

Discurso de ingreso en la Real Academia Galega de Ciencias

Geología de Galicia: como armar un rompecabezas

Juan Ramón Vidal Romaní

## **1.- El rompecabezas geológico de Galicia.**

Excelentísimo Sr. Presidente de la Real Academia Galega de Ciencias,

Excelentísimas Señoras y Señores Académicos

Autoridades

Señoras y Señores, amigas y amigos.

Quiero expresar mi agradecimiento a la Real Academia Gallega de Ciencias por proponerme como Académico. Me sentiré muy honrado en formar parte de ella y trataré de contribuir a su actividad en favor de la ciencia en Galicia hasta el límite de mi capacidad.

El tema elegido para mi discurso de ingreso, la geología de Galicia, es muy complejo, y de ahí lo de rompecabezas, pues abarca muy diversos aspectos de esta Ciencia difícilmente accesible a las personas no versadas en ella e incluso para las que la conocen por la gran cantidad de especialidades que están involucradas: petrología, mineralogía, tectónica, sedimentología, paleontología, geomorfología, etc.. Trataré en lo que sigue de conseguir una aproximación amena, instructiva y sobre todo global a la Geología de Galicia. Y espero que al final todos conozcan como se formó su Tierra y que esto les ayude a quererla, respetarla y defenderla aun mas.

Cualquiera de nosotros ha tratado de hacer un rompecabezas. En esencia jugamos con dos elementos de referencia: un resultado final conocido y el contorno de una imagen fragmentada que queremos reconstruir. Interpretar la geología de la Tierra es como hacer un rompecabezas, con algunas complicaciones añadidas: el trabajo se hace no sobre un plano, sino sobre la superficie del geoide terrestre. Y las piezas a situar se diferencian en forma, composición y edad: algunas se formaron hace más de 4.400 millones de años, aunque la mayoría son más recientes o incluso se están formando ahora. Y una dificultad añadida es que contorno y tamaño de las piezas cambia continuamente. En lo que sigue me referiré a una pequeña parte del planeta Tierra, a Galicia, y trataré de construir brevemente su rompecabezas geológico de forma inteligible especialmente para los no geólogos. Es una tarea complicada que tardó más de 1000 millones de años en ser culminada y aunque solo dispongo de 40 minutos para contar esta historia trataré de conseguirlo.

### 1.1- Una breve síntesis de Teoría de la Tectónica de Placas.

Con independencia de nuestra formación científica, todos conocemos la Teoría de la Tectónica de Placas. Fue intuida por Alfred Wegener en 1915, que la llamó Deriva Continental al observar la coincidencia en la forma (y alguna cosa más) de dos grandes continentes: América del Sur y África. Más tarde surgió la idea de la Expansión de los Fondos Oceánicos de Harry H. Hess en 1960, que postulaba una generación continua de fondos marinos a partir de las dorsales medio oceánicas,

las cordilleras volcánicas submarinas activas más largas del Mundo. De la unión de ambas ideas surgió la Tectónica de Placas entre los años 50 y 60 del siglo XX gracias al trabajo de geólogos (Tuzo Wilson, Walter Pitman), geofísicos (Harry H. Hess y Allan V. Cox) y sismólogos (Linn Sykes, Hiroo Kanamori y Maurice Ewing). La Tectónica de Placas establece que la superficie terrestre está totalmente cubierta por placas rocosas rígidas, que en superficie tienen una composición granítica o basáltica. Estas placas tienen tamaños y formas diferentes y un espesor de hasta 120 km. Desde hace millones de años, las placas se mueven separándose, convergiendo o deslizando paralelamente unas a otras a una velocidad que varía entre 4 y 100 milímetros anuales. Y el movimiento de las placas se hace sobre una base rocosa, sólida pero muy deformable, llamada astenosfera, situada entre 120 y 300 km de profundidad. De las dorsales oceánicas sale continuamente material basáltico fundido que se solidifica creando constantemente nuevo suelo oceánico, pero ¿significa esto que la Tierra está aumentando de volumen?. No, porque cuando dos placas chocan, o bien se pliegan o bien se produce la subducción, es decir, una se hunde por debajo de la otra. Y estos dos efectos permiten eliminar el continuo aumento de superficie creado por la expansión de los fondos oceánicos. Desde que existe, todo lo que ha ocurrido en la Tierra, incluso la vida, está determinado por la Tectónica de Placas. Y si queremos tener éxito en armar el rompecabezas geológico de Galicia debemos contar con la Tectónica de Placas pues sin ella nunca lo conseguiríamos.

## **2.- La formación de Galicia, Fase cero. Las piezas más antiguas del rompecabezas geológico de Galicia: los circones de Cabo Ortegal.**

Cuando las rocas se meteorizan, se destruyen creando sedimentos pero no todos los minerales que las forman desaparecen. Algunos, los llamados resistatos, se conservan prácticamente intactos incorporándose a los nuevos sedimentos y el mineral heredado puede continuar creciendo en la nueva roca. Es un proceso que se repite en la Tierra desde hace millones de años. En cualquier arenal costero o fluvial de Galicia podemos ver resistatos, minerales procedentes de la destrucción de rocas más antiguas. Los más habituales son cuarzo, casiterita, magnetita, ilmenita, rutilo, zircón, monacita, etc.. De todos ellos uno tiene especial interés en nuestra historia, el circón ( $Zr SiO_4$ ), un nesosilicato habitual en algunas rocas ígneas como sienitas, dioritas y granitos. En 2014 (Valley et al., 2014) se dató en Jack Hills (Western Australia) el, hasta ahora, cristal de circón más antiguo (4.400 millones de años) de la Tierra. Esto prueba que en esa etapa tan temprana de nuestro planeta ya había rocas sólidas. Las rocas de Galicia contienen una información similar aunque no tan antigua. Cuando se estudiaron (Sánchez Martínez 2009), las ofiolitas de Cabo Ortegal, un tipo de roca volcánica formada hace 750 millones de años se observó que contienen cristales de circón de 1.160 millones de años de edad procedentes de una roca magmática previa que fue destruida por meteorización. Hace 750 millones de años, los cristales de circón se incorporaron a la ofiolita que se transformó, millones de años más tarde, en la anfibolita de Purrido. Los datos paleomagnéticos indican que la anfibolita de Purrido formaba parte de un mega continente, Rodinia, situado muy lejos de donde ahora se encuentra Galicia (que entonces ni siquiera existía). Puede decirse que estos cristales de circón son los minerales más antiguos encontrados hasta ahora en rocas de Galicia, aunque la roca donde se formaron ha desaparecido.

### **3.- La formación de Galicia, Primera fase. Las rocas de Galicia.**

Sin embargo la mayor parte de las rocas que constituyen ahora Galicia son más modernas. Se disponen según una lineación arqueada que ha recibido distintos nombres desde que fue definida por primera vez por Lotze en 1945. Entre otros: Arco o Rodilla Astúrica, Arco Ibero Armoricano, Cinturón Variscico (Martínez Catalán et al. 2009) y el más reciente, Oroclinal Ibero Armoricano, (Brandon Weil et al. 2012). Y no se limita a Galicia sino que se extiende al resto de la Península Ibérica y a las zonas vecinas de Europa.

Las rocas sedimentarias y volcánicas acrecionadas en el Oroclinal Ibero Armoricano se formaron en su mayor parte bajo el agua de dos océanos Tornquist y Rheico situados entre Gondwana (Sudamérica, África, Arabia, India y Antártica) y Laurussia (Laurentia, Avalonia y Báltica) que constituían el Mundo de entonces. Fueron comprimidas durante la colisión entre ambos continentes entre 380 y 370 millones de años antes de ahora, siendo intensamente plegadas, deformadas y metamorfizadas. Como se formaron lejos de su situación actual son rocas alóctonas.

#### **3.1.-Las rocas graníticas *sensu lato*.**

Durante la etapa de colisión con subducción entre Gondwana y Laurussia se generó otro tipo de roca: las rocas graníticas "sensu lato". Como los granitos s.l. se formaron donde ahora están son rocas autóctonas. La subducción entre Gondwana y Laurussia, generó muchos cuerpos magmáticos que ascendieron hasta alcanzar la superficie terrestre (Pastor Galán 2013). La erosión posterior, principalmente durante el Mesozoico, (Grobe et al. 2014) arrasó tanto los materiales acrecionados entre Gondwana y Laurussia como los edificios volcánicos desarrollados en la superficie de lo que luego sería Iberia. Por esta razón ahora solo vemos las raíces de los cuerpos magmáticos intrusivos consolidados a 20 km de profundidad en el interior de la litosfera. Las rocas graníticas, *sensu lato*, son las rocas dominantes en el Macizo Hespérico Peninsular, especialmente en Galicia, y aparecen intercaladas entre las distintas bandas del Oroclinal Ibero Armoricano. Su relación con la roca encajante tiene unas características muy específicas. Esencialmente se adaptan a la estructura sinuosa del Oroclinal; en unos casos forman cuerpos alargados paralelos a las grandes líneas del Oroclinal: son los cuerpos de granitos concordantes, los más tempranos en intruir. En otros presentan un contorno circular que corta las estructuras del Oroclinal (y por eso se les llama cuerpos discordantes) y son los que intruyeron mas tarde. Los granitos son los últimos tipos de rocas, con volumen significativo, que se incorporan a la litosfera terrestre en Galicia y su inyección terminó hace aproximadamente 305 millones de años (Gutiérrez et al. 2011), poniendo fin al principal proceso formador de rocas en Galicia.

#### **3.2- Formas paleozoicas conservadas en Galicia.**

De esta primera etapa de construcción geológica de Galicia casi solo se han conservado las rocas. Sin embargo hay dos tipos de formas en el paisaje actual que nos ayudan a entender lo que ocurrió durante el proceso de colisión-subducción entre Gondwana y Laurussia. El primer tipo de forma son los restos, aun reconocibles, de los plegamientos producidos durante la colisión que originó

Pangea. Los podemos ver en Galicia, de norte a sur en distintas partes de las provincias de Lugo y Ourense, aunque sin duda el afloramiento más famoso es el llamado Pliegue de O Courel o de Campodola-Leixazós protegido por la Xunta de Galicia como Monumento Natural en 2011. El segundo tipo de formas está representado por los cuerpos graníticos tardíos (discordantes) cuya morfología intrusiva vemos ahora como domos o "moas". El ejemplo mejor conservado es el Macizo granítico de O Pindo y su morfología corresponde a un cuerpo magmático consolidado en el interior de la Tierra, a unos 20 km de profundidad hace 305 millones de años (Gutiérrez et al. 2011). Ahora se ve en superficie al ser descubierto por la prolongada erosión que afectó a Galicia durante todo el Mesozoico (Grobe et al. 2014). El Monte Pindo pese a su importancia en nuestra historia geológica no se halla protegido hasta ahora como patrimonio científico bajo ninguna figura legal concreta.

#### **4.- La formación de Galicia, 2ª fase. La fragmentación de Pangea. La definición del contorno de Galicia.**

La principal etapa formadora de rocas en Galicia termina con el Paleozoico. Durante la siguiente etapa, el Mesozoico, los procesos geológicos dominantes en Galicia fueron casi exclusivamente erosivos. No quiero decir con esto que Galicia, como parte de un megacontinente, no pasara por los mismos avatares que el resto de Pangea, incluida la presencia de los dinosaurios. Pero la erosión ha hecho desaparecer, con escasas excepciones, la sedimentación correspondiente a esta etapa. Al inicio del Mesozoico hace unos 200 millones de años durante el Triásico, Pangea empieza a romperse iniciándose la individualización de la Península Ibérica con el desarrollo de su rasgo más característico: la línea de costa de Galicia, tanto al norte como al oeste. Ese característico ángulo recto entre el Cantábrico y el Atlántico se debe a la actividad de un punto triple (unión de 3 dorsales mediooceánicas). La separación de Iberia se producirá por la apertura de dos valles de rift que definirán la costa de Galicia. Durante el Triásico estas dos depresiones tuvieron características endorreicas como indica el tipo de sedimentación acumulado en ellas (evaporitas, yesos y halogenuros). Aun se conservan restos de esta sedimentación sobre el horst del Banco de Galicia entonces unido a Iberia y ahora situado a 200 km de la costa de Galicia y a 600 m de profundidad. Y también son visibles en el centro de la Península Ibérica (Fernández Lozano 2014). Sin embargo los primeros sedimentos marinos depositados en el perímetro marino de la Península Ibérica (entonces sería una isla), corresponden al Cretácico (Cenomanense) hace unos 100 millones de años. Es en este momento cuando el mar llega por primera vez a la costa gallega. Durante esta etapa el rasgo dominante de la costa gallega era el de una costa acantilada como resultado de la rotura de Pangea.

##### **4.1- Los acantilados intraplaca en el Mundo.**

En otras costas del Mundo aun hoy en día se reconocen restos de los acantilados formados durante la rotura de Pangea. Los mejores ejemplos los podemos encontrar en Serra do Mar (Brasil), The Great Escarpment en África del Sur, La Grande Falaise en Madagascar, The Western Ghats en la Península del Decán, The Great Escarpment en Eastern Australia. Todos estos acantilados están situados

ahora muy lejos del mar y del borde de placa donde se formaron y por eso se les llama acantilados intraplaca. Y no son de origen marino sino tectónico.

#### 4.2- Los acantilados intraplaca de Galicia. Cabo Ortegal y mas hacia el sur

A la lista anterior debemos añadir los acantilados intraplaca de Galicia (con la singularidad de que aquí sí están bañados por el mar). Son, sin duda, los mejor conservados de toda la Península Ibérica. Se pueden ver en el borde norte cantábrico, pero mas especialmente en el borde oeste atlántico (Cabo Ortegal, Monte Pindo, Barbanza, Monte Xiabre, Serra do Galiñeiro, etc.). Inicialmente estos acantilados eran formas compactas que se podían seguir a lo largo de la costa de Galicia. Pero el desmantelamiento de la costa de Iberia comenzó muy pronto. Primero tuvo lugar en el borde costero por la acción de grandes fallas lítricas, aunque esta parte de la costa normalmente pasa inadvertida al hallarse ahora bajo el nivel del mar (Moullade and Boillot 1988). Mas tarde, ahora mismo continúa ocurriendo, el borde costero fue modificado por deslizamientos gravitacionales de menor entidad. Sin duda los ejemplos más espectaculares pueden verse en la Serra da Capelada donde el acantilado se desmorona, 200 millones de años después, en forma de grandes deslizamientos traslacionales (tramo Os Aguilóns-Punta Candieira). A veces la degradación del acantilado se realiza por deslizamientos rotacionales, (valle de Santo André de Teixido, Cedeira) o mas al sur (deslizamiento de Cabo Cociñadoiro en Buño), al estar la roca en estas zonas mucho más meteorizada.

#### 4.3- La erosión fluvial y los ríos galaico portugueses.

Sin embargo la mayor parte de la costa atlántica galaico portuguesa fué degradada por la erosión de los ríos atlánticos en su camino hacia el mar. Según esto la costa gallega, (Otmann 1967), no es de origen marino (costa secundaria), sino de origen continental al haberse formado por procesos diastróficos (grandes fallas y deslizamientos) y por erosión fluvial. Su aspecto actual, tan marino como parece, es muy reciente ya que se alcanzó en los últimos 15000 años durante la transgresión marina que comenzó al final de la última fase glacial cuando la fusión de los hielos glaciales inunda el relieve adyacente a la costa. Aunque no lo parezca, los tramos de costa de origen marino en Galicia *stricto senso* son muy escasos (esencialmente playas y barras arenosas). Como decía durante casi todo el Mesozoico, (Grobe et al. 2014) la Galicia interior estuvo expuesta también a una continuada erosión suponemos que de origen fluvial. Obviamente, aunque la erosión actuase en las zonas costeras por acción marina, fue también efectiva (Pannekoek 1966) a lo largo de los cauces de sus ríos. Es lo que nos dicen los perfiles longitudinales de los ríos atlánticos actuales, que conservan discontinuidades en su perfil longitudinal señalando hasta donde llegó la onda erosiva remontante iniciada en la costa. La mayor parte de estas discontinuidades se hallan en el interior de Galicia, ocultas bajo las aguas de los embalses, y tan solo en el caso del río Xallas se manifiesta, a veces, con todo su esplendor en el cadoiro (cascada) del aguadero de Lézaro. No es por tanto muy aventurado suponer que Galicia estaría surcada por una red fluvial que desembocaba en el mar, bien al norte (costa cantábrica) bien, principalmente, al oeste (costa atlántica) (Pais et al. 2012). La llegada de los ríos de Galicia y del norte de Portugal al mar es un proceso que culminó en fechas diferentes. En unos casos hace 100 millones de años para

los grandes ríos atlánticos: Tambre (Muros), Ulla (Arousa), Léziz (Pontevedra), Verdugo-Oitavén (Vigo), Miño/Minho-Sil (Caminha-Camposancos), Lima/Limia (Viana do Castelo), Cávado (Esposende), Ave (Vila do Conde) y Duero/Douro (Porto), y tal vez para algunos de los grandes ríos cantábricos: Eo (Ribadeo), Masma (Foz) y Navia (Navia). Los demás ríos debieron alcanzar el mar posteriormente (entre 24 y 5 millones de años) al menos en su recorrido actual, pues la posterior formación de la Cadena Cantábrica interfirió en el desarrollo de la red fluvial.

En esta primera etapa de la evolución geológica de Galicia el aspecto que debieron tener las desembocaduras de la red fluvial en el Atlántico o en el Cantábrico debió ser muy similar a la que presenta actualmente el río Douro/Douro en Porto.

### **5.- La formación de Galicia, 3ª fase. La tectónica Alpina en Galicia y el relieve actual de Galicia.**

Durante el Mesozoico la costa atlántica estaba sometida a un régimen distensivo, al corresponder a un borde de placa pasivo que se aleja de los continentes situados al otro lado del Océano Atlántico. Sin embargo, la situación cambia en Galicia durante el Cenozoico especialmente durante el Paleógeno o Terciario inferior (entre 65 y 35 millones de años antes de ahora), (Ribeiro 2002) debido a la convergencia entre la Placa Euroasiática y la Placa Ibérica lo que convierte la costa de Galicia en un borde compresivo (Gallastegui Suárez 2000).

#### **5.1- La elevación de la Rasa Cantábrica. La rasa en el resto de la costa gallega.**

A consecuencia de esta compresión o colisión se formará la Cordillera Cantábrica y asociada a ella se produce el levantamiento de la Rasa Cantábrica, una superficie etche o de corrosión química ahora fosilizada por abanicos de vertiente y por las terrazas fluviales de los ríos cantábricos (Flor 1983; Mary 1983), Navia, Eo, Masma, que en respuesta al levantamiento paleógeno se encajan en sus valles. Esto explica que, a pesar de su limitada cuenca hidrográfica y su escasa capacidad erosiva, hayan podido excavar los relieves de la Cordillera Cantábrica aunque sin ampliar lateralmente sus valles (Flor 1983; Mary 1983). Durante mucho tiempo los se consideró que tanto la Rasa como la Cordillera Cantábrica se limitaban a la costa norte de Iberia, sin embargo las últimas interpretaciones permiten extender tanto la Cordillera Cantábrica como la rasa al resto de la costa de Galicia. Sin embargo la rasa del oeste de Galicia no está tan bien conservada como en la costa norte pues los ríos atlánticos, mucho más importantes y activos la han desmantelado casi totalmente.

#### **5.2- El Corredor de Ourense y su influencia en la evolución cenozoica de la red fluvial de Galicia.**

Hasta hace poco tiempo se consideraba que la Cordillera Cantábrica terminaba en el activo triángulo sísmico de Becerreá-Sárria-Triacastela. Sin embargo las nuevas interpretaciones permiten prolongar la Cordillera Cantábrica más hacia el sur, siguiendo un sistema de fallas en dirección, activas desde el Oligoceno hasta, prácticamente, el final del Cenozoico. Estas fallas determinaron la generación de un gran hundimiento, una fosa tectónica tipo graben o strike-sleep-fault, llamada

Corredor de Ourense (de Vicente y Vegas 2009). Sobre esta gran depresión se desarrollaron las cuencas terciarias gallegas más importantes: Vilalba, Sarria, Monforte de Lemos, Xinzo de Limia, Maceda, donde llegan a acumularse a veces hasta más de 200 m de sedimentos lacustres (lo que implica que sobre ellas existió una apreciable lámina de agua). Parte del drenaje de la red fluvial que iba hacia las futuras rías fue desviado hacia el Corredor de Ourense y canalizado hacia el mar a través de un canal estrecho, el neoMiño, hasta su confluencia en Los Peares con el río Sil. Por esta razón sabemos que el río Miño solo pudo formarse y establecerse en su trazado actual cuando finalizó el relleno de las cuencas terciarias gallegas, al final del Terciario (Plioceno). Y sin embargo el río Sil "afluente del Miño" ya existía durante el Terciario (Heredia et al. 2015) e incluso llegaba al mar como lo prueban las terrazas de gravas de cuarcitas del curso final del Miño que solo pueden proceder de la cabecera del Sil en el Bierzo. Por ello la conclusión más sorprendente es que el río gallego más importante por caudal y cuenca de drenaje, el río Miño, es el más joven de todos los ríos gallegos y tiene una edad máxima de 5 millones de años (al menos hasta Os Peares donde confluye con Sil). Los demás ríos gallegos, aun siendo menos importantes en longitud, caudal o superficie de su cuenca de drenaje actuales, (con excepción del río Sil) son sin embargo más antiguos que el Miño. Y debemos concluir igualmente que la superficie plana más notable de Galicia, la Terra Chá, es mucho más moderna de lo que se pensaba hasta ahora, pues queda definida también cuando acaba el relleno de las cuencas terciarias interiores de Galicia lo que se produce al final del Terciario superior (Plioceno).

### 5.3-La formación de las rías gallegas. Las rías secas galaico-portuguesas.

El hundimiento del Corredor de Ourense tuvo efectos dramáticos en la evolución de las rías galaico portuguesas, sobre todo de las centrales, debido a la captura por parte del neo Miño de las aguas de cabecera de los ríos que desembocaban en las futuras rías bajas gallegas. Los principales ríos gallegos atlánticos, Tambre (Muros), Ulla (Arousa), Lérez (Pontevedra), Verdugo y Oitavén (Vigo), se vieron privados del agua que hasta entonces recibían y no pudieron continuar erosionando sus valles con la misma intensidad que hasta entonces. Esto explica que todas las Rías Bajas tengan unas dimensiones demasiado grandes para la entidad de los ríos que ahora desaguan en ellas. Se ha tratado de resolver esta aparente incongruencia asignando un juego de fallas *ad hoc* para cada ría y proponiendo un hundimiento individualizado para cada una de ellas. Esta hipótesis no está sustentada por ninguna prueba geológica consistente, (como antes se dijo las rasas cantábricas asociadas al levantamiento de Galicia durante el Terciario tienen su equivalente también en la costa atlántica de Galicia). Y además un sistema de fallas asociado a cada ría no resuelve la anomalía de que el río Miño, el más beneficiado al captar gran parte de las aguas que antes iban hacia las rías, no hubiese sido capaz de desarrollar una ría en su tramo final. Durante algún tiempo se argumentó que el tramo final tanto el Miño como los demás ríos portugueses el río Limia/Lima, el Ave, el Cávado y el Duero, habrían sido colmatados por sus propios depósitos fluviales (Lautensach 1941, 1945). Los últimos estudios para el curso inferior del río Miño, (Viveen et al. 2012, 2013a y b) han demostrado que esta idea no es cierta pues no existe el supuesto relleno postulado por Lautensach. Para explicar la no existencia de rías desde el Miño (Minho) al Douro (Duero) se debe recurrir a la tectónica que actuó en el noroeste

de Iberia durante el Paleógeno (Terciario inferior) (de Vicente y Vegas 2009). En Galicia el Corredor de Ourense, se interrumpe al llegar a la altura de Celanova, donde enlaza con el último tramo de la Cordillera Cantábrica en Galicia que se divide en dos ramas: una paralela al límite entre Galicia y Portugal, entre la depresión Budiño-Tui y el mar, y otra más al sur, desde Lindoso en la Serra do Gerês hasta Viana do Castelo. Aunque las alturas alcanzadas en este último tramo son inferiores a las del resto de la Cadena Cantábrica (aquí no superan los 700m de altitud), la elevación de la Cordillera Cantábrica en esta su parte final afectó a los cauces de los ríos Miño/Minho, Lima/Limia, Cávado, Ave, Duero/Douro, levantando sus valles, (que ya estaban excavados), desde el final del Terciario hasta la actualidad no permitiendo su inundación durante la última subida del nivel del mar iniciada hace 15000 años. Esta es la razón de la formación de las llamadas “Rías secas” del NW Ibérico.

#### 5.4- La costa gallega: hundimiento *versus* levantamiento.

Una de las consecuencias de esta nueva interpretación de la evolución del relieve gallego es que, contra lo que se pensaba hasta ahora, la costa gallega es una costa de levantamiento, como se deduce (Viveen et al. 2012, 2013a y b) del estudio de las terrazas del Miño en su tramo final entre As Neves y el mar, y que es sintetizada en la magnífica secuencia escalonada de terrazas del valle de O Rosal situada en la desembocadura del Miño. Y las huellas de levantamiento no se limitan a la desembocadura del río Miño sino que se reconocen a lo largo de toda la costa galaico-portuguesa al norte y al sur del Miño (Minho), en forma de niveles marinos situados a distintas alturas sobre el nivel del mar en la costa atlántica de Iberia.

#### 5.5- Los efectos colaterales de la tectónica terciaria en Galicia.

Como hemos visto hasta ahora, el papel de la tectónica terciaria o alpina es crucial en la definición del relieve de Galicia: crea la Cadena Cantábrica y su terminación más occidental, el Corredor de Ourense, y también provoca el levantamiento de los bloques definidos por las fracturas terciarias, desviando parte del caudal de los ríos gallegos que canaliza hacia lo que luego será el Miño, transformándolo en el río más joven y también en el más caudaloso de todos los ríos gallegos (aun descontados los aportes del Sil). Otra consecuencia del levantamiento de Galicia durante el Terciario es que permite situarse a algunos de sus relieves por encima de los 1000 metros de altura hecho de importancia relevante en la siguiente etapa de la evolución geológica de Galicia: el Pleistoceno o la edad de las glaciaciones.

### **6.- La formación de Galicia, 4ª fase. El Pleistoceno o la Edad de los hielos en Galicia: su influencia en la costa gallega y en sus montañas interiores.**

6.1.- La edad del Hielo en Galicia. ¿cómo fueron los glaciares gallegos?. Glaciares de casquete (Xurés, Manzaneda, Pena Trevinca) y glaciares de montaña (Ancares e Courel).

En efecto, el levantamiento del relieve durante el Terciario tuvo unos efectos adicionales que se dejan sentir durante el Pleistoceno (últimos 2,58 millones de años). En esta etapa de la historia geológica de la Tierra se produjo una alternancia de 20 fases glaciales con 20 fases interglaciales extendidas a toda la Tierra y que en



Galicia tienen un desarrollo muy peculiar. A pesar de hallarse la Península Ibérica muy alejada del frente del máximo avance de los hielos del Hemisferio Norte, la tectónica terciaria produjo elevaciones selectivas del relieve de toda la Cordillera cantábrica, desde los Pirineos hasta Galicia. Los relieves situados a cotas de 1000 m, o superiores, se convierten en áreas de acumulación de nieve primero, que luego evoluciona hacia hielo glaciar. Aunque el glaciario pleistoceno de Galicia es cuantitativamente poco relevante es muy importante desde un punto de vista cualitativo. Sin embargo fuera de las zonas cubiertas por los hielos (Courel, Cabeza de Manzaneda, Ancares, Xurés/Gêrez, Peneda y Cabreira), que apenas ocupan una superficie de 260 km<sup>2</sup> en total, no hay apenas ni depósitos glaciales ni glaciogénicos. E incluso en las zonas innegablemente glaciadas predominan las superficies rocosas de abrasión glacial sobre las que están cubiertas de sedimentos. Esto justifica que hasta el advenimiento de la datación por isótopos cosmogénicos estables (Vidal Romaní et al. 1999; Fernández Mosquera et al. 2000), no fuese posible datar las fases glaciares pleistocenas que actuaron en Galicia. Del glaciario pleistoceno en el noroeste ibérico tan solo se han preservado restos de las 3 últimas fases, debido a que cada glaciación borró, con más o menos efectividad, las huellas de la glaciación precedente. Por eso el registro sedimentario conservado apenas representa a los últimos 500.000 años (Vidal Romaní et al. 1999; Brum et al., 2000). Otras zonas de Galicia y el norte de Portugal con menor superficie, bien situadas a las mismas cotas o un poco más bajas, como Avión, Serra de Larouco, Baltar, Pindo-Ruña, Xistral, Barbanza, Galiñeiro, solo se vieron afectadas por procesos periglaciares pero nunca glaciares.

## 6.2.- El vaciado de las rías. Las rías secas galaico portuguesas

Sin embargo el principal efecto del enfriamiento del clima mundial durante los últimos 2,58 millones de años, en Galicia no estuvo en la acción de los procesos glaciares en las montañas, sino en lo que se produjo en la línea de costa. Durante el Cuaternario el nivel del mar pasa de estar desde unos 50 m por encima del nivel actual durante las etapas interglaciales a unos -200m por debajo del nivel actual durante las etapas glaciares. La iteración en la oscilación del nivel de base se produce hasta 40 veces durante el Pleistoceno y su mayor efecto está en la reactivación de los procesos erosivos fluviales en las zonas más cercanas a la costa. A pesar de estar superpuestos al lento levantamiento tectónico de Galicia iniciado en el Terciario, los cambios eustáticos pleistocénicos en la costa gallega producen un vaciado total de los sedimentos acumulados en las rías y su ahondamiento actual. Estos cambios en el nivel del mar se producen en intervalos de tiempo geológicamente breves (aproximadamente cada 100.000 años). Durante los interglaciares, como ocurre ahora, el mar penetró profundamente en el interior del continente inundando el tramo final de los ríos y formando rías. Durante los períodos glaciares, con un nivel del mar más bajo, hasta -200m por debajo del actual, el mar se aleja hasta 40 km de su posición actual, incrementando la energía erosiva de los ríos. La eficacia de estos procesos de vaciado de los sedimentos acumulados en las rías gallegas queda probada por la modernidad de los depósitos que se conservan en ellas que no supera los 30 ó 40.000 años antes de ahora. Sin embargo en las Rías secas (correspondientes a los ríos Miño y Lima), y donde la erosión no ha sido tan intensa la edad de los sedimentos fluviales puede alcanzar al menos los 700.000 años de antigüedad (Viveen et al., 2012, 2013 a y b).

### 6.3- Los episodios eólicos durante el Pleistoceno en Galicia

La erosión fluvial durante las fases glaciares e interglaciares en la costa gallega fue, obviamente, solo activa en el ámbito estricto de las rías. Pero en los interfluvios entre rías otros procesos sedimentarios han dejado registros de cierta antigüedad (hasta 300 ka, Trindade et al. 2013) en toda la costa gallega. Es el caso de los mantos de arenas eólicas, que cubrieron toda la costa con dunas trepadoras y que hoy aun se pueden reconocer. La formación de este tipo de dunas es contemporánea con las etapas glaciares a escala mundial, con un nivel del mar por debajo del actual. Hay muchos afloramientos de dunas pleistocénicas en la costa gallega, aunque suelen pasar desapercibidas al haberse desarrollado suelos sobre las mas antiguas e incluso sobre las actuales. Las dunas pleistocénicas se comenzarían a formar durante las etapas glaciales en la orilla del mar, a veces hasta a 40 km de distancia de la costa actual. Luego, al final de cada glaciación y a medida que el mar iba recuperando su nivel actual, se moverían hacia la costa impulsadas por el viento hasta quedar retenidas contra los relieves rocosos más firmes. Debieron recubrir gran parte de los relieves costeros de manera muy similar a como ocurre ahora en Cabo de Home, Cíes, A Lanzada, O Grove, Playa de Trece (Xaviña), o Monte Branco (Ponteceso, Anllóns), Doniños, Frouxeira, etc., y de ahí su nombre de dunas rampantes o dunas trepadoras. Aunque ahora las vemos al borde de la costa, han recorrido una gran distancia desde su situación original al borde del mar, a veces hasta 40 km de distancia. Se movieron impulsadas por el viento hasta que la subida del mar cubrió su área fuente de alimentación de arena. En la actualidad estas dunas, al no poder recibir más aportes, son destruidas por el viento que las transforma en acumulaciones tabulares de arena que la vegetación coloniza rápidamente. Es irónico que se haya elegido como Parque Natural de Corrubedo a una de estas dunas viajeras, que, como todas las dunas costeras de Galicia, está en una fase de degradación y destrucción irreversibles.

### 6.4- Las lagunas costeras de la costa de Galicia.

En otros casos las dunas, en su camino hacia el continente durante el postglacial, interceptaron pequeñas ensenadas (Frouxeira, Doniños, Barrañán, Baldaio, Traba, Caldebarcos, Carnota, Louro, Xuno, Carregal, etc.), dando lugar a la formación de lagunas litorales. Sin embargo, y como ocurre con las dunas costeras de Galicia el ascenso del nivel del mar actual lleva a estas lagunas costeras (parte fundamental de la Red Natura) hacia una destrucción irreversible. Este cambiante panorama climático descrito para la costa de Galicia durante el Holoceno implicó, sin duda alguna, cambios medioambientales catastróficos tanto para fauna como para flora que no se limitan al final del Cuaternario sino que se repitieron hasta 40 veces durante los últimos 2,58 millones de años. Y sin embargo no ha merecido la menor atención de los investigadores, al menos hasta el momento.

### 6.5. Los bosque costeros pleistocenos de la costa atlántica galaico-portuguesa.

Un buen ejemplo de las crisis ambientales que afectaron a la costa gallega durante el Cuaternario son los bosques fósiles. Descubiertos periódicamente por la erosión marina a lo largo de toda la costa del norte de Portugal y Galicia parecen haber sido enterrados bajo la arena de la playa es decir sepultados por el mar. La realidad es que fueron enterrados por las dunas viajeras desplazadas hacia el continente al final de cada fase glacial a medida que subía el nivel del mar. Su

excelente grado de conservación, la existencia de plantas en posición de vida y la conservación del suelo original del bosque confirma su enterramiento por las dunas. Ahora la erosión marina los pone en superficie, brevemente, antes de su destrucción definitiva. La edad de estos bosques, en torno a los 7000 años antes de ahora, nos indica que son restos de la vegetación que colonizó la costa de Galicia al final del último período glacial. Teniendo en cuenta la posición del nivel del mar en el momento de inicio de la última transgresión marina postglacial, podemos decir que el retroceso de la línea de costa se ha realizado a una velocidad media de 4 metros por año. Si comparamos el avance del mar durante el Holoceno en la costa gallega con lo que está ocurriendo ahora en la costa norte de Portugal, debió tratarse de un acontecimiento catastrófico para los ecosistemas litorales. Nuevamente, a pesar de su indudable interés paleoecológico, esta etapa de la historia de Galicia y los cambios asociados a ella apenas han despertado interés de los científicos, salvo casos aislados.

### **7.- El Antropoceno en Galicia, 5ª fase. La huella de la especie humana.**

El término Antropoceno fue acuñado en el año 2000 por el ganador del premio Nobel de Química Paul Crutzen. Este científico considera significativa la influencia de la especie humana sobre la Tierra en las recientes centurias hasta el punto de constituir, para él y sus partidarios, una nueva era geológica. La propuesta del uso de este término, parece haber ganado fuerza desde el 2008, al ser sin duda dinamizada por la polémica sobre el Cambio Climático. Si comparamos la duración del Antropoceno con cualquier otra división del tiempo geológico, no existe un fundamento científico serio que lo apoye. Pero seguro que, a pesar de ello, la propuesta va a tener un buen recorrido los próximos años.

Hasta el momento no se había considerado en Galicia el papel desempeñado por la acción humana en la transformación del territorio, al menos desde un punto de vista geológico. Pero si hasta hace dos mil años antes de ahora la escasa presión demográfica existente en Galicia permitía hablar de un cierto equilibrio entre presencia humana y territorio, la llegada del Imperio Romano al noroeste ibérico con su modelo de explotación minera industrial focalizado en el beneficio del oro, supuso un cambio radical de la situación. La explotación de los placeres aluviales auríferos en Sil, Miño, Masma, etc., y luego de los yacimientos primarios en roca (A Toca en Courel) puede dar una idea de la capacidad destructiva de la actividad humana con efectos irreversibles. El proceso continuó con la minería metálica en el siglo XIX y XX y culmina en el siglo XX con la minería del lignito, pizarra y granito que han contribuido a destruir la superficie terrestre gallega por una explotación irracional de los recursos geológicos. Los efectos son menos perceptibles en el caso de la minería subterránea (estaño y wolframio) pero sin duda la minería de superficie a cielo, (mejor infierno), o fuego amigo abierto de lignitos, caolín y cobre, ha dado lugar a la formación de gigantescas lagunas artificiales con profundidades (220 metros) cuyas aguas sin oxigenación ni renovación carecerán para siempre de vida. Lo mismo puede decirse para las cadenas de embalses en que se ha convertido el sistema fluvial de Galicia. Y finalmente, las explotaciones de canteras de cuarzo, pizarras, granitos, cuarcitas, caliza, peridotita y gravas y arenas están transformando la superficie gallega en una escombrera que destruye para siempre las últimas huellas de nuestro rico pasado geológico, el que mejor describe la historia de Galicia y no solo la geológica, sino también la humana. Si no

asumimos que lo que vemos en la superficie de Galicia son algo más que piedras, o un mero soporte para la vida, corremos el riesgo de perder para siempre nuestro patrimonio científico geológico que es el que conserva nuestras señas de identidad más características.

## **8.- El futuro y mas allá. El supercontinente Amasia dentro de 250 millones de años.**

La tectónica de placas continuará activa durante los próximo millones de años. De no ser así la vida en la Tierra tal como la conocemos se vería fuertemente comprometida. Existen algunas predicciones sobre el camino que seguirán los continentes, las placas litosféricas en el futuro geológico. La hipótesis mas probable es que, de nuevo dentro de 250 millones de años todas ellas se vuelvan a reunir en un único continente, Amasia. La Península Ibérica, y Galicia con ella, parece destinada a terminar aparcada en una esquina alejada del gran continente, al borde del mar como se inició hace 1160 millones de años. Poético pero dramático aunque ninguno de nosotros estaremos aquí para verlo.

## **9.- Bibliografía.**

- Brandon Weil, G. Gutiérrez-Alonso, S.T. Johnston, D. Pastor-Galán (2013). Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis. *Tectonophysics*, 582, 25-49.
- Brum de Ferreira, A., Vidal Romaní, J.R., Zezere J.L., Rodrigues M.L. (2000). A Glaciação pliocénica da Serra do Gerês. *Finisterra*, XXXV, 69, pp.39-68.
- Fernández Lozano J (2014). Cainozoic deformation of Iberia: a model for intraplate mountain building and basin development based on analogue modelling. *Serie NOVA TERRA*, 46, 161pp. Coruña.
- Fernández Mosquera D. Marti K. Vidal Romaní J. R. & Weigel D. (2000). Late Pleistocene deglaciation chronology in the NW of the Iberian Peninsula using cosmic-ray produced  $^{21}\text{Ne}$  in quartz. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research B*, 172,1-6.
- Flor G. (1983). Las rasas asturianas: ensayo de correlación y emplazamiento. *Trabajos de Geología*, 13, 65-81.
- Gallastegui Suárez J. (2000). Estructura cortical de la Cordillera y Margen continental cantábricos: perfiles ESCI-N. *Trabajos de Geología*, 22, 221 pp.. Universidad de Oviedo, Oviedo.
- Grobe R.W., Álvarez-Marrón J., Glasmacher U.A., Stuart F.M. (2014). Mesozoic exhumation history and palaeolandscape of the Iberian Massif in eastern Galicia from apatite fission-track and (U+Th)/He data. *International Journal of Earth Science*, 103, 539-561.
- Gutiérrez-Alonso G, Fernández-Suárez J, Jeffries T E, Johnston S T, Pastor-Galán D, Murphy J B,M. Piedad Franco P, and Gonzalo J C. (2011). Diachronous post-orogenic magmatism within a developing orocline in Iberia, European Variscides. *Tectonics*, 30, TC5008, doi:10.1029/2010TC002845.
- Lautensach, G. (1941). Interglaciales Terrassenbildung in Nord Portugal, und ihre Beziehungen zu den allgemeinen. *Petermanns Geografische mitteilungen fasc.* 9, pp. 297-311.

- Lautensach, H. (1945). Formação dos terraços interglaciares do Norte de Portugal e as suas relações com os problemas da época glaciária. Soc. Geol. de Portugal. pp. 1-39.
- Martínez Catalán J R, Arenas R, Abati J, Sánchez Martínez S, Díaz García F, Fernández Suárez J, González Cuadra P, Castiñeiras P, Gómez Barreiro J, Díez Montes A, González Clavijo E, Rubio Pascual F J, Andonaegui P, Jeffries T E, E. Alcock J E, Díez Fernández R, López Carmona A (2009) A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendues Geoscience. Tectonic*. 341 (2009) 114–126.
- Mary G. (1983). Evolución del margen costero de la Cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno. *Trabajos de Geología* 13,3-35.
- Moullade M., Boillot G. (1988). Subsidence and deepening of the Galicia Margin: the paleoenvironmental control (1988). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Vol. 103*, 733-740.
- Ottman, F. (1967). Introducción a la geología marina y litoral. *Manuales EUDEBA*. Buenos Aires.
- Pastor Galán D. (2013). Evolución geodinámica del Oroclinal Ibero Armoricano. *Geología estructural, modelización análoga y geocronología. Serie Nova Terra*, 43, 183 pp.
- Pais J., Cunha P P, Pereira D, Legoinha P, Dias R, Moura D, Brum da Silveira A, Kullberg J C, González-Delgado J.A. (2012). The Paleogene and Neogene of Western Iberia. *A Cenozoic Record in the European Atlantic Domain. Springer briefs of Earth Sciences, Springer Verlag*, 158 pp.
- Pannekoek A.J. (1966). The Ria problem. *Tijdschr. Kon. Ned. Aardr. Gen.* 83, 289-297.
- Ribeiro A. (2002). *Soft plates and impact tectonics. Springer Verlag* 324pp.
- Sánchez Martínez S. (2009). *Geoquímica y geocronología de las ofiolitas de Galicia. Serie Nova Terra* 37, 351 pp.
- Trindade M.J., Prudencio M.I.; Sanjurjo Sánchez J.; Vidal-Romaní J.R.; Ferrez T.; Fernández Mosquera D.; Dias M.I. (2013). Post-depositional processes of elemental enrichment inside dark nodular masses of an ancient aeolian dune from A Coruña Northwestern Spain. *Geologica Acta*, 2, 231-244.
- Valley J.W., Cavosie A.J., Ushikubo T., Reinhard D.A., Lawrence D.F., Larson D.J., Clifton P.H., Kelly T.F, Wilde S.A., Moser D.E. & Spicuzza M.J. (2014). Hadean age for a post-magma-ocean zircon confirmed by atom-probe tomography. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NNGEO2075
- Vicente de G; Vegas R (2009). Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa–Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics*, 474, 124-143.
- Vidal Romaní J. R.; Fernández Mosquera D.; Martí K. & Brum Ferreira A. De. (1999) Nuevos datos sobre la cronología glacial pleistocena en el NW de la Península Ibérica. *Cadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 24, 7-30
- Viveen W; Schoorl J; Veldkamp A; Van Balen R; Desprat S; Vidal-Romaní J R (2013 a). Reconstructing the interacting effects of base level, climate and tectonic uplift in the Lower Miño River terrace record: a gradient modelling evaluation. *Geomorphology*, 186, 96-118.
- Viveen W. , R. Braucher, D. Bourlès, J.M. Schoorl, A. Veldkamp, R.T. Van Balen, J. Wallinga, D. Fernández-Mosquera, J.R. Vidal-Romaní, J. Sanjurjo-Sánchez. (2012). A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian

- Miño River terraces based on  $^{10}\text{Be}$  and luminescence dating. *Global and Planetary Change*, 94-95, 82-100.
- Viveen, W; Schoorl, J; Veldkamp, A; Van Balen, R; Vidal-Romaní, J. R (2013 b). Fluvial terrace map of the northwest Iberian lower Miño River. *Journal of Maps*. 9,4, 513-522.
- Yepes J & J.R. Vidal Romaní (2004). Análisis morfológico de la red fluvial en la cuenca de los ríos Miño y Sil (Ourense). *Contribuciones recientes sobre Geomorfología*, 1, 127-134
- Yepes J & J.R. Vidal Romaní (2004). Indicios de antecedenencia en la red fluvial del SE de Galicia. *Estudios Geológicos*, 60 (1-2), 21-35.