de calizas pontienses y por bancos de pedernales o costras silíceas irregulares (el Plioceno parece que no existe). En ambos casos ambas formaciones, estratigráfica y petrográficamente, están en íntima relación con factores climáticos y ambientales diferentes de los que les precedieron.

De la misma manera la presencia de las pudingas silíceas del Louro parecen ser coincidentes, o casi coincidentes, con los finales de la formación de las arcillas, muy diferentes a ellas y motivadas indudablemente por cambios ambientales grandes. Las pudingas, de granos pequeños y de pastas silíceas, son formaciones de tipo lacustre, nacidas en condiciones especiales según quedó explicado anteriormente.

Así, se puede pensar en una posible contemporaneidad de hechos y, al tiempo que en la Meseta se originaron las calizas del Pontiense y más en especial los lechos y bancos de pedernales, en el Louro, por razones ambientales aproximadamente similares, se originaron, por su parte, las pudingas silíceas, también relacionadas con el terciario medio final.

Volviendo a las arcillas y pasando a recordar lo que dicen otros autores sobre estos terrenos, Parga Pondal, en un trabajo sobre rocas y minerales gallegos (20), señala que el Terciario de Galicia es de arcilla, lignitos, margas y arenas y (aunque sin argumentar de manera especial) señala que las formaciones arcillosas de Las Gándaras de Budiño, entre Porriño y Tuy, son de edad terciaria (pág. 2).

Otros, Nonn (H.) y Hedus (Y.), estudiando la cuenca de Puentes de García Rodríguez (16), lejos del Louro, dicen de pasada, en su trabajo (página 88) que "las investigaciones sobre el terreno realizadas por uno de nosotros (H. N.) nos han permitido conocer, en algunas explotaciones de arcillas para la industria cerámica (especialmente en Budiño, en las cercanías de Tuy), lignitos terciarios con restos de palmeras". Y en otro momento afirman que el yacimiento de Puentes de García Rodríguez, de "lignitos y de arcillas, son de edad Tortoniense y Tortonio-Pontiense", es decir, del Mioceno.

En otro terciario peninsular, en la Meseta y en el Ebro, se tiene, dentro de características muy amplias, las siguientes relaciones petrográficas referidas a los niveles estratigráficos:

3. En *alto* calizas lacustres y de los páramos ... Pontiense.
2. En *medio* arcillas y yesos ... Sarmatiense.
1. En *base* arenas y arcillas ... Tortoniense.

En las formaciones del Louro no hay ni yesos ni calizas, pero son coincidentes las arcillas y las arenas, sin olvidar la pudinga silíceas de los niveles altos de los estratos.

En resumen: por todas las consideraciones apuntadas nos inclinamos a considerar que los estratos arcillosos y arenáceos de la cuenca del Louro son del Terciario superior, del Neógeno, más exactamente del Mioceno superior.

3. El Cuaternario.

a) LOS CARACTERES GENERALES

El Cuaternario del valle del Louro se halla formando parte del suelo actual, constituido, principalmente, por limos, tierras heterogéneas, gravas y depósitos de cantos rodados. Suele hallarse en capas sencillas, de poco espesor, procedente de arrastres superficiales y de alteraciones de las mismas rocas que le sirven de base. Recubren los estratos terciarios o descansan sobre granitos y neis. Se presenta en graveras, en lechos ordenados horizontalmente o en acúmulos revueltos y caóticos.

Los cantos rodados son cuarcíticos, y la mayoría proceden de la fragmentación de los filones hidrotermales, cuarzos lechosos. Otros son de tonos pardos y recuerdan las gravas que se forman con las cuarcitas silúricas. Son notables los que proceden de areniscas, de neis y de esquistos endurecidos, de formas ovoides, aplastados, que se parten fácilmente por los planos de la estructura petrográfica.

Desde el punto de vista morfológico el Cuaternario se presenta de dos maneras: en lechos de recubrimiento y en depósitos escalonados en las márgenes del río, formando las llamadas terrazas fluviales, de las que nos ocupamos a continuación.

b) LAS TERRAZAS.

Las terrazas del río Louro son poco importantes. Se presentan según dos y tres alturas bien definidas. Una es terraza de inundación, está a 2-3 metros; otra es terraza *baja*, está a 10 metros; otra es terraza *media*, y está a 20-30 metros sobre el cauce. Esta tercera muchas veces suele existir como superficie alta, más o menos distante del lecho del río, y dotada de un carácter más bien morfológico que directamente fluvial. Las superficies en Terciario a 40 metros, y las situadas a 60-65 metros suelen ser testigos de erosión y no siempre niveles de terrazas cuaternarias. (Cuadro I.)

COTAS TOPOGRAFICAS

TERRAZAS FLUVIALES Y RASANTES

1.—20 m.	Lecho del Louro.	
2.—22 m.	Terraza de inundación de... ..	2 m.
3.—30 m.	Terraza baja de... ..	10 m.
4.—40 m.	Terraza media o rasante a... ..	20 m.
5.—60 m.	Terraza alta o rasante a	40 m.

Cuadro I.—Río Louro. Alturas topográficas. 1, Altura media del lecho del río. 2, 3, 4, Alturas relativas de la superficie de las terrazas. 5, Alturas de rasantes de erosión que no son terrazas o pueden coincidir con ellas.

En el recorrido del Louro que va desde Porriño hasta Tuy, las terrazas se han formado en casi todos los casos de la misma manera. Primeramente, el río ha excavado las arcillas del Terciario, y después, sobre estos lechos, ha dejado depositadas las gravas y tierras de la masa fluvial de terraza.

Los cortes geológicos que tomamos como ejemplos demostrativos son los siguientes:

Pontelas (fig. 6).—En el camino de Val de Pontelas hacia San Andrés se identifican tres niveles de terrazas: el inferior de inundación, 1-2 metros;

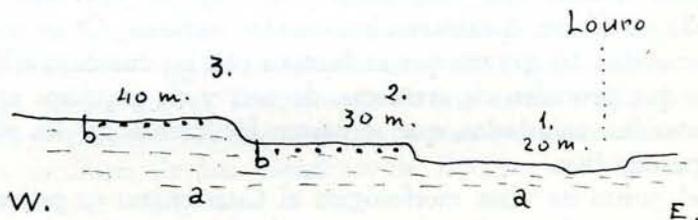


Fig. 6.—Terrazas cuaternarias esculpidas en las arcillas terciarias en el camino de Val de Pontelas hacia San Andrés.

- a.—Arcillas blancas y amarillas terciarias.
- b.—Cantos rodados y capas de poco espesor cuaternarios.
- 1.—Terrazas de inundación, de unos 2 metros.
- 2.—Terraza baja, de unos 10 metros.
- 3.—Terraza media, de unos 20 metros.

la terraza baja, a 10 metros, y la terraza media, a 20 metros. Están esculpidas sobre arcillas blancas, en peldaños muy amplios y superficies que coronan capas de canto de poco espesor.

Granja Gándaras (fig. 7).—En un corte este a oeste, desde Granja Gándaras hasta el río, se identifican con claridad dos terrazas: la inferior de inundación, a 2 metros sobre el cauce; y la terraza baja, a 10 metros. Esta segunda, muy clara en la ladera derecha del cauce, es imprecisa en la ladera

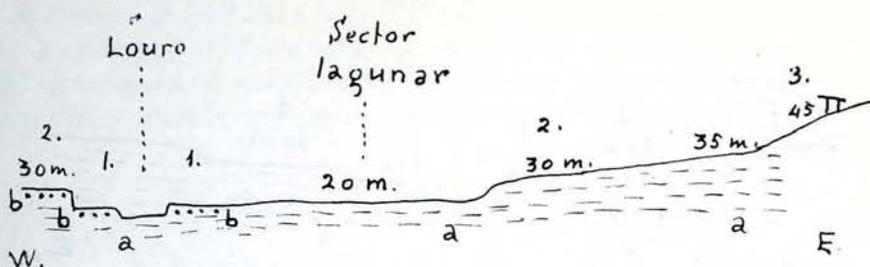


Fig. 7.—Terrazas cuaternarias y rasantes sobre el terreno terciario, sector de Granja Gándaras de Budiño.

a.—Arcillas blancas terciarias.

b.—Terrazas cuaternarias con recubrimientos de cantos rodados.

1.—Terrazas de inundación 2-3 metros, patentes en las dos laderas del río; la izquierda, muy dilatada hacia el E.

2.—Terraza baja, 10 metros; a la derecha, bien conformada; a la izquierda, con perfil remontante sobre arcillas blancas terciarias que queda desprovisto de recubrimiento cuaternario.

3.—Rasante a 45 metros en superficie morfológica labrada sobre arcillas terciarias y de nivel equiparable a la terraza tercera.

Las terrazas 1 y 2, de esta localidad, en invierno se inundan y quedan debajo de las aguas. En estío, las tierras rezuman aguas subálveas: "gándaras".

izquierda, donde el nivel de superficie es ascendente y enlaza suavemente con la cota a 45 metros o más. Las terrazas 1 y 2 en invierno se inundan y quedan debajo de aguas encharcadas ("gándaras").

Cerquido-Ribera del Louro (fig. 8).—Entrando por el camino de Cerquido, ribera del Louro, en dirección hacia La Magdalena, y cruzando el cauce del Louro, se puede identificar un escalonamiento de cuatro peldaños situados a 2, 10, 15 y 20 metros. Son niveles de terrazas, el peldaño de inundación, a 2 m., y los de 10 y 15 metros. El más alto, con cota a 20 metros en la ladera izquierda, está desarticulado de las verdaderas terrazas, en tanto que el de la derecha, perfectamente enlazado a las terrazas, no ha podido ser medido ni identificado como terraza.

Volta de la Moura (fig. 9).—El perfil de terrazas de esta localidad está referido al río Beceira, en el que se reconocen dos niveles solamente: uno, de 2-3 m. sobre el cauce del río, que corresponde a la rasante de inundación, aquí labrada sobre arcillas terciarias, y otro, importante, que está a 20 metros del cauce, formada por un espeso manto de conglomerados que corresponde a la terraza alta. El conglomerado es de cantos rodados, de tamaños variables, muy apretados. Están en lechos horizontales, superpuestos, con ciertas diferenciaciones en sus tonalidades conjuntas indicando los cambios

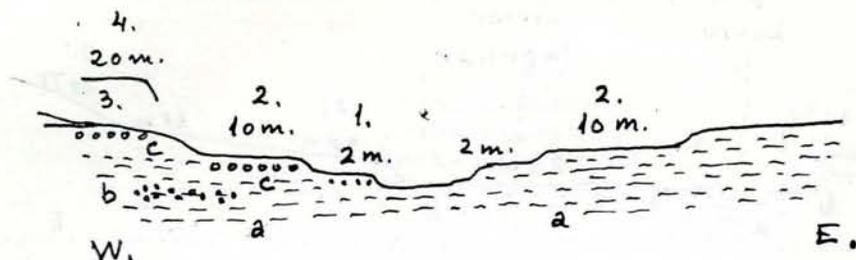


Fig. 8.—Terrazas cuaternarias camino de Cerquido Riba de Louro, en dirección a Magdalena.

- a.—Arcillas blancas terciarias.
 b.—Gravillas terciarias intercaladas entre las arcillas de la misma edad.
 c.—Gravas de terrazas, acompañadas de cantos poco rodados de cuarzos con aristas rebajadas y de cantos de granitos redondeados.
- 1.—Terraza de inundación, 2 metros.
 2.—Terraza baja, 10 metros; con superficie de cantos rodados.
 3.—Terraza intermedia?, a 15 metros?
 4.—Rasante de erosión sobre arcillas terciarias, a 2 metros de cota, alejada y desarticulada de las terrazas.

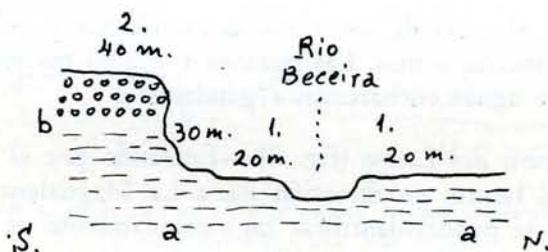


Fig. 9.—Terraza fluvial y rasantes de terraza en la Volta de la Moura.

- a.—Arcillas blancas terciarias.
 b.—Cantos rodados y gravas cuaternarias.
- 1.—Terrazas esculpidas por erosión en arcillas blancas y terciarias.
 2.—Terraza media, a 20 metros del cauce (40 m. de cota), formada por un espeso depósito de cantos rodados.

ocurridos durante los episodios de formación. En total presenta un espesor de unos 10 metros, descansando sobre una base de arcillas amarillas terciarias.

Este gran depósito de cantos rodados ha sido originado por el transporte directo del río Beceira y el afluente importante que se le une por la izquierda antes de la llegada del primero al lecho del Louro.

Las terrazas al final del Louro (fig. 10).—El río Louro, poco antes de su final y a su llegada al Miño, tiene algunos detalles de terrazas.

Al aproximarse al puente sobre la carretera general, a la derecha, su lecho se apoya sobre la estribación del talud de la ladera oeste del valle. Los

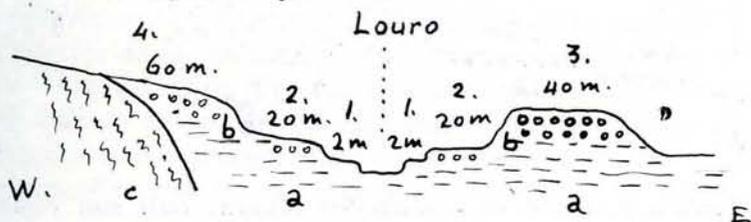


Fig. 10.—Corte del Louro, en las proximidades del puente.

- a.—Arcillas blancas y amarillas terciarias.
 b.—Cantos rodados y pudingas, cuaternarios.
 c.—Micacitas y neis de la ladera derecha.

- 1.—Terraza de inundación, 2 metros.
 2.—Terraza baja, 10 metros.
 3.—Terraza alta, 20-30 metros sobre el cauce.
 4.—Acarreos fluviales que enrasan con superficie de erosión en granitos y neis.

terrenos dejan de ser arcillas terciarias y asoman neis y granitos, que en algunos puntos vuelven a desaparecer por debajo de las formaciones cuaternarias. En este sector los granitos, neis y micacitas del zócalo enrasan con las formaciones de acarreo cuaternarias, en superficie que está a los 60 metros (figura 10).

Algo más adelante, en el punto donde un cauce de arroyo desemboca en el Louro por la derecha, entre ambos ríos, queda una divisoria de terrenos con base de arcillas y parte superior de cantos rodados, cuya rasante está a 40 metros, es decir, a 20 metros del perfil del Louro, lo que indica nivel de la terraza fluvial alta.

El Louro prosigue atravesando terrenos arcillosos terciarios hasta la llegada a la curva de meandro abandonado que el Miño dejó en este lugar (figura 12).

Guillarey (figs. 11 y 12).—En el sector de Guillarey existen rasantes escalonadas referidas al río Miño, que guardan relación con las terrazas del río Louro. Para aquel río son patentes las terrazas situadas a los 5-10 metros y la de los 20-25 metros, pero no tanto la situada a 35-40 metros y menos la rasante situada a los 100 metros.

La de 5-10 metros es terraza de inundación de gran superficie en todo el seno de lo que fue meandro antiguo abandonado. La altura de los 20-25 metros es también terraza fluvial típica de conglomerado superior de bas-

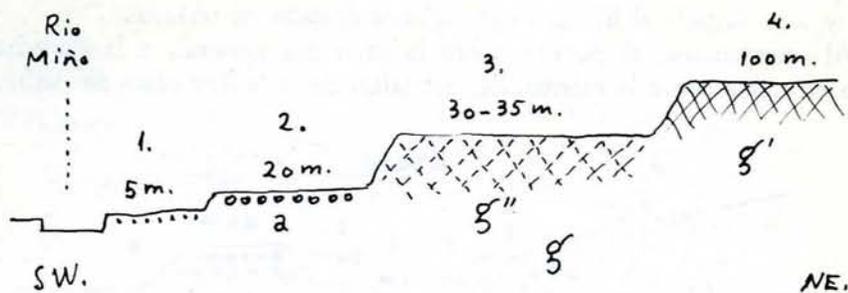


Fig. 11.—Terrazas y rasantes en Guillarey-San Mamed; corte muy esquematizado.

g. —Zócalo general granítico.

g'.—Granito fresco en superficie horizontal arrasada.

g''.—Granito alterado en superficie horizontal arrasada y conteniendo algunos acarreos

1.—Terraza de inundación, 5 metros.

2.—Terraza fluvial baja, 15-20 metros.

3.—Rasante sobre granito alterado, a nivel de terraza media.

4.—Rasante sobre granito fresco, situada a 100 metros de cota, de origen anterior a las terrazas fluviales.

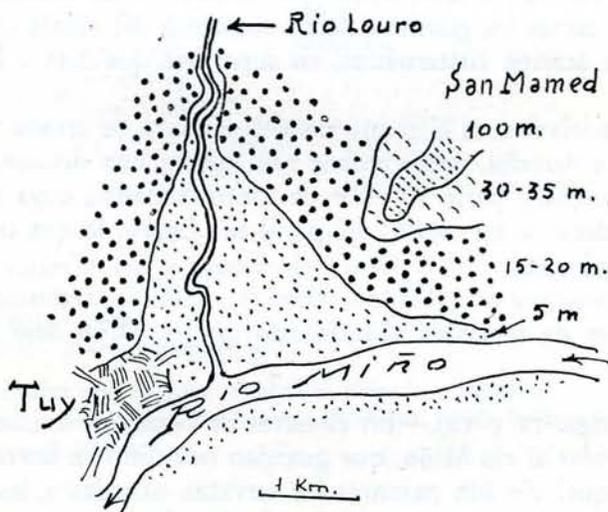


Fig. 12.—Planimetría del perfil de la figura anterior, correspondiente a Guillarey San Mamed.

5 m. Terraza de inundación.—15-20 m. Terraza baja.—30-55 m. Terraza media.—100 m. Superficie de rasante erosiva.

tante espesor; sirve de paso a la vía férrea. La rasante de los 35-40 metros de basamento granítico alterado muy descompuesto, con algunos rellenos superficiales; en su altura es coincidente con el horizonte general de la terraza media del Miño. Finalmente, la rasante a 100 metros, o poco más, particularmente en San Mamed, de naturaleza granítica firme, por su altura y por sus características es anterior e independiente de las terrazas.

Las terrazas de la desembocadura del Louro se relacionan íntimamente con las terrazas del Miño (fig. 12). Las de inundación, la terraza baja y la media, se enlazan en una continuidad insensible; las terrazas altas quedan con relaciones menos precisas. Las alturas relativas en uno y otro río dependen, naturalmente, de las importancias respectivas de sus cauces y sus caudales.

c) RESUMEN SOBRE LAS TERRAZAS.

Para poder llegar a conclusiones rigurosas en el problema de la cronología de las terrazas del Louro habría que partir de un estudio dedicado a la cuestión y contar con datos abundantes sobre las mismas, trabajo que nosotros no hemos realizado. Por eso lo que se dice a continuación es un simple tanteo que se basa en las breves observaciones de campo tomadas directamente en nuestras excursiones y en la coordinación que resulta de comparar con algunos datos referidos al Miño, tomados de otros autores.

Relacionando las terrazas de uno y otro río se observan las siguientes concordancias en enlace natural morfológico y cronológico:

	Río Louro Sos	Río Miño Teixeira	
<i>Terrazas:</i>			<i>Edad:</i>
De inundación... ..	2-3 m.	5 m.	Intergl. Riss-Wür.
Baja	10 m.	15-20 m.	Interg. Mind.-Riss.
Media	20-30 m.	35-40 m.	Interg. Günz.
Rasante alta... ..	40 m.	45-50 m.	Postglaciar Flandriense.

Cuadro II.—Concordancia de las terrazas del Louro y el Miño

Los niveles relativos de las terrazas de ambos ríos se hallan en una correlación perfecta. Coinciden la de inundación, la baja y la media. La terraza alta no puede generalizarse para el Louro, la rasante de los 60 metros con talud de 40 metros reconocida en el valle, en varios testigos terciarios, no es equiparable a nivel de terraza alta por tratarse de cotas de superficies situadas a 60-65 metros en cerros testigos terciarios sin señales superiores de sedimentaciones cuaternarias.

El valle del Louro debió permanecer cerrado, probablemente, durante

todo el Mioceno superior y el Plioceno, y empezaría a tener salida al exterior, concretamente al río Miño, a partir del Cuaternario antiguo en el Günzciense. En este periodo debió dar comienzo el rebaje general de la superficie del Terciario; y no existiendo todavía un cauce definido para el Louro, no se pudo perfilar el escalón correspondiente a la terraza alta, colgada después a 40-50 metros sobre el lecho.

Las aguas del valle del Louro no comenzaron a salir al Miño, de manera fluvial, hasta que el nivel de base de este Miño no descendió, dejando en alto su terraza de 45-50 metros, fenómeno que está relacionado con otras causas geológicas generales.

El drenaje prosiguió y en el Mindeliense-Rissiense, rebajado el Terciario hasta las cotas 20-30 metros, se formó la terraza media, de posible identificación en el Louro y enlazable con la terraza media del Miño de los 35-40 metros.

Por las mismas razones se llegó hasta las otras dos terrazas, la baja y la de inundación, la primera a 10 m. en el Louro y 15-20 en el Miño; y la segunda a 2-3 m. en el Louro y 5 m. en el Miño.

Finalmente, como característica peculiar del Louro conviene repetir que, en este valle, las terrazas, en casi todos los casos se han formado penetrando cada vez más, excavando sucesivamente los terrenos arcillosos terciarios y sincrónicamente dejando los materiales de acarreo sobre los lechos esculpidos en las arcillas.

III. LA TECTONICA GENERAL

a) ALUSIÓN A LA ESTRUCTURA ANTIGUA.

Debemos recordar que la tectónica del valle de Louro y de sus inmediaciones ha sido tratada por los autores de la Hoja geológica de Tuy, invocada al principio de este trabajo (11) a cuyo estudio remitimos al lector para no incurrir en repeticiones innecesarias.

Desde el punto de vista estructural, Galicia es un país que está considerado por todos los geólogos como un viejo macizo emergido, surcado de fracturas, partido en varios bloques contiguos, intensamente erosionados y modelados. A la manera de ver de Cailleux y Tricort (1) podríamos decir que se trata de un *antechiso*, de un macizo antiguo plegado en profundidad y levantado respecto de los territorios vecinos.

Parga Pondal, Torre Enciso, etc., así lo consideran y así lo han expuesto en sus trabajos (18, 25). Cualquier observador puede comprobar la exactitud de dichas interpretaciones.

Del Louro el sector de mayor interés estructural es el que corresponde a la Sierra del Galiñeiro, sus basamentos y sus prolongaciones a N. y S.; es el gran paredón de la ladera oeste del río. Su mole tiene el núcleo central de granito y encima, concordantes con él, los neis y las micacitas. Esto da lugar a una trabazón petrográfica compleja, relacionada directamente con el geosinclinal antiguo aludido por aquellos autores y representado en su mapa geológico.

Los neis se hallan en la base del Gallineiro, en la cumbre y base del monte Castro, en Herbille, altos de San Colmado, Vuelta de Abelenda, etc. Desde lo alto los neis y las micacitas descienden hacia el valle por todo este gran flanco de montañas y llegan hasta las partes más bajas, hasta Pontellas y San Andrés, donde aparecen esquistos alterados. La localidad es importante porque aquí los granitos están ramificados y aprisionan a las micacitas, a los esquistos, etc.

Más al S., en Santa Columba, en el arroyo, junto a la fábrica de so-

mieres, afloran neis y micacitas perfectamente concordantes con un granito base. El neis tiene rumbo casi norte.

Los componentes micacíticos corren hacia el S. y pueden verse a lo largo del zócalo de esta ladera en su contacto con el fondo del valle; llegan hasta puntos lejanos, como sucede en el asomo de las proximidades del puente sobre el Louro cerca de Tuy.

Los neis y micacitas de este flanco han sido objeto de una erosión diferencial notable (11), dejándose sentir, de manera preferente, en los esquistos (aquí muy alterados) originando rasantes de importancia morfológica.

En la ladera izquierda del río Louro no pueden señalarse estructuras particulares. Los granitos orientados que forman las sierras del Penedo, Faro de Budiño, etc., discordantes y postectónicos, no van acompañados ni de neis, ni de micacitas, ni de ninguna clase de esquisto que puedan inducir a relaciones tectónicas.

b) LA FALLA PRINCIPAL.

En términos generales el valle del Louro es la consecuencia de una extensa línea de contacto de dos grupos de masas diferentes: los granitos y los neis del occidente del valle, y los granitos de la parte oriental del mismo. Pero, además, esta zona de contacto es coincidente con una zona central de fracturas y hundimientos.

Comparando las masas limitantes del valle se observa una notable diferencia de alturas medias. Para el E., la Sierra del Faro de Budiño (y sus prolongaciones a N. y a S.) está a unas alturas comprendidas en las siguientes cotas: Adresa, 352; Corucho, 450; Faro de Budiño, 396; Pinizas, 303; Faro de Piedrabujiña, 223; etc. Para el W. las cotas son: pico Galiñeiro, 699; pico inmediato a Castro, 585; sierra al oeste de Parada, 434; Casetas, 505; etc.

Entre estas dos cuerdas de montañas existe, evidentemente, una notable diferencia de alturas. La presidida por el Faro de Budiño está en más de 200 metros por debajo de la alineación que preside el Pico Galiñeiro. Semejante descompensación de masas está relacionada, directamente, con un gran accidente tectónico, con una gran fractura de plano único o múltiple que va, aproximadamente, N.-S. y coincidente con la orientación general del valle del Louro.

Las montañas de la Sierra del Galiñeiro, al W., representan un gran labio de falla situado en alto; las montañas del Faro de Budiño, al E., el labio descendido en vertical, descompensado respecto del anterior (fig. 13).

c) LAS FRACTURAS IMPORTANTES.

Gran parte de Galicia es un país que está cuarteado en dos grandes sistemas de fallas principales que han sido estudiadas y reseñadas por Parga y Torre (11 y 18) y otros muchos autores. Los rumbos que se han reseñado para dichas fallas son referibles, en absoluto, a los rumbos de las que existen en la comarca del Louro.

Del sistema de las longitudinales, más o menos N. a S., son importantes las que trazan la morfología de la ladera derecha del valle del Louro y forman el basamento del macizo del Galiñeiro; son las que marcan la gran falda montañosa, casi vertical, de la Vuelta de Abelenda y Herbille; la que se observa en Mosende, etc.

En Pico Castro (Pico de la Virgen de la Nieve) los neis tienen estructura perfectamente orientada y están afectados numerosos planos de fisuras, todo con rumbo N. 20°-25° E. dirección que, en parte, es la que tiene la disposición de la fractura principal de esta ladera.

Una réplica de esta fractura principal es la falla o paquete de fallas muy juntas que se descubren en los lugares donde existen rasantes a 100 metros. Abelenda; o a 60-50 metros, como en instalaciones "Zeltia", en la fábrica de somieres, etc. A estas fallas es debida la morfología del escarpe vertical que presenta la ladera derecha del Louro.

Las fallas longitudinales de la ladera izquierda también son fáciles de localizar. La sierra del Faro de Budiño, considerada a N. hasta el Penedo, y a S. hasta Pinizas, es un cordón montañoso alargado que al E. y al W. está cortado longitudinalmente por fallas rectilíneas potentes.

La primera, es la que aprovecha el río, cuya cabecera pasa por Conso y va hacia el N., aprovechada también en el primer tercio por el río Casela, con aguas hacia el sur.

La segunda, gran fractura, flanco W., es la que pasa por Cans y Abarrín, a N., y por la parte alta del río Regadeiro, con marcha a S. Esta gran falla, muy importante, desgaja del faro de Budiño toda la Sierra de Cuervos, desde Abarín hasta Mantele y Vacaria. Es la que da lugar al gran escarpe izquierdo del Louro.

Estas fallas al cortar las moles graníticas han trazado caminos fáciles para los ríos y arroyos, los que con sus erosiones han dado lugar a cauces profundos y estrechos de sección en V.

La sierra de los Cuervos está partida longitudinalmente por su ladera occidental, en plano de falla paralelo al Louro, dando cara al río y dejando, por descenso, un saliente arrasado horizontalmente que está a 60-50 metros, repitiendo el caso señalado en la fábrica "Zeltia".

Del sistema de fallas transversales más o menos E. a W. son importantes las que perturban los perfiles de las laderas que se acaban de reseñar.

Son patentes las localizaciones en Zamanes, río San Simón, Rebordanes, etc.

La ladera derecha del Louro en su parte alta forma un mirador abrupto, ya aludido. Colocados en Pico Castro, se observa que esta gran ladera está partida transversalmente por varias fracturas paralelas, que van casi NW. a SE. Por ella se producen varias piezas tectónicas que, de norte a sur, son: el saliente montañoso de Pardellos; la plataforma erosiva de San Colmado, de nivel más bajo; el saliente agudo de Castro y picos próximos; la breve depresión de Elgueras, con paso a las cabeceras de los ríos Elgueiras, Escusa y Vilar, y, finalmente, los calveros graníticos del sur, que marcan nueva elevación de cumbres (figs. 14 y 15). Se ve una alternancia de salientes y de depresiones en posición correlativa NE. a SW. producidos por acoplamientos en vertical de las masas falladas.

En la ladera izquierda también existen fracturas transversales, más o menos de poniente a levante, no siempre tan claras como en el caso anterior.

El relieve está partido al norte de Penedo, en el collado por donde pasa la carretera de Redondela. También en el propio núcleo del Penedo y proximidades meridionales, con numerosas fisuras y planos de fallas. Al sur del Faro de Budiño, con un sistema de fallas, en un lugar de relieve rebajado, en ancho espacio por donde pasa la carretera a Salvatierra. Más al S. en los núcleos de Pedra Buiña, Salcedo y Guillarey, todos ellos independientes a las fallas atravesadas (fig. 16).

d) RECAPITULACIÓN.

Desde el punto de vista tectónico, las relaciones geológicas que guardan los granitos, neis y esquistos en el macsizo de Galiñeiro, no facilitan datos importantes para obtener una visión clara del pasado geológico de las estructuras, ni de las orogénesis que hayan podido soportar.

El granito de Budiño, totalmente desnudo, sin restos de coberteras antiguas de ninguna clase, tampoco proporciona datos para un conocimiento de la historia de la comarca.

De la tectónica lo que tiene mayor importancia reside en los dos sistemas de fracturas que se han reseñado. Por ellas se puede saber algo de los movimientos que han experimentado las masas de la cuenca; de la condición especial que le corresponde a la cubeta local, y del porqué de la morfología externa peculiar del valle. De aquí que las fallas más decisivas hayan sido las laterales, paralelas, con movilidad vertical y hundimiento en gradería (figura 13).

Las fallas transversales de la ladera derecha también son de importancia deductiva. Las que afectan al núcleo del Galiñeiro son de un gran interés teórico, porque es muy posible que estén relacionadas con el pliegue anti-

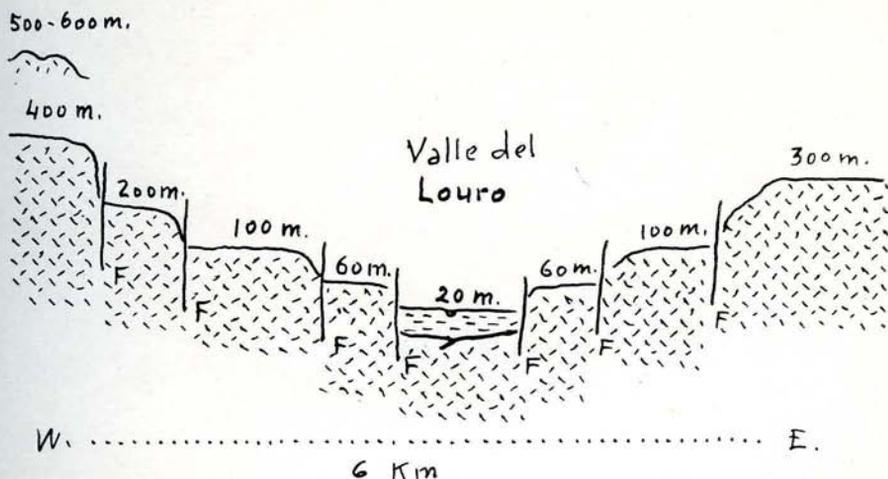


Fig. 13.—Interpretación tectónica del valle del río Louro muy esquematizada, apreciándose las laderas dispuestas en graderío debido a las fallas longitudinales norte a sur, descompensadas verticalmente y dando lugar a una zona central en cubeta de hundimiento. Alturas del dibujo, muy exageradas. Al W., Sierra del Galíñeiro; al E., Sierra Faro de Budiño.

clinal antiguo admisible para este macizo, cuyo eje general cabe suponerle normal a los planos de dichas fallas.

Como detalle último debe recordarse que entre la ladera derecha y la izquierda del río existe una descompensación tectónica que rebasa los cien metros, muy decisiva en la morfología general del valle y en la historia de su pasado (fig. 13).

IV. LA MORFOLOGIA

I. Los datos

a) LAS SUPERFICIES MORFOLÓGICAS.

Después de recorrer el valle del Louro, pasar por sus dos laderas limitantes y visitar el perfil de las cumbres de estas laderas, se pueden resumir los componentes morfológicos del siguiente modo:

1. Las cotas de las cumbres.

En la derecha del Louro están por encima de los 500 metros. Culminan en el monte Galiñeiro, 699 metros. En la izquierda del Louro están por encima de los 300 metros. Culminan en Faro de Budiño, 396 metros.

2. Las planicies arrasadas de altura.

En la derecha del Louro están a 400 metros; ejemplos, San Colmado, Altos de Parada, etc.

En la izquierda son imprecisos y carecen de verdadera significación.

3. Las rasantes laterales.

En la derecha existen dos niveles: uno, más alto, en los 200 metros, aproximadamente, no siempre claro, con variantes en altura y plano en declive; y otro, situado a los 100 metros, muy generalizado, bien desarrollado, en peldaño bien definido identificable en muchos lugares, con ejemplos que se refieren después.

En la izquierda, no siempre bien desarrollados, pero con superficies allanadas que se extienden a lo largo del escarpe.

4. Las rasantes bajas, a 60-50 metros.

En escalón típico, persistente y representativo en las dos vertientes, como se describe después.

5. La rasante de erosión, que forma la base firme, pétreo, de la concavidad del valle, fosilizada y oculta por los sedimentos arcillosos terciarios, y situada por debajo de la cota de los 20 metros.

6. Las superficies de las terrazas fluviales cuaternarias, ya estudiadas.

b) LAS RASANTES DE LA LADERA DERECHA.

Las cotas de cumbres (fig. 14).—Estos testigos morfológicos de indiscutible interés no desempeñan papel importante en el aspecto que queremos desarrollar. Se trata de los picos montañosos, más o menos preeminentes, que dada su posición topográfica se desligan, en parte, de los detalles principales que dan carácter al valle. Por eso no insistimos sobre los mismos.

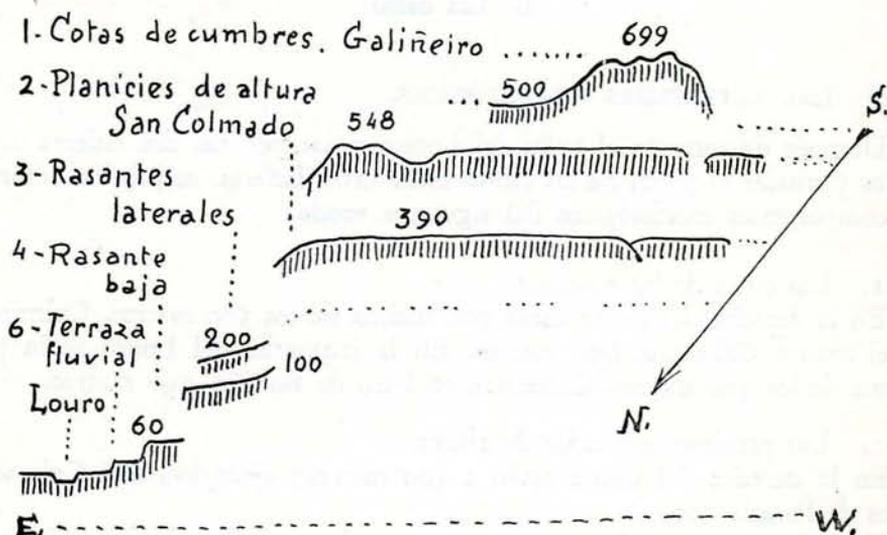


Fig. 14.—Representación convencional de las rasantes morfológicas en la ladera derecha del valle del río Louro.

1. Cotas de cumbres.—2. Planicies de altura.—3. Rasantes laterales.—4. Rasante baja.
6. Terrazas fluviales.

La rasante de altura.—Se puede tomar como modelo el paraje llamado Altos de San Colmado, que se halla a más de 390 metros. Es una plataforma de alta montaña, amplia en todos sentidos, horizontal, recubierta de tierras finas, de linos y de algunos guijarros pequeños dispersos por esta pradera de altura.

Los bordes que la limitan enlazan sin solución de continuidad con los montes circundantes; al N. con el monte Pardelas, al S. con monte Castro

(Virgen de la Nieve) y lomas derivadas a poniente, al SW. con el macizo del monte Galiñeiro y estribaciones. A levante termina en el borde que desciende rápido al valle del Louro y a poniente, en declive, al valle de Zamanes.

Esta plataforma, por la periferia, está mordida por las cabeceras de los arroyos remontantes que afluyen al Romanes y al Louro.

Morfológicamente se trata de una típica planicie elevada arrasada por una erosión continua, de antecedentes muy antiguos (fig. 14, n.º 2).

Las rasantes intermedias.—Toda la ladera derecha del valle del Louro, desde el punto de vista de su modelado puede considerarse como un dilatado plano geométrico, en escarpe muy acusado, en algunos puntos próximos a la verticalidad por la presencia de planos de falla (fig. 15).

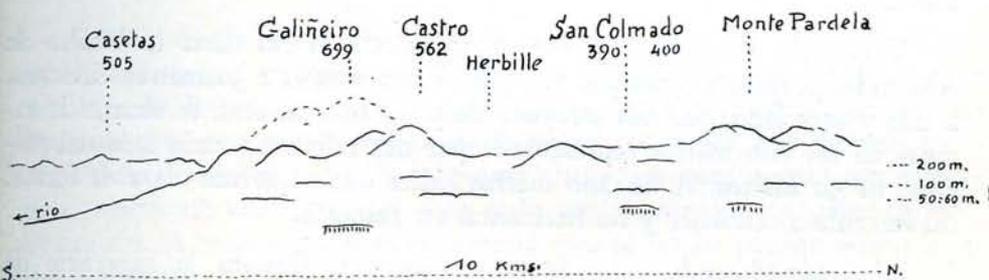


Fig. 15.—Representación esquemática de la vertiente W. de la cuenca del río Louro. El frente del relieve está formado de neis y de granitos afectados de fracturas longitudinales más o menos N. a S., con peldaños y rasantes de superficies de erosión a 50, 60 ó 100 metros. A la izquierda, y al fondo, masa de granitos de superficies peladas y verticales. Entre la masa de neis y el granito de la izquierda, el valle por donde pasa el río San Simón. Panorama tomado desde Eidos.

Observado de frente se distinguen dos mitades: la septentrional, en la que predominan los neis y los esquistos, y la meridional formada, exclusivamente, por granito.

Un hecho principal es el de que en toda la ladera están de manifiesto unos salientes horizontales, de gran superficie y relativo espesor, que avanzan hacia el centro del valle, formando a manera de robusto peldaño. Las superficies horizontales que les dan carácter están a 200 y a 100 metros de altitud (1).

Después, por debajo de estas grandes hombreras, existe otro nivel de rasante superficial, colocado a los 60-50 metros de altura. Es de desarrollo mucho menor y los testigos que le representan se hallan alejados entre sí. Forma escalón a veces situado al pie del anterior, más alto.

Los datos concretos observados directamente son éstos:

(1) Más detalles sobre la morfología de esta ladera pueden verse en Parga Pondal (11).

Atin-Zeltia. 1.—Desde las casas de Atin hasta el Louro se puede hacer un corte geológico que, de los 100 metros o poco más en Atin, pasa a los 50-40 metros en los edificios de "Zeltia" y llega a los 20 metros en el Louro, en el puente próximo al Matadero. La roca de base se mantiene fresca o está alterada, en una formación especial, con gravillas de cuarzos pequeños, lechosos, dispersos y escasos. En "Zeltia" la roca está cortada en plano vertical, formando escalón morfológico.

Torneiros. 2.—Un corte en este paraje, a partir del Louro y en sentido E. a W. da lo siguiente: en el Louro, margen derecha, 20 metros; más arriba, nuevo nivel con rasante a 50-55 metros, equiparable a la de "Zeltia"; más alta, rasante a 100 metros, y más alta aún, rasante a 200 metros, que se apoya en el fuerte escarpe que enlaza con los Altos de San Colmado.

Vuelta de Abelenda. 3.—Andando desde el río hacia la Vuelta de Abelenda, primero se pasa por una plataforma erosiva a 50 metros, limitada, a uno y otro lado, por dos arroyos; después, más en alto, se alcanza la rasante de los 100 metros representada por dos rellanos a cada lado del pedáneo de 50 metros. A los 200 metros existe una superficie clara de forma, suavemente ascendente y no horizontal en absoluto.

Abelenda-Mosende. 4.—Sector importante. Destaca la superficie de los 100 metros, que es una continuación de la anterior y una prolongación al S. hasta Mosende, más allá del empalme de carreteras. En algunos puntos es algo impreciso y desarticulado.

Mamaguda. 5.—En el sector llamado Oya existe la mejor representación de estas rasantes, sobre todo una superficie a 100 metros, muy típica, perfectamente desarrollada.

Santa Columba y Paredes de Abajo. 6.—Se distinguen porque destaca de manera principal la rasante de los 100 metros.

Curujerías. 7.—En Curujerías, en dirección a Tuy, están: terraza baja en el Louro; rasante a los 40 m.; rasante a los 60 m.; plataforma a los 100 m.; declive ascendente a los 200 m. La rasante a 60 m. es de arcillas sedimentarias terciarias; las rasantes restantes son superficies erosivas sobre granitos.

c) LAS RASANTES DE LA LADERA IZQUIERDA.

La ladera izquierda del Louro es otro escarpe vertical que forma diedro con el fondo aplanado del valle. Difiere algo del anterior porque los testigos de plataformas morfológicas, escalonado, no aparecen con tanta regularidad (fig. 16). Ejemplos principales son los siguientes:

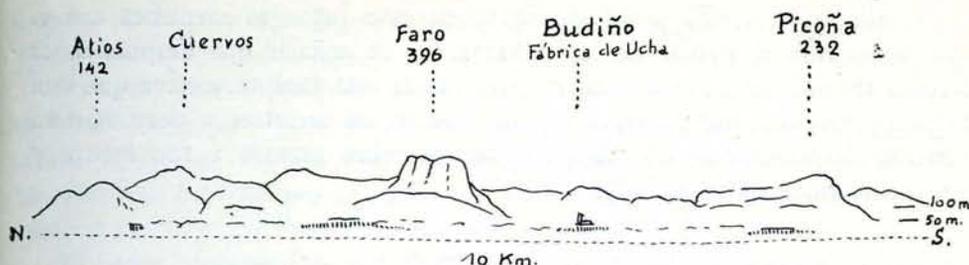


Fig. 16.—Representación esquemática de la vertiente E. de la cuenca del río Louro. Frente del relieve formado exclusivamente de granito, con masas afectadas de fracturas longitudinales, más o menos N. a S., que permiten pasos de cauces fluviales y dan lugar a peldaños de rasantes principales a 50 y a 100 metros. Tomado desde las proximidades de Orbenlle.

Cans. 1.—Remontando por el afluente izquierdo del arroyo de Cans, en el trayecto que va paralelo a la carretera de Redondela, al pie de la mole granítica de Adrosa, a los lados del cauce existen plataformas que semejan terrazas, pero que son el testigo de la superficie de los 100 metros. Estas plataformas, dotadas todas de la misma altura, en unos puntos son niveles de arrasamiento sobre granitos y en otros son plataformas parciales de sedimentación. A estas superficies en ningún caso se las ha podido referir a terrazas fluviales.

Depósito de aguas. 2.—A espaldas de la conocida Casa de Cobas, donde está edificado un depósito de aguas, existe una rasante a 40-50 metros que no lleva materiales de acarreo por encima. Es un peldaño por fractura en granito que, respecto del cauce del Louro, es simétrico de la rasante reconocida en "Zeltia".

Monte La Guía. 4.—Es un testigo en granito arrasado con plataforma a 40-50 metros, también sin arrastres fluviales por encima. Por detrás, al E., se eleva un testigo de nivel a 100 metros o poco más.

Atios. 5.—En este sector existe una corrida granítica alargada, bastante uniforme, que guarda cierto paralelismo con el eje del valle y tiene una altura media bastante permanente, que se sostiene en los 100 metros. Por detrás va un fondo de granito, que se eleva bastante y rebasa los 200 metros, y forma el crestón occidental de un cauce de río muy encajado.

A partir de este lugar las arcillas terciarias dan cotas de 40 y 45 metros.

Aserrería de Marcelino. 6.—Esta fábrica está edificada sobre un asomo de granito recubierto por breve depósito de arrastres fluviales. Su altura está en los 45-50 metros.

Algo similar a esto ocurre en Casas de Chan.

Guillarey. 7.—El perfil geológico de este lugar se identifica con el que se estudia al hablar de las terrazas. Es de señalar que después de la terraza fluvial del Louro, a 20 metros, existe una rasante erosiva que está a 30-35 metros, que no lleva recubrimientos de arrastres y después, otra rasante, desplazada al E., testigo aplanado sobre granito a 100 metros y sin recubrimientos fluviales.

d) LA PARTE CENTRAL DEL VALLE.

El valle del río Louro suele llamarse también valle de la Lauriña. Su parte central es bastante compleja.

Por tectónica se sabe que es una zona de un contacto longitudinal entre los granitos y neis de la ladera derecha y los granitos de la ladera izquierda (ya se dijo). Se sabe, además, que es una zona por donde pasa, longitudinalmente, el plano teórico de una gran falla central y los planos secundarios de las fallas satélites de las bases de ambos flancos.

De norte a sur es una franja de hundimiento, una verdadera fosa, en cuenca tectónica diastrófica, con subsuelo oculto constituido por granitos y por neis. Es una cubeta de endorreísmo, de sedimentaciones terciarias dominantes, surcada por la vena principal del río que le da nombre y por los afluentes que le llegan por sus dos lados.

La superficie superior libre, de la parte central, aparece muy irregular, debido principalmente a los efectos erosivos fluviales de una dinámica intensa. Por esta erosión, allí donde los drenajes fueron profundos, desaparecieron las capas terciarias altas y dejaron suelos bajos, pantanosos, los denominados "gándaras"; y donde los drenajes fueron menores, subsistiendo las capas arcillosas superiores, quedaron pequeños montículos parciales, cerros testigos con cotas de 40-45 m.; de 60-65 m., etc.

El río Louro se abrió camino surcando las arcillas terciarias, transportando sus materiales y esculpiendo sobre ellas los escalones de las terrazas cuaternarias.

El río Louro actualmente es muy poco significativo como corriente fluvial; su caudal es de valor geográfico-geológico muy reducido y su lecho, de dimensiones totalmente desproporcionadas a la gran concavidad que ocupa.

Por su morfología, el valle no es coincidente con el trazado del lecho del río. De primera impresión parece como si por su amplia cuenca corrieran, a la vez, paralelamente, otros cauces importantes, anomalías que se explican, en parte, porque la vena principal se halla incrementada por varios afluentes (por la derecha, el Centeanes, Miñoto, Chenlo, etc.; y por la izquierda, el Casanellas, Beceira, etc.).

La grandiosidad del valle que se observa actualmente no está de acuerdo con lo que supone la escasez de los caudales que se acaban de aludir; la desproporción es debida tanto a los determinantes tectónicos, ya referidos,

como a los factores climáticos de otros tiempos, actuando con gran intensidad y durante largos periodos.

El valle, observado desde su interior y referido a sus límites laterales, es bastante regular y geométrico. Referido a sus extremos es muy desigual: al sur termina en espacio muy abierto, en el Miño; y al norte, parte septentrional de Porriño, por el contrario, semeja estar totalmente cerrado, destacando el relieve de Peinador con perfil que llega a los 300 metros.

El Louro, deslizándose por el plano de su cubeta, tiene todas las características de un río en plena madurez, idea que se refuerza al tomar en cuenta los meandros con curvaturas ceñidas, que existen en algunos sectores centrales de su recorrido.

Los afluentes participan de estas mismas características de madurez, sobre todo en los tercios terminales de sus recorridos. Sin embargo, estos mismos afluentes, cuando se les observa en la mitad inicial de las cabeceras, tienen tal inclinación que, en parte, se les puede considerar como cauces juveniles y remontantes. Las curvaturas de equilibrio trazadas sobre laderas graníticas firmes son líneas de perfiles totalmente logradas sin saltos ni entorpecimientos.

El valle del Louro, de cubeta hundida, fondo ancho y aplanado, con horizontalidad y poca pendiente de extremo a extremo, es notable porque se diferencia de una gran mayoría de ríos de Galicia, caracterizados por cauces encajados en V y elevadas laderas confluentes en el fondo.

El río Louro, después de pasado Porriño y Eidos, a partir de San Andrés, se aproxima a la ladera derecha y se aparta de la izquierda; avanza decisivo arrimado a la parte occidental. En relación con esto los afluentes de la derecha descienden con trazados bastante convergentes (Luxas, San Andrés, Centeanes, Miñoto, Chenlo, Simón, etc.), y en cambio los afluentes de la izquierda desembocan en el Louro de maneras geométricas más normales (el Cans, Casanella, Beceira, etc.) obligados por dicho desplazamiento. El Beceira, desde Budiño hasta su final, sigue un recorrido largo E. a W. (mejor a WSW.).

La tendencia del Louro a deslizarse por la parte derecha de su valle debe datar de los últimos tiempos del Terciario o del Cuaternario inicial, puesto que todos los cerros testigos de importancia que hoy podemos observar (Orbenlle, Moura, final del valle) son montículos que han quedado a la izquierda del cauce (fig. 1, núms. 4, 5 y 7).

Esta disposición morfológica general está relacionada con el cabeceo en masa, admitido por Torre Enciso (25) para el bloque pontevedrés, al que le asigna un levantamiento por oriente y un hundimiento por occidente. Esta inclinación directamente relacionada con el origen de las rías bajas, en nuestro caso, es también uno de los causantes de que el río Louro se haya desplazado hacia el W. y de que el río Beceira tenga en su mitad terminal largo recorrido de E. a W.

2. La Paleogeología

a) LAS ETAPAS DEL VALLE Y SUS HUELLAS

El valle del Louro, considerado retrospectivamente, es muy primitivo, tiene antecedentes prepaleozoicos.

En origen es una concavidad tectónica determinada por las posiciones de vecindad de distintas masas corticales de granitos, neis, micacitas, etc.

El valle corresponde a un ámbito sorprendido entre dos grandes volúmenes: uno, a poniente, Sierra de Galiñeiro, etc.; otro, a levante, Sierra del Faro de Budiño. En la zona de contacto de ambos macizos montañosos es donde quedó la estructura que aloja al río Louro.

En sus principios este espacio fue una gran área colmada por estratos antiguos, cuya única representación residual actual, muy modificada, son los neis, micacitas, etc. ya nombradas. Este contenido, con el tiempo, fue desapareciendo por mediación de las acciones erosivas, en particular a lo largo de toda la era paleozoica, y favorecida, además, por fracturas tectónicas y hundimientos.

De la disposición en que se hallarían dichos terrenos se carece de datos precisos. El valle propiamente dicho no existiría aún, pero su perímetro cabe suponer que debió ser una ancha zona continental interior formando un macizo de estructura compleja.

Por eso es posible que las rasantes de erosión de cotas a 200 y a 100 metros (de granitos, neis, etc.) sean los testimonios parciales y remotos de una primera gran superficie continental que ocupaba esta gran cuenca. Estos niveles, en las dos laderas, podrían ser lo que imperfectamente ha quedado de una pasada superficie general, algo superior a los 200 metros actuales, representación del final de una etapa geológica erosiva, final de un periodo de equilibrio de fuerzas actualmente descendida por fractura.

Nuevas acciones de desgastes y nuevas fallas hicieron descender la parte central, hoy concavidad del valle, y dejaron colgadas en los escarpes laterales el testimonio antiguo que hoy observamos (fig. 13).

Después de esto se debió originar un nuevo fondo que ocupó un nivel más bajo, 60-65 metros o poco más, y con él la aparición de una nueva superficie general, de parte a parte del valle, encajada dentro de los testigos de la anterior, más alta (fig. 13).

La nueva superficie, con el tiempo, vino a representar otro gran periodo de equilibrio geológico general, de características, en parte, parangonables con lo sucedido en el periodo anterior, pero de una duración menor y de unas proporciones más modestas.

Este fondo, a 60-65 metros, de testigos visibles y colgados en peldaño,

de edad seguramente mesozoica, estuvo afectado de erosiones persistentes y, al final de un nuevo hundimiento. El sector central descendido quedó por debajo de la cota media de 20 metros, y la superficie desgastada y hundida pasó a ser el substrato firme del valle actual (fig. 13).

Con motivo de este descenso central se produjo una cubeta de recepción que se estuvo rellenando durante el Mioceno, colmándose hasta la cota de los 60-70 metros y enrasando con los testigos laterales de edad mesozoica que quedaron a estas alturas.

Después se entró en el periodo cuaternario, donde en el valle sólo se originaron cambios de detalles arrastrando materiales y modelando las terrazas fluviales.

b) LA EPIROGENIA Y LAS FRACTURAS

Las rasantes geológico-morfológicas de Galicia constituyen un problema amplio que está pendiente de solución y de síntesis. Los geólogos que se han ocupado del país advierten que no es posible obtener consecuencias generales, debido a que el llamado escudo galaico está constituido por varios grandes bloques que se han movido con independencia unos de otros, y esto impide coordinar con seguridad los datos que se poseen.

Limitándonos al territorio del Louro, y fundándonos en lo que se sabe de las huellas erosivas y de las fallas, se puede sentar, como afirmación general, que esta comarca ha estado sometida a una epigenia positiva, y repetida, desde tiempos muy antiguos, no exenta de ciertas oscilaciones negativas, poco significativas para la masa total, aunque importantes para el valle.

Prescindiendo de datos remotos, más o menos hipotéticos, debe tomarse como punto de partida lo que pudieran representar las acciones de la orogenia caledoniana, en el sentido de primeras elevaciones en bloque y de rejuvenecimiento del relieve del país. Es posible que las fallas, con labios altos en las rasantes a los 200 y 100 metros, estén relacionadas igualmente con las mismas y sean de edad inmediatamente posterior a las relajaciones de los últimos empujes caledonianos.

Algo similar pudo ocurrir con la orogenia herciniana.

Después la orogenia alpina, de fase pirenaica, reforzaría de nuevo el relieve elevándole más y rejuveneciendo la erosión, hasta que pasado el Paleozoico se produciría el hundimiento de la cubeta del Louro por debajo de los 20 metros y dejando en alto la rasante de los 60-65 metros.

El paso del Paleógeno al Neógeno señala una etapa diferente a las anteriores. En todas las precedentes predominaron las acciones erosivas sobre las sedimentarias; pero en ésta, en el Neógeno, por el contrario, sobre la superficie erosionada del Paleógeno hundido vinieron a posarse las estratificaciones horizontales del Mioceno, es decir, se pasó a un predominio de formaciones sedimentarias.

Un cambio tan importante puede ser achacado a dos causas diferentes: a una simple variación en las condiciones climáticas, con recrudescimientos de desgastes en las laderas del valle seguido de los subsiguientes depósitos; o pueden ser debidos a un descenso en vertical de la cuenca en forma de fosa, favoreciendo así la retención y estancamiento de los arrastres.

La explicación primera es demasiado simplista; la segunda parece más en consonancia con lo que ha ocurrido. Así lo indican los labios de fallas en rocas graníticas y néisicas que se hallan colgados a 60 y 65 metros; la estructura tectónica de la cubeta del Louro con un firme oculto por debajo del suelo actual; por las laderas verticales en gradería.

Pasado el Mioceno (entre el Plioceno y el Cuaternario antiguo) una nueva epigénesis positiva, debida a repercusiones de una fase nealpídica, levantaría sucesivamente todo el valle y, en consecuencia, determinaría el drenaje general y el consiguiente rebaje erosivo de la cubeta del Louro.

Entonces comenzaría a rebajarse el trazado principal de las corrientes de los ríos y arroyos actuales y a perfilarse las primeras características del Cuaternario actual.

c) LA EPIROGÉNESIS DEL TERCIARIO Y CUATERNARIO

Todos los autores que se han ocupado de la geología de Galicia admiten la existencia de movimientos epirogénicos en los diferentes bloques en que está dividido el país (11) (25). Todos admiten igualmente que las rías han sido originadas por descensos en vertical que han facilitado la entrada de las aguas del mar en valles litorales preexistentes. El problema general puede verse recapitulado, con aportaciones propias, en un estudio de Torre Enciso, dedicado al tema (25).

Sobre estos fenómenos existe unanimidad en todos los autores, aceptando que las rías se han producido por hundimientos de los bloques corticales, pero no sucede lo mismo cuando se trata de fijar la edad o el momento en que se produjeron los descensos. Para unos el hundimiento del suelo se produjo en el Plioceno y Cuaternario (Schurtz, Echen, H. Pacheco, etc.); para otros en el Cuaternario antiguo, postgrimaldiente, etc. (Solé Sabarís, autores portugueses, etc.); para otros se produjo en el Paleoceno (Parga Pondal, Torre Enciso, etc.).

Este último autor es el que afina más en sus apreciaciones (25) y dice que el hundimiento debió tener lugar en el Paleoceno, con la subsiguiente inundación de los ámbitos de las rías, puesto que en el Plioceno tuvo lugar un alzamiento, a consecuencia del cual se produjeron los encajonamientos que presentan los ríos gallegos, especialmente en la primera mitad de sus recorridos y en sus cabeceras. Las terrazas fluviales, etc., las relaciona directamente con las oscilaciones del nivel marino (movimientos eustáticos).

Por nuestra parte creemos que el hundimiento principal del bloque del

Louro debió producirse al final del Oligoceno, junto con todo el escudo pontevedrés, del que derivaron las rías bajas gallegas. Al descender el bloque del Louro descendió simultáneamente el espacio por donde discurre el Miño, bajando el nivel de base de la sólida cuenca del Louro. Entonces los arrastres de este río ya no tuvieron salida fácil al exterior (al Miño) y entraron en una fase endorreica. Por efectos del hundimiento el fondo firme del valle del río Louro quedó muy bajo y las aguas, estancándose, retuvieron sus transportes y determinaron una estratificación tranquila de arenas y de arcillas de Mioceno medio y superior; un clima cálido y húmedo permitió que prosperara una vegetación forestal patente por los fósiles.

Los comienzos de la edad de estas sedimentaciones de relleno los consideramos contemporáneos de los momentos que las aguas del mar invadieron los valles que están formando las rías de Pontevedra. La cuenca del Louro, alejada relativamente del litoral, no pudo ser invadida por el mar, y al quedar su fondo a un nivel bajo pudo iniciarse un periodo de sedimentaciones de relleno que duró hasta los finales del Mioceno.

Con el Plioceno —Torre Enciso (25), etc.— se reanudó una nueva etapa de alzamiento, con lo que, al mismo tiempo que empezaron a encajarse las cabeceras de los ríos gallegos de este sector, en la cuenca del Louro se iniciaron los trazados de las corrientes fluviales de su valle y un desagüe natural al Miño, con evacuación de terrenos del recinto cerrado. El fenómeno se enlazó en continuidad con los tiempos cuaternarios, y así lo corroboran la interpretación que se hace de los testigos de playas levantadas en los bordes litorales de este bloque galaico, estudiadas por Teixeira (23 y 24), Azcona, Parga y Enciso (11), (25) y Nonn (14 y 15).

En la cuenca del Louro ocurrieron acontecimientos que son parangonables, relativamente, a los del Duero y Tajo en la Meseta. En estos grandes ríos peninsulares las sedimentaciones en cuencas cerradas se mantuvieron hasta finales del Pontense, o poco más, y, entre el final del Plioceno y el Villafranquiense, pasaron de la facies formativa endorreica a la facies erosiva exorreica, lo mismo que sucedió en el Louro.

En cuanto a los acontecimientos que presidieron las formaciones de las terrazas fluviales guardan relación directa con la climatología de la época glacial e interglacial y con los movimientos eustáticos, según la manera de ver de Torre Enciso (25).

3. El Miño como "ría baja"

Dada la íntima relación que existe entre el Louro y el Miño, con subordinación de aquél a éste, y dado, además, la generalidad de muchos fenómenos geológicos de la comarca que estudiamos, creemos oportuno hacer al-

gunas indicaciones sobre ciertas características que se aprecian en el tercio terminal del Miño.

Para nosotros la parte final de este río debe considerarse, a todos los efectos, como un ámbito de absoluta similitud al que presentan las demás rías bajas gallegas, y pensamos que forma parte, como una unidad más, del sistema de rías de Pontevedra, ocupando la posición más meridional.

El Miño, desde el punto de vista de la morfología geográfica, no parece una ría, sobre todo si se le examina en las delineaciones de los mapas corrientes, en los que queda totalmente desdibujada su significación. Pero si se atiende al sector de la desembocadura, examinándole desde un punto de vista geológico-estructural, entonces las apreciaciones cambian y se le puede incorporar al grupo de las rías bajas, aunque, naturalmente, teniendo en cuenta las diferencias que le separan y los factores que le enmascaran.

Nuestro punto de vista se razona de la siguiente manera :

El tramo último del Miño, desde antes del Louro hasta el mar, es un ancho valle que tiene la misma disposición cardinal del conjunto de las rías bajas; tiene trazado NE. a SW. igual y, naturalmente, paralelo a las rías de Vigo, Pontevedra, etc.

En segundo lugar, tanto la desembocadura directa en el mar como el sector de cuenca terminal, ambos son de dimensiones dilatadas: la desembocadura es mucho más ancha de lo que aparenta en los mapas. Considerada estructuralmente abarca todo el espacio que va desde el escarpe sur del Monte Santa Tecla (ladera derecha) hasta los granitos del escarpe septentrional de Moledo (ladera izquierda), en Portugal. Es un espacio que rebasa cumplidamente los tres kilómetros, puesto que no deben tomarse en cuenta los terrenos bajos, de playas y terrazas, que se apoyan en la base de los granitos de Moledo, que forman una gran explanada hasta Ponta do Cabadelo y estrechan la salida del río.

Esta desembocadura, contacto de un valle con el litoral, todavía puede considerarse de mayor anchura si se tiene en cuenta que, al aparecer, el Miño, en algún tiempo también ha salido al mar, por la depresión geológica comprendida entre el Torroso y Santa Tecla (véase Teixeira, 1949), espacio con una amplitud superior a un kilómetro.

El valle, o cuenca, en sí, también es muy ancho y de un aspecto diferente a la morfología de los valles normales más frecuentes. Remontando, se comprueba que dentro de la amplitud dominante existen espacios muy dilatados equiparables a los que tienen las rías bajas. Es el caso del anchurón, entre San Lorenzo de Salcidos y Caminha, de más de cuatro kilómetros, al que se le suma en Salcida la dilatación hacia el N., hacia Parada y Eidos; y en Caminha el gran seno de tierras bajas a E. y NE., por donde discurre el afluente de este nombre.

Aguas más arriba, al oeste de Vilanova de Cerveira, el Miño surca por

un espacio con anchura superior a cuatro kilómetros y suelo de tierras de aluvión sumamente bajas (Fontella, Couto, Centinela, Tollo, etc.) enlazando con San Pedro de Forcadela hasta las proximidades del Louro.

El Miño, en la distancia que media entre la desembocadura del Louro y la llegada al mar, en un recorrido de más de 30 kilómetros, va siempre por debajo de los 20 metros, tanto en su propio lecho como en los bordes laterales del mismo. Esta longitud, tan larga y tan baja a la vez, hace pensar que nos hallamos ante un valle de características muy próximas a las que tuvieron los valles de las rías, por lo que también el Miño pudo haber sido invadido.

Así, la concavidad alargada y amplia de su valle; las laderas altas, firmes y separadas; el fondo plano y de nivel muy bajo; todo, en fin, son caracteres estructurales y morfológicos que unen al Miño a la constitución y fisonomía de las rías bajas gallegas. Por esta razón se podría decir que el sector terminal del Miño es una superficie de "ría frustrada", de espacio geológico igual al de las rías verdaderas, pero en el que no se halla presente el mar.

El porqué de la falta de este componente decisivo nos es desconocido. Quizá el motivo principal esté en que este sector del Miño no se hundió lo suficiente para poder ser invadido; quizá fue debido a que todo el bloque de terrenos portugueses, contiguos al Miño, fue más estable que el resto del occidente galaico.

Unido a esto cabe pensar que las invasiones oceánicas fueron contrarrestadas en parte por los acarreo de los ríos: por un lado, el Miño con su largo recorrido continental; por otro, los afluentes Caminhos y Tamujo, también largos, y de abundantes transportes, rellenando sus valles y oponiéndose a la entrada del mar; y por otro, en fin, las aportaciones del Sil, de excepcional importancia.

El tramo final del Miño es de conformación similar a la de las rías; pero, aun siendo identificable con ellas, no llegó a ser ría auténtica por una falta de hundimiento suficiente y por una superabundancia de acarreo en la desembocadura.

La imagen gráfica de nuestra interpretación morfológica se puede corroborar observando las hojas números 298, 299 y 261 del Mapa del Instituto Geológico y Minero de España a escala 1:50.000. En ellas toda la superficie pintada en gris, que corresponde al Cuaternario, abarca el fondo del valle y da un contorno alargado de bordes sinuosos cuyo conjunto recuerda lo que representa el mar en las rías. Y por su parte los campos limítantes, situados a uno y otro lado de la mancha (granitos pintados en rojo y rosa, relieve alto y firme) son masas parangonables con las laderas altas y escarpadas de las rías llamadas bajas situadas al N. (Vigo, Pontevedra, etc.).

En resumen, los hechos que concurren en el tercio inferior del Miño demuestran que no existe ninguna dificultad para incorporar el final de este

río en el sistema de las rías bajas del occidente gallego y que un estudio más a fondo de la cuestión puede confirmarlo en absoluto.

4. Conclusiones

Del estudio precedente deducimos como conclusiones más importantes las que siguen :

- A) *Estratigrafía.*
 - a) Ratificación y cierto detallismo del Mioceno superior.
 - b) Especificación del Cuaternario de terrazas fluviales.

- B) *Tectónica.*
 - a) Ratificación del antecliso relacionado con el núcleo de la Sierra Galiñeiro.
 - b) Ratificación y especificación de los sistemas de fallas.

- C) *Orogenia y epigenia.*
 - a) Ratificación de las repercusiones de las orogenias sobre la comarca del Louro.
 - b) Epigénesis positivas y negativas.
 - c) Movilidad de las fallas y hundimientos dando la fosa del Louro.

- D) *Morfología.*
 - a) El valle del Louro como producto de la estructura tectónica y de la erosión.
 - b) El valle del Louro endorreico durante el Mioceno superior y exorreico durante el Cuaternario.

- E) *El Louro y las rías bajas.*
 - a) Hundimiento de la comarca del Louro al final del Paleógeno, sincrónicamente al origen de las rías bajas donde el mar invadió valles litorales.
 - b) Levantamiento de la comarca del Louro a partir del Plioceno, originándose en el valle las terrazas fluviales y en el litoral las terrazas levantadas.
 - c) Incorporación de la parte terminal del Miño al sistema de las rías bajas gallegas por coincidencia de características estructurales y morfológicas.

BIBLIOGRAFIA

0. BERTHOIS. (Véase el núm. 27.)
1. CAILLEUX, A., et TRICART, Y.: *Geomorphologie des régions des Plateformes. Les massifs anciens.*—Cent. de Doc. Universitaire. París, 1957.
2. CARLÉ, W.—*Las rías bajas gallegas.*—Trad. de J. Gómez de Llarena. Estudios Geográficos, núm. 35. Madrid, 1949.
3. CARLÉ, W.—*Resultado de las investigaciones geológicas en las formaciones antiguas de Galicia.*—Trad. de J. M.^a Ríos. Publicación extr. sobre Geol. de España, t. V. Madrid, 1950.
4. CARRINGTON DA COSTA, J.: *A tectónica de Portugal no quadro da orogenia hispânica.*—Las Ciencias, a. X., núm. 2. Madrid, 1945.
5. CARRINGTON DA COSTA, J.—*Los movimientos caledónicos y preliminares hercínicos de la Península Ibérica.*—Trad. de Bermudo Meléndez. Pub. extr. sobre Geol. de España, t. VII, núm. 2. Instituto "Lucas Mallada". C. S. I. C. Madrid, 1953.
6. HERNÁNDEZ PACHECO, E.: *Les mouvements et dépôts sur les côtes d'Espagne pendant le Pliocène et Pleistocène.*—Deux. Rapp. Com. Terr. Plioc. et Pleist. de la U. G. I. (Congrès de Cambridge, 1928). Florence, 1930.
7. HERNÁNDEZ PACHECO, E.—*Las costas de la Península Hispánica y sus movimientos.*—Asoc. Esp. Prog. de las Cienc. Congr. de Lisboa. Sec. IV, Cien. Nat. Madrid, 1932.
8. HERNÁNDEZ PACHECO, F.: *Geomorfología de la cuenca media del Sil.*—Mem. R. Acad. de Ciencias Ex., Fís. y Nat., t. XIII, Madrid, 1949.
9. HERNÁNDEZ PACHECO, F.: *Probable orla mesozoica-terciaria submarina en el NW. de la Península Hispánica.*—Bol. R. Soc. Esp. Historia Nat. (G), 61. Madrid, 1963.
10. HOYOS DE CASTRO, A.: *Petrografía. Una introducción al estudio geoquímico de las rocas.* Granada, 1947.

11. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I.; MARTÍN CARDOSO, G., y TORRE ENCISO, E.: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 261, Tuy.*—Mapa Geológico de España, escala 1:50.000. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1953.
12. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 260, Oya.*—Mapa Geol. de España, escala 1:50.000, Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1954.
13. LÓPEZ DE AZCONA, J. M.; PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Memoria explicativa de la Hoja núm. 298, La Guardia.*—Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, Inst. Geol. y Min. de España. Madrid, 1956.
- 13 bis. MEDUS. (Véase el núm. 16.)
14. NONN, H.: *Contribución al estudio de las playas antiguas de Galicia (España).*—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, número 50, Trab. del Laboratorio de Lage, núm. 8. Madrid, 1958.
15. NONN, H.: *Los sedimentos antiguos de la ría de Arosa; algunas conclusiones geomorfológicas.*—Not. y Com. del Inst. Geol. y Minero de España, núm. 74. Madrid, 1964.
16. NONN, H., y MEDUS, J.: *Primeros resultados geomorfológicos y palinológicos referentes a la cuenca de Puentes de García Rodríguez (Galicia).*—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, número 71, Trab. del Laboratorio de Geol. de Lage, núm. 15. Madrid, 1963.
17. PARGA PONDAL, I.: *Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos.*—Ann. Fac. Cien. de Oporto. Reseñ. Cient. R. Soc. Española Hist. Nat., núm. 10. Madrid, 1935.
18. PARGA PONDAL, I., y TORRE ENCISO, E.: *Sobre una relación entre los tipos de disyunción de los granitos gallegos y su historia geológico-tectónica.*—Not. y Com. del Inst. Geol. y Min. de España, número 32, Trab. Lab. de Geol. de Lage, núm. 1. Madrid, 1953.
19. PARGA PONDAL, I.: *El relieve geográfico y la erosión diferencial de los granitos en Galicia.*—Trab. del Lab. de Geología de Lage, número 6, libro "Homaxe a Ramón Otero Pedrayo", 1958.
20. PARGA PONDAL, I.: *Rocas y minerales de interés económico del macizo galaico.*—Trab. del Lab. de Geol. de Lage, núm. 14. Información Comercial Española, págs. 99-104. Madrid, 1963.
- 20 bis. PARGA PONDAL, I. (Véanse los números 11, 12 y 13.)
21. SCHEN, E.: *Die rias von Galicien Ihr Werden und Vergehen.*—Habilitationsschrift. Universität. Leipzig, 1913.
22. SOLÉ SABARÍS, L.: *España. Geografía física*, t. I de la "Geografía de España y Portugal", por M. de Terán. Montaner y Simón, S. A. Barcelona, 1952.

23. TEIXEIRA, C.: *Plages anciennes et terrazes fluviatiles du litoral du NW. de la Peninsule Iberique.*—Bol. Museu et Lab. de Min. y Geol. de Fae da Cien. da Lisboa, núm. 17. Lisboa, 1949.
24. TEIXEIRA, C.: *Os terraços da parte portuguesa do rio Minho.*—Com. do Serv. Geol. de Portugal. Lisboa, 1952.
25. TORRE ENCISO, E.: *Estado actual del conocimiento de las rías gallegas.*—Trab. del Lab. de Geol. de Lage, núm. 7, Libro "Homaxe a Ramón Otero Pedrayo". 1958.
- 25 bis. TORRE ENCISO, E. (Véanse los números 11, 12, 13 y 18.)
26. VIDAL BOX, C.: *Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño.*—Bol. R. Soc. Esp. de Hist. Nat., t. XXXIX. Madrid, 1941.
27. ZBYSZEWSKI, G., et BERTHOIS, L.: *Une curieuse formation silicence dan le Miocène du Barranco do Forno de Cal (Aljustrel).*—Dir. Ger. de Minas e Ser. Geol. Lisboa, 1958.
28. ZBYSZEWSKI, G.: *Le niveau quaternaire marin de 5-8 metres an Portugal.*—Bol. Soc. Geol. de Portugal, t. VIII. Porto, 1949.