

INDICIOS DE VARIACIONES DEL NIVEL DEL MAR EN LA RÍA DE VIGO DURANTE LOS ÚLTIMOS 3000 AÑOS

Por **A. MARTÍNEZ CORTIZAS**
M. COSTA CASAIS

Departamento Edafología e Química Agrícola.

Facultade de Biología. Universidade de Santiago de Compostela

Departamento de Xeografía.

Facultade de Xeografía e Historia. Universidade de Santiago de Compostela

Abstract: Evidences of sea level variations in the Ría de Vigo (NW Spain) during the last 3000 years

This paper describes stratigraphic and pedogenetic characteristics of two Roman sites, Hospital street and Toralla, located at the south side of Ría de Vigo (NW Spain). By means of the study of sedimentary facies, granulometry, physico-chemical and mineralogical properties, as well as the chronology based on the archaeological record, we propose a first hypothesis on the sea level variations during the last 3,000 years. Two transgressive (T1 and T2) and two regressive (R1 and R2) phases were detected. The oldest one, T1, coincides with the Dunkerian transgression; it is followed by a regressive phase that began about 1,900 years ago, R1, and possibly reflects the Wisant regression; T2 is a transgressive pulse beginning at 1,500-1,400 years BP, and the last phase, R2, is the final regressive stage beginning at about 1,200-1,100 BP. These sea level variations may substantially have affected to human activities.

Key words: Galaico-Roman, sea level, marsh, dunes, Ría de Vigo, Holocene

INTRODUCCIÓN

Los espacios costeros son medios sometidos a una interacción entre procesos continentales y marinos que origina una gran variedad de ambientes y ecosistemas. Estos ambientes sufrirán cambios más o menos relevantes en virtud de las modificaciones que tengan lugar en ambos medios (variaciones en las corrientes, oleaje, vientos, temporales, aumento de la escorrentía superficial, aumento de la erosión, modificaciones en la red de drenaje, etc...), tanto por causas naturales como antrópicas. Entre las causas naturales más relevantes que originan modificaciones importantes en los medios litorales, se encuentran las variaciones del nivel del mar en respuesta a cambios climáticos. Numerosos autores han puesto en evidencia la existencia de cambios eustáticos regresivos (bajada del nivel marino) y transgresivos (subida del nivel marino) debidos a enfriamientos o calentamientos climáticos durante el Cuaternario, diseñando curvas de las variaciones del nivel del mar (Curay, 1961, 1964; Fairbridge, 1961).

De gran importancia resultan aquellas modificaciones que han tenido lugar en

sincronía con la presencia humana en las áreas costeras, en particular para épocas protohistóricas e históricas, ya que éstas deben de haber tenido repercusiones notables en la explotación de los recursos del litoral; ejemplo de ello son un buen número de yacimientos arqueológicos situados en la costa que hoy están afectados por la dinámica marina, bien bajo el nivel actual del mar o bien sometidos al impacto de los temporales.

En este trabajo se aborda la reconstrucción estratigráfica de dos yacimientos con restos arqueológicos de época galaicoromana, el de Hospital y el de Toralla, cuya evolución ha estado ligada a la del medio costero de la ría de Vigo. El estudio detallado de las características y propiedades de los distintos niveles sedimentarios, en conjunción con la valiosa información ofrecida por los arqueólogos, nos permite reconocer variaciones en los patrones de sedimentación que reflejan cambios en las condiciones ambientales.

MATERIAL Y MÉTODOS

MATERIAL

El depósito de Hospital está ubicado en la calle Hospital del casco urbano de Vigo, en el área de la ensenada de Vigo (Fig. 1). El muestreo se llevó a cabo en el año 1996, durante una intervención arqueológica de salvamento dirigida por Ángel Acuña, previo reconocimiento de las relaciones estratigráficas de los distintos niveles. Está compuesto por cuatro niveles, uno basal de arenas marinas, y tres niveles de fangos areno-limosos de marisma. Se tomaron 11 muestras, cuatro de las arenas basales y el resto de los ciclos de materiales finos. Según información facilitada por los arqueólogos (Ángel Acuña Piñeiro, Xulio Carballo Arceo y José M. Caamaño Gesto, comunicación personal), en este yacimiento se encontraron dos niveles de ánforas en las arenas marinas: uno que podría datarse entre los siglos II a I a.C y otro datado en torno al s. I d.C.; en los paquetes areno-limosos se conservaban las divisiones de una salina, datada hacia los siglos I-II d.C.; mientras que en el nivel de techo de la secuencia preservada, se encontraron dos tipos de enterramiento: uno de incineración, de edad supuesta entre los siglos II-III d.C. y otro de inhumación, cuya referencia cronológica estaría en torno a los siglos III al V d.C. También sirven de contextualización cronológica los hallazgos realizados previamente por Soto Arias (1994) en la confluencia de las calles Hospital y Pontevedra: restos de construcciones y una calzada correspondientes a un asentamiento galaicoromano de los siglos IV al VI d.C, que aparecieron sobre los niveles de marisma.

El depósito de Toralla está compuesto por cuatro niveles sedimentarios, tres de origen eólico y uno de fangos con arenas y gravas de tipo sapropélico (marisma), y se encuentra ubicado en la zona de trasplaya de la playa de Canido, a algo más de 100 metros de la línea de costa (Fig. 1). El área circundante presenta una topografía ondulada resultado de la deposición de

material eólico que tapizó las formas preexistentes. Su origen sería consecuencia del retrabajamiento marino sobre una vaguada que favoreció el retroceso de la línea de costa y la formación de una zona de sedimentación en el complejo de las ensenadas de Samil y Canido. La vegetación está dominada por los eucaliptos de repoblación que colonizan y fijan la superficie de las dunas. El muestreo se hizo en relación a las excavaciones realizadas en la finca de Mirambel durante el año 1995, donde se encuentra una villa galaico-romana que fue ocupada entre los siglos III al VI d.C. (Soto Arias, 1994; Hidalgo Cuñarro y Soto Arias, 1995; Naveiro López y Soto Arias, 1996) y fue llevado a cabo fuera de la edificación, en un perfil de más de 250 cm potencia vista situado unos metros al W de la habitación H. Se tomaron 26 muestras. Un estudio preliminar de este depósito ha sido publicado por Martínez Cortizas *et al.* (1996).

MÉTODOS

Tras el secado al aire de la muestra total a temperatura ambiente, se tamizó en seco con un tamiz de 2 mm de tamaño de malla, separando la fracción grava de la tierra fina y determinando el porcentaje de cada una de ellas. A la lupa y al microscopio se estudió la composición mineralógica y el grado de desgaste, redondez y tipo de retrabajamiento de las arenas. Sobre la fracción menor de 2 mm se realizaron las siguientes determinaciones físico-químicas: análisis granulométrico por el método de la pipeta (Gutián y Carballas, 1976), pH en agua y en KCl 1 N (relación suelo:disolución = 1:2.5), fósforo extraíble en bicarbonato sódico (Olsen *et al.*, 1954), carbono orgánico por oxidación con dicromato potásico (Gutián y Carballas, 1976), C y N total por combustión en autoanalizador LECO CHN-1000, cationes del complejo de intercambio extraídos con NH_4Cl 1N y medidos por espectrofotometría de absorción atómica (Peech *et al.*, 1947), extracciones selectivas de Fe y Al en ditionito citrato (Holmgren, 1967), oxalato ácido (Blakemore *et al.*, 1981) y pirofosfato sódico (Bascomb, 1968), y determinación de sulfatos y cloruros por cromatografía iónica en extractos de saturación.

RESULTADOS

Hospital

*** Niveles sedimentarios y propiedades físico-químicas**

Las propiedades morfológicas, estructurales y los resultados analíticos de este depósito se encuentran detalladas en las tablas I y II. En la Fig. 2 hemos representado de manera esquemática la secuencia de niveles estratigráficos y las variaciones en profundidad de los componentes granulométricos del perfil reconstruido.

En este yacimiento se han reconocido cuatro niveles estratigráficos. El nivel

basal (IV) está representado por un potente paquete de arenas marinas, localmente superando varios metros de espesor, carente de rasgos edafogenéticos (más del 90 % de arenas en la fracción tierra fina), que hace de transición hacia una saprolita granítica también fuertemente arenizada; es de reacción neutra, no contiene materia orgánica y el catión dominante en el complejo de intercambio es el calcio.

El nivel III corresponde a un paleosuelo enterrado del cual se han preservado tanto el horizonte superficial (A) como los horizontes subsuperficiales (AE y BCg). Granulométricamente destaca el fuerte aumento de fracciones finas, limos y arcillas, frente al nivel IV subyacente, así como un ligero incremento de la grava —en particular en el horizonte BCg—, la cual presenta rasgos de desgaste debidos al transporte. Es de reacción neutra, el catión de intercambio dominante es el Ca o el Mg y el Fe está casi exclusivamente en formas cristalinas, tal como puede apreciarse por los bajos valores de Fe extraídos en oxalato (Feo) y pirofosfato (Fep) respecto a los obtenidos con ditionito (Fed). En este suelo se dan los valores más altos de sulfato de todo el perfil y proporciones apreciables de fosfatos y cloruros. Morfológicamente hay dos hechos relevantes: uno, la presencia de un bandeado sedimentario en el cual se intercalan nivelillos centimétricos o milimétricos de arenas marinas y componentes finos —limos y arcillas— con materia orgánica en el horizonte BCg; y el otro, la fuerte decoloración de la base del horizonte A, al cual hemos denominado transición AE —debido a la eluviación—. Este último horizonte tiene además otras propiedades que indican que su decoloración está relacionada con una meteorización en medio hidromorfo de los minerales ricos en Fe y Mn, y el lavado de estos componentes y de elementos finos en profundidad. Así lo indican la disminución en todas las formas de Fe y Mn en relación a los horizontes supra e infrayacente (véase Tabla II). La presencia de restos de canales de raíces es indicativo de que mantuvo una vegetación y, por tanto, fue una superficie estable durante un tiempo considerable.

El nivel II se caracteriza por ser en el que se han encontrado las mayores proporciones de limos y arcillas de todo el perfil, así como de gravas. Estas últimas aumentan de la base a la parte superior del nivel, donde su proporción vuelve a descender; además, tienen rasgos que indican un transporte considerable (subredondeadas y redondeadas). La reacción es neutra, la proporción de materia orgánica es bastante homogénea en todo el nivel (en torno a un 0.5-0.6 %), Ca y Mg son los cationes dominantes en el complejo de intercambio, las formas de Fe son básicamente cristalinas (baja relación Feo/Fed) y también se puede apreciar un cierto enriquecimiento de Fe y Mn en profundidad, debido tal vez a su movilización en un medio saturado de agua. Los fosfatos y cloruros tienden a alcanzar aquí los valores más elevados de todo el perfil, mientras que el sulfato aparece en cantidades elevadas. Durante el reconocimiento estratigráfico se detectó la presencia de manchas anaranjadas y rojizas en el subnivel II-C2, que sirvió de base a la explotación romana de la salina ya que sobre él se hallaron las piedras de separación de las mismas. Estas manchas corresponden a óxidos cristalinos de Fe, tal vez del tipo de la hematita, la forma más estable de Fe a pH alcalino y de coloraciones rojizas más vivas.

Finalmente, el nivel I es un paquete de arenas y limos, con baja proporción de arcillas e importantes cantidades de gravas subangulosas. Sus propiedades físico-químicas son muy similares a las del nivel III, en particular a II-C1, excepción hecha de su menor contenido en Mn y mayor en sulfatos, Ca y Mg.

****Condiciones de formación del depósito***

A partir de las propiedades y rasgos descritos, es posible plantear una hipótesis de formación para este depósito. En primer lugar, el pH neutro a ligeramente alcalino de todos los niveles indica que este depósito se formó en un medio litoral, en una interfase entre aguas continentales y marinas. Lo mismo podría decirse en base a las elevadas concentraciones de sulfatos, fosfatos y cloruros. Los cloruros, aún presentando valores bajos para este tipo de medios, son muy superiores a los frecuentes en suelos continentales. Su relativamente baja concentración es debida a que han sido lavados del perfil a lo largo del tiempo, dada su gran movilidad. Esto no ocurre para los fosfatos y, sobre todo, para los sulfatos, los cuales tienden a ser fuertemente retenidos por las fases sólidas.

Las arenas del nivel IV revelan que la zona donde se ubica el depósito de Hospital estuvo bajo la superficie del mar, al menos durante el tiempo de ocupación a que se refiere al ámbito cronológico de los dos niveles arqueológicos con ánforas que, recordemos, se estima tuvo lugar entre los siglos II a.C al I d.C. En algún momento, durante los siglos I ó II d.C, el balance entre procesos marinos y continentales cambia y el área comienza a ser invadida, de forma pulsante al principio, por sedimentos progradantes de origen continental. Esto es reflejado por el desarrollo de las intercalaciones de arenas marinas y limos y arcillas orgánicas (III-BCg), sugiriendo además la presencia de un pequeño cauce fluvial que drenaría las áreas continentales próximas. Este hecho es también apoyado por el aumento relativo en las proporciones de grava al comienzo de este episodio y la aparición de pequeños restos cerámicos retrabajados. Los materiales aportados por las aguas continentales acaban por ser dominantes, y el medio culmina la formación del nivel III y su transición hasta convertirse en una zona de marisma, en la que dominan los suelos de tipo sapropel. Luego transcurre un cierto periodo de estabilidad, tal como se deduce del desarrollo de procesos edafogénicos en este ciclo, que es colonizado por la vegetación y cuya superficie debió de mantenerse casi siempre próxima al nivel de la marea alta, o ligeramente por encima del mismo. Las oscilaciones freáticas serían las responsables de la decoloración del horizonte AE, mediante procesos redox que han afectado de manera evidente al Fe y el Mn.

Con posterioridad, se da una nueva pulsación en el aporte de materiales continentales y se forma el nivel II. Dada la homogeneidad en sus propiedades físico-químicas y en el incremento continuado de la proporción de grava, parece que este episodio pudo haber sido de menor duración pero de mayor intensidad, tal vez como resultado de una serie de eventos puntuales relacionados con la acción humana sobre las áreas continentales próximas; de hecho, en todos los subniveles de este ciclo aparecen restos de cerámica retrabajados por el transporte fluvial. Una vez que se constituyen los dos primeros subniveles de este

paquete (II-C3 y II-C1), las condiciones hidráulicas del depósito varían drásticamente, ya que al haberse acumulado proporciones significativas de materiales finos (limos y arcillas) el drenaje en profundidad del agua se ve fuertemente limitado, favoreciendo su estancamiento en superficie. Este hecho es tal vez el que permite el establecimiento de las salinas, en torno a los siglos I a II d.C. Además de las evidencias arqueológicas, la formación de óxidos de Fe del tipo de la hematita apoya este posible uso, ya que su formación es preferencial en medios fuertemente alcalinos. Esta última condición se genera durante la evaporación del agua y la concentración de la sal en una salina, pues el pH se eleva progresivamente. Por otra parte, los muretes de división de la salina previenen la entrada de grava en el área protegida por ellos y son responsables de que su proporción disminuya drásticamente. Tras el abandono de esta actividad se deposita el nivel II-C1 de colmatación.

El nivel I cierra la secuencia de este yacimiento romano, pero no es posible proponer para él un origen antrópico o natural, puesto que se encontraba muy modificado en todos los tramos que se reconocieron durante el estudio de campo. Tanto podría tratarse de un nivel natural extensamente modificado por la acción humana, en particular por la inhumación de restos, como de un nivel aportado por remoción de materiales finos de puntos circundantes. En cualquier caso, se trata también de materiales de origen continental.

TORALLA

** Niveles sedimentarios y propiedades físico-químicas*

El depósito estudiado en el yacimiento de Toralla está compuesto por cuatro niveles sedimentarios (Fig. 3), tres de origen eólico y uno de tipo sapropel, cuyas características morfológicas, estructurales y propiedades físico-químicas se han recogido en la tablas III y IV.

El nivel basal, IV, está compuesto por arenas y gravas en una matriz limosa con una cierta proporción de materia orgánica. Es de reacción neutra a ligeramente alcalina (pH 7.6), el complejo de intercambio está saturado en Ca, y el Fe está básicamente en formas cristalinas (baja relación Feo/Fed). El hecho más destacable desde el punto de vista químico es el elevado contenido de fósforo, sulfatos y cloruros, los más elevados de todo el perfil.

El nivel III está formado por arenas eólicas edafizadas, presentando un horizonte A bien desarrollado y un horizonte de transición ABw como resultado del hecho de que la progresión edafogenética ha afectado por completo a todo el material eólico de este ciclo (denominado paleosuelo en la memoria de excavación de Hidalgo Cuñarro y Soto Arias, 1995). Su reacción es alcalina, en el rango de la disolución de los carbonatos, tal como se puede apreciar por las elevadas concentraciones de Ca en el complejo de intercambio catiónico; los contenidos de materia orgánica son apreciables (en torno al 2 %) para suelos desarrollados sobre arenas eólicas, y sólo comparables con la acumulación actual de la superficie del depósito debido a la incorporación de restos vegetales. A partir de las

extracciones selectivas de Fe y Al es patente que este es el ciclo de mayor grado de edafización de todo el perfil (véase la Tabla IV), algo que concuerda también con su desarrollo estructural y textural. Así mismo, se debe destacar la elevada proporción de fósforo y sulfatos, que aunque menor que la del ciclo inferior, son muy elevadas respecto al resto de los ciclos de origen eólico. Como ya se ha mencionado en el apartado de Material y Métodos, este suelo ha servido de base a una ocupación de época galaico-romana por lo que no es sorprendente que posea una elevada proporción de un elemento generalmente relacionado con la actividad antrópica. Sí llama la atención la elevada concentración de otros aniones, en particular del sulfato, la cual podría deberse a la disolución de productos de los materiales de construcción (¿yeso?), lo que también afecta en parte a la base del siguiente ciclo, la cual incluye los derrumbes de la villa.

El nivel II aparece también edafizado, aunque su grado de desarrollo es menor que el infrayacente. Presenta un horizonte A y un C, con una composición granulométrica muy homogénea y en la cual destaca el predominio de la fracción arena gruesa (Fig. 3), que alcanza porcentajes en torno al 75 %, los más elevados de toda la secuencia estudiada; la fracción arena fina apenas representa un 20 % y prácticamente no hay limos y arcillas. La reacción es ligeramente alcalina, el calcio es el catión dominante y el grado de evolución edafogenética es bajo, tal como puede deducirse de las bajísimas proporciones de Fe y Al obtenidas mediante extracción selectiva.

En el nivel superior, I, aumenta significativamente el porcentaje de arenas finas, llegando a igualar al de arenas gruesas. La reacción es alcalina a moderadamente alcalina y el complejo de intercambio sigue estando saturado en Ca, si bien dado el bajo porcentaje de arcilla en este ciclo parece que parte del Ca medido y atribuido al complejo de intercambio puede proceder de la disolución directa de bioclastos carbonatados, presentes tan sólo en este nivel. Desde un punto de vista edafogenético, su grado de desarrollo es muy escaso, presentándose tan sólo los procesos de descarbonatación y una cierta removilización de Fe como los procesos de mayor relieve.

*** Condiciones de formación del depósito**

En la formación de este depósito han estado implicados dos sistemas genéticos diferentes, uno de interacción marino-continental de tipo intermareal para los fangos basales (IV) y otro de tipo eólico-litoral para los niveles estratigráficos I, II y III. Sin embargo, uno de los hechos destacables es el elevado pH y la alta saturación en Ca de todo el depósito, aún cuando sólo se han detectado carbonatos en el ciclo superficial. Puesto que la saturación en Ca del complejo de intercambio disminuye con la profundidad pero se mantiene en todos los niveles analizados por encima del 50 %, la descarbonatación superficial y el lavado de carbonatos en profundidad parece ser un proceso funcional en la actualidad, que se está sobreimprimiendo en los ciclos edafogenéticos más antiguos (rasgo post-deposicional). La mineralogía de los niveles II y III refleja su total descarbonatación, por lo que el Ca que poseen procedería de la disolución de los bioclastos de la duna reciente (nivel I). Del balance de carga entre aniones y cationes también se desprende la existencia de proporciones elevadas de bicarbonatos.

Situaciones similares han sido descritas por otros autores para suelos desarrollados sobre ciclos de dunas (Wilson, 1991) indicándose que es la percolación de aguas básicas la responsable de este proceso.

Como se ha indicado, el nivel IV corresponde a la deposición de materiales de origen continental en una zona intermareal, muy probablemente relacionada con la descarga de los sedimentos aportados por el Rego do Bao o su red difusa de canales en la desembocadura. En un trabajo previo se barajaba la hipótesis de que su origen fuese coluvio-aluvial, si bien actualmente la mayor disponibilidad de información permite aclarar que la componente aluvial era dominante y que el ambiente de la deposición correspondía a una zona intermareal de tipo marisma (como lo apoya la elevada proporción de fosfatos, sulfatos y cloruros). Así pues, la posición actual de este perfil estuvo sometida a la influencia del nivel del mar en una primera fase. El comienzo de la acumulación de arenas eólicas supone un cambio notable en las condiciones locales del área de Toralla. Esta situación indica, al menos, modificaciones en la desembocadura de la red fluvial, bien por migración de los cauces temporales, bien por el desarrollo de aparatos sedimentarios marinos que ejerciese su influencia (formación de una barra, por ejemplo) o bien porque se produjese un descenso del nivel del mar acompañado de los cambios anteriores. Las posibilidades de variaciones temporales en los canales de la desembocadura, así como el desarrollo de aparatos sedimentarios de bloqueo del flujo, no parecen plausibles ya que no hay imbricación sedimentaria en el depósito (canales anastomosados), sugiriendo que las condiciones locales de drenaje no retornaron a ser las mismas tras este episodio.

Tras la formación del complejo dunar antiguo de esta secuencia, las dunas se fijaron y edafizaron progresivamente. Hay que recordar que este ciclo basal es el de mayor grado de evolución de todo el perfil. Utilizando los conceptos de Jungerius (1990) sobre evolución edafogenética en materiales dunares, esta edafización se correspondería con dunas de transición entre los compartimentos II y III, fase de dunas grises a pardas, con horizontes A bien desarrollados y ocasionalmente con Bw. Según este autor estos compartimentos se corresponden con determinadas posiciones respecto de la línea de costa, de tal forma que el mayor grado de evolución edafogenética se alcanza en aquellas dunas más alejadas y revegetadas. Parece razonable pues, que el ciclo eólico basal represente la evolución de una duna colonizada por vegetación arbórea y distante de la zona mareal. Esta es además la duna sobre la que se construye la villa galaicoromana, cuya ocupación se ha datado entre los siglos III a VI d.C, por lo que la fase de acumulación eólica, la estabilización de la duna y el comienzo de la evolución edafogenética serían anteriores al siglo III d.C. Según algunos autores, el inicio de la edafización puede tener lugar en un corto intervalo temporal, según las condiciones locales de cada área, pudiendo oscilar entre los 15 y 75 años (James y Wharfe, 1989; O'Neill, 1991). El grado de edafización alcanzado finalmente depende del tiempo durante el cual se mantengan las condiciones de estabilidad, y para suelos similares al aquí descrito se dan rangos que oscilan entre los 500 y 700 años, dependiendo de la concentración inicial de carbonatos (Wilson y Farrington, 1989; McBride y Wilson, 1991; Wilson, 1992).

El siguiente ciclo, II, es también de origen eólico y refleja un menor grado de progresión edafogenética, coherente con su formación más reciente. No obstante, el rasgo más importante de este nivel es el aumento en la acumulación de arenas gruesas, las cuales duplican los porcentajes de los niveles infrayacentes. Este aumento en el tamaño medio de grano de la duna podría implicar dos condiciones: un aumento en la intensidad del viento durante el periodo de formación de este segundo ciclo eólico, o modificaciones en la posición del área fuente debidas a variaciones del nivel del mar. Durante un intervalo de tiempo, si la dirección del viento se mantiene más o menos constante, tiende a producirse una granoclasificación tal que las zonas alejadas del área fuente reciben fundamentalmente arenas finas y las más próximas arenas gruesas. Para una localización concreta, por tanto, el cambio de tamaño de grano hacia calibres mayores puede indicar una aproximación del área fuente, debida a una transgresión marina. De igual modo, el fuerte descenso en la proporción de arenas gruesas en el ciclo superficial (I) podría indicar un nuevo alejamiento del nivel mar. Téngase en cuenta, por otro lado, que pequeñas variaciones pueden provocar repercusiones significativas, dependiendo de la pendiente del terreno: una variación decimétrica puede suponer una gran variación longitudinal si la zona es llana o casi llana, y sería apenas aparente si la zona tuviera una inclinación elevada. En base al grado de desarrollo edafogenético, se estima que el tiempo de formación del nivel II no supera los 200-300 años.

DISCUSIÓN

El estudio de los depósitos de Hospital y Toralla, ubicados en la margen sur de la ría de Vigo, permite diferenciar y correlacionar distintas facies morfoosedimentarias, haciendo posible el establecimiento de una cronosecuencia a nivel local de los procesos que actuaron en el litoral durante los últimos 3.000 años, aproximadamente.

En el caso del depósito de Hospital, la secuencia estratigráfica indica una evolución desde condiciones litorales (arenas marinas a muro del depósito), pasando por un medio de tipo intermareal hacia el desarrollo de una marisma controlada fundamentalmente por procesos continentales. A partir del registro arqueológico es posible señalar que el balance entre procesos marinos y continentales comienza a inclinarse en favor de estos últimos a partir del 2.000-1.900 BP, mientras que la marisma se consolidaría definitivamente hace unos 1.900-1.800 años, coincidiendo con la explotación salina romana. A partir de la documentación facilitada por Purificación Soto sobre las excavaciones en la calle Rosalía de Castro (Soto Arias, 1994; y com. pers.), puede deducirse que se trataba de una amplia zona hidromorfa de la cual el paleosuelo desarrollado sobre el primer nivel de fangos representa una fase distal de progradación, ubicada en la margen E del arroyo de drenaje. Otro aspecto destacable es que la evolución fue relativamente rápida, en el transcurso de unos 200 años, y que en ella podría haber colaborado la actividad antrópica en las áreas continentales de la zona de captación de

la red de drenaje (deforestación, cultivo, etc...), intensificando los procesos de erosión y sedimentación en la marisma, tal y como sugiere la rápida acumulación de sedimentos de la segunda fase de fangos, su contenido en gravas y restos cerámicos, etc...

En Toralla, los cambios de facies en la secuencia reflejan que el área parte inicialmente como un ambiente de marisma que es invadido por varios ciclos de dunas, es decir, evoluciona hacia un ambiente litoral-costero. Las variaciones entre las tres facies dunares (ligadas al tamaño de grano de las arenas y el grado de edafización, fundamentalmente), se deberían a desplazamientos del área fuente del material eólico, lo que se refleja en la granoclasificación, y un alejamiento relativo de la línea de costa, lo cual habría permitido la estabilización de la generación de dunas más antiguas y su edafización progresiva. No es posible fijar un referente cronológico preciso para el cambio entre estos dos sistemas ambientales. Sin embargo, puesto que la villa romana se construye hacia el s. III d.C y que se hace sobre una duna ya edafizada, la marisma en la zona del Vao debe ser anterior a los inicios de era, es decir, anterior al 2.000 BP; de igual modo, puesto que la segunda generación de dunas comienza a formarse poco antes o coetáneamente a la fase de abandono de la villa, en torno al s.VI d.C, puede hablarse de un cambio ambiental que se habría producido hace unos 1.500-1.400 años. Para la última generación tampoco es posible dar una fecha fija, sólo puede avanzarse una hipótesis en base al grado de edafización del ciclo dunar anterior (que no superaría los 200-300 años), ubicando su inicio entre el 1.200-1.100 BP, aproximadamente. Del otro lado de la ría, J. Suárez Otero (com. pers.) ha descrito la existencia de un depósito de arenas edafizado en el que se han encontrado restos arqueológicos atribuibles al s.VI d.C, que aparece enterrado por otros ciclos dunares menos evolucionados desde el punto de vista edafogenético y que, a nuestro juicio, indica la expansión dunar como uno de los procesos relevantes en la ría de Vigo a partir del 1.400 BP. Referencias similares hemos encontrado para otras áreas de la península, como por ejemplo para el Manto Eólico de El Abalarío, en Huelva. Zazo *et al.* (1994) determinan la existencia de fases de crecimiento de cuerpos sedimentarios eólicos entre el 1520 y el 1250 BP, entre el 1120 y el 930 BP y posteriores al 400 BP. También Borja y Díaz del Olmo (1996) atribuyen una fase de formación de dunas a la época romana, otra a la romano-medieval y las dunas actuales, que se aproximan bastante a las cronologías que proponemos para el depósito de Toralla.

Ambas estratigrafías, tanto la de Hospital como la de Toralla, ponen de manifiesto la existencia de cambios en los patrones de sedimentación en la ría de Vigo ocurridos durante los últimos 3.000 años. La cuestión que debemos plantear es si han evolucionado bajo las mismas condiciones ambientales, aunque el desarrollo de facies sedimentarias haya sido distinta para los mismos intervalos cronológicos, y si las variaciones en los patrones de erosión-sedimentación se podrían correlacionar con pulsaciones del nivel del mar durante las fases finales del Holoceno y por tanto con cambios climáticos a nivel global, regional o simplemente locales.

En la Figura 4 hemos representado los dos depósitos junto con la información

crono-arqueológica disponible, la correlación temporal de facies sedimentarias y una hipótesis sobre las pulsaciones transgresivas y regresivas que reflejan. Para las bases de ambas estratigrafías suponemos un origen transgresivo (T1) anterior a los inicios de era (2.000 BP), basándonos tanto en la cronología aportada por los restos arqueológicos como en la evolución sedimentaria hacia facies de mayor carácter continental. El desarrollo de estas últimas facies indica un retroceso en el nivel del mar (R1), que comenzaría hacia el 1.900 BP. La secuencia de Hospital sólo contiene estos dos episodios, muy probablemente porque se encuentra truncada a techo debido a las construcciones realizadas en épocas mucho más recientes. Sin embargo, en Toralla la fase de dunas de arenas gruesas que sella el final de la ocupación (también registrada en otras áreas de la ría de Vigo) ha de ser interpretada como una nueva pulsación transgresiva (T2) cuyo inicio puede aproximarse al 1.500-1.400 BP. Mientras que la generación más reciente de dunas tiene carácter regresivo (R2) y se ha supuesto para su inicio una fecha no superior al 1.200-1.100 BP.

Esta periodización es coherente con la propuesta por otros autores para algunas de las variaciones del nivel del mar durante la fase final del Holoceno. Así, diversos investigadores fijan la existencia de un periodo transgresivo durante el Subatlántico (entre el 3.000 y el 2.000 BP) que recibe el nombre de transgresión Dunkerkiense o Xivares, dependiendo de las zonas. Mary (1983, 1992) data depósitos transgresivos del 2660 BP y 2.800 BP, Cearreta *et al.* (1992) obtienen dataciones de 2.300 BP, Díaz-Fierros *et al.* (1889) proponen también la existencia de un periodo transgresivo en Galicia entre el 2.300 y el 1.700 BP, que entran en el ámbito cronológico de esta fase transgresiva en la que se encuentra la T1 de la ría de Vigo. La fase R1 parece coincidir con la denominada regresión Wisant, si bien sobre ésta no hay una referencia cronológica precisa pues ha sido fechada en el 1.300 BP (Ters, 1973, 1976), en el 1.400 BP (Vilas *et al.*, 1985), y hacia el 1.700 BP (Díaz-Fierros *et al.* 1989), cuando nuestros datos parecen indicar de forma más o menos homogénea su inicio a partir del 1.900 BP. La fase T2, que consideramos se produce en torno al 1.500-1.400 BP, podría corresponderse con la identificada por Gutiérrez Elorza y Peña Monné (1992) para el N de la península Ibérica entre el 1.600 y el 1.500 BP; mientras que R2 encontraría referentes cronológicos en la regresiones más recientes, datadas para Portugal entre el 1.000 BP y el 600 BP (Ganja, 1989). La existencia de una fase transgresiva post-romana es apoyada también por otros datos de naturaleza arqueológica, como por ejemplo la villa galaico-romana de Noville (Mugaros), que tras su abandono pacífico en el siglo VI d.C. fue invadida parcialmente por el mar (Pérez Losada, 1991, 1995a,b); o, por los restos romanos encontrados en la zona del Puente del Burgo en Pontevedra, hoy también por debajo del nivel del cauce del río Lérez (Juega Puig *et al.* 1995, pg. 20).

En conjunto, las fases que hemos definido deben de interpretarse como una secuencia local que puede enmarcarse, a grandes rasgos, en un ámbito general de evolución del nivel del mar en el Holoceno reciente. Para estos episodios, la transgresión T1 —Dunkerkiense— debió de representar un ascenso del mar a niveles similares o incluso más elevados que los actuales, a juzgar por los depó-

sitos y facies sedimentarias representadas. A partir del comienzo de la regresión R1, el nivel del mar no volvió a alcanzar en ambas áreas (Hospital y Toralla) los de T1, de tal forma que T2 más bien podría interpretarse como un episodio transgresivo dentro de un periodo más amplio de regresión, que como una transgresión en sentido estricto. En cualquiera de los casos, las implicaciones que esta dinámica tiene para los cambios en la costa de la ría de Vigo son interesantes, ya que pudieron implicar modificaciones o ajustes de la actividad humana. Así lo sugiere la transición entre un área litoral de puerto a la explotación de salinas en Hospital. También es factible plantear, con bastante certidumbre, que la isla de Toralla debió de estar conectada mediante un istmo arenoso al continente, que habría estado sobre el nivel del mar al menos durante el intervalo entre el 1.900 BP y el 1.400 BP.

CONCLUSIONES

Los cambios en las facies sedimentarias que reflejan los depósitos de Hospital y Toralla, situados en la margen S de la ría de Vigo y relativamente cerca uno del otro, son un buen ejemplo para demostrar que bajo condiciones ambientales similares o iguales, los medios costeros-litorales evolucionan hacia formas del paisaje diversas. Este aspecto está en consonancia directa con el relieve y con las variaciones locales de cada uno de los espacios en los que se localizan los depósitos. Así, se debe tener presente que las condiciones generales controlan a gran escala, pero a pequeña escala son las características locales las que determinan los procesos de erosión-sedimentación y la intensidad de los mismos y, por tanto, las que configuran y diversifican ambientes y formas sedimentarias particulares. De hecho, en nuestro caso las diferencias de facies entre los niveles sincrónicos para ambos depósitos (arenas marinas-marisma, marisma-arenas eólicas) son tan sólo el reflejo de la actuación de un mismo proceso general (descenso o ascenso del nivel del mar) pero sobre ambientes costeros diferentes en origen. Al igual que hoy en día, la costa del pasado presentaba una gran variedad de formas y ecosistemas que modificaron su evolución en respuesta a un cambio ambiental; por lo que es la secuencia evolutiva, más que el tipo de facies concreta, la que permite extraer la señal paleoambiental de los depósitos. Por ejemplo, la formación de dunas se considera habitualmente como un proceso que tiene lugar en condiciones regresivas, mientras que Jerardino (1993) especifica que este tipo de sedimentación puede tener lugar tanto bajo contextos regresivos como transgresivos, siendo la secuencia de formación la que permite determinar bajo que condiciones se han formado.

Otro aspecto importante y relacionado, es que la intensidad de los procesos no es la misma. En Hospital hay una gran acumulación de sedimentos durante la fase regresiva R2 y se produce en dos episodios bien diferenciados; mientras que en Toralla es menor y aparentemente monofásica. Esto debemos ponerlo en relación con las diferencias de configuración del relieve local,

mucho más llano en la ensenada del Vao y más inclinado en la de Vigo y tal vez también con un diferente grado de impacto de la actividad antrópica.

No obstante, a la hora de interpretar los procesos de formación de los depósitos sedimentarios costeros, debe también tenerse en cuenta que no siempre son el resultado de cambios en el nivel del mar o climáticos sino, simplemente, de las variaciones en la propia sedimentación continental o litoral (Devoy *et al.* 1996); además, no siempre cambios climáticos causales como temporales (con una duración determinada) implican variaciones del nivel del mar, pero sí en la sedimentación de los litorales expuestos a estos fenómenos. Las variaciones locales de erosión-sedimentación son un elemento muy importante a tener en cuenta, ya que espacios relativamente cercanos (como los aquí estudiados) pueden responder a formas distintas del paisaje, según su situación topográfica y principalmente su exposición a los componentes marinos (olas, mareas y corrientes), sin descartar otros fenómenos no menos importantes como pueden ser los vientos y la exposición propicia de determinadas áreas a los mismos.

A nuestro juicio, las coincidencias morfosedimentarias en los depósitos costeros de Toralla y Hospital (ría de Vigo), no tanto a nivel de facies sedimentarias, sino de comportamiento ante unas condiciones ambientales determinadas, responden de forma directa a variaciones del nivel del mar en un período relativamente corto (los últimos 3.000 años BP). Estas variaciones pueden correlacionarse con otras a nivel tanto local como regional o global. Además, ambos depósitos encierran en su interior restos arqueológicos que son de vital importancia para enmarcar procesos a nivel del Holoceno y en períodos muy pequeños. La correlación con otros trabajos de similares características por ejemplo en Portugal (Granja, 1989; Granja *et al.*, 1996), en el sur de la península (Borja y Díaz del Olmo, 1996) o en el noreste ibérico (Gutiérrez Elorza y Peña Monné, 1992) es de gran interés, ya que son archivos de información de lo sucedido en el pasado y sirven para enmarcar procesos morfosedimentarios e intentar reconstruir parte de un período relativamente cercano a la actualidad y donde el hombre ya está presente como transformador del paisaje.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean mostrar su agradecimiento a J. Hidalgo Cuñarro, director del Museo Quiñones de León; Ángel Acuña Piñeiro, director de la excavación de urgencia del yacimiento de Hospital; y Xulio Carballo Arceo, arqueólogo de la Delegación Provincial de la Consellería de Cultura e Comunicación Social de Pontevedra, por sugerirnos sus yacimientos como objeto de estudio y por su colaboración en la atribución cronológica de los mismos. Nuestro especial agradecimiento a Purificación Soto Arias, directora de la excavación del yacimiento Toralla y de las prospecciones realizadas entre las calles Hospital y Pontevedra

de Vigo, por habernos facilitado una completísima información gráfica y documental sobre los yacimientos en que intervino y por las ideas aportadas, que han ayudado a correlacionar las estratigrafías aquí presentadas con las de áreas mayores, a las que actualmente es imposible acceder. También queremos agradecer a Concepción Moares y Eva Buján su colaboración en la realización de parte de las determinaciones analíticas.

BIBLIOGRAFÍA

- BASCOMB, C.L. (1968):«Distribution of pyrophosphate extractable iron and organic carbon in soils of various groups». *J. Soil Sci.*, 19: 251-256.
- BLAKEMORE, L.C., SEARLE, P.L., DALY, B.K. (1981):*Soil Bureau Laboratory Methods: A, Methods for chemical analysis of soils*. New Zealand Soil Bureau Scientific Report 10A (revised).
- BORJA, F., DÍAZ DEL OLMO, F. (1996):«Manto eólico litoral (MEL) de El Abalarío (Huelva, España): episodios morfogénicos posteriores al 22.000 BP». En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, Pérez Alberti, Martíni, Chesworth, Martínez Cortizas (eds), pags. 375-390. Consellería de Cultura, Xunta de Galicia.
- CEARRETA, A.; EDESO, J.M., UGARTE, F.M. (1992):«Cambios del nivel del mar durante el Cuaternario Reciente en el Golfo de Bizkaia». En: *The late Quaternary in Western Pyrenean Region*. Cearreta y Ugarte (eds). Servicio Editorial Univ. País Vasco. Bilbao, pp.57-93.
- CURRAY, J. (1960):«Sediments and history of Holocene transgression, continental shelf, Northwest Gulf of Mexico. En: *Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico*, Shepard, Phleger & Van Andel (eds), pags. 221-226. AAPG, Tulsa.
- CURRAY, J. (1964):«Transgressions and regressions». En: *Papers in Marine Geology*, Shepard Commemorative Volume, Miller (ed), pags. 175-203. Macmillan, New York.
- DEVOY, R.J.N., DELANEY, C., CARTER.R.W.G., JENNINGS, S.C. (1996):«Coastal stratigraphies as indicators of environmental changes upon European Atlantic Coasts in the Late Holocene». *Journal of Coastal Research*. 12(3): 364-588.
- DÍAZ-FIERROS, F., BENITO, E., SAA, P. (1989):«Estudio e interpretación paleoecológica de los análisis de polen de tres marismas de Galicia». *Actas de la 2ª Reunión del Cuaternario Ibérico*. Madrid. Volumen 2, pp. 553-560.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1961):«Eustatic changes in sea level». *Phys. Chem. Earth.*, 4: 99-185.
- GRANJA, H.M.L.P., DE GROOT, T.A.M. (1996):«Sea level rise neotectonism in a Holocene coastal environment at Cortegaca Beach (NW de Portugal): A case study». *Journal of Coastal Research*,12(1): 160-170.
- GRANJA, H.M.L.P. (1989):«Aplicacao da vibrosondagem ("vibrocoring") nas formacoes Holocénicas da zona costeira do No Portugal». *Actas de la 2ª Reunión del Cuaternario*. Madrid. Volumen 1.
- GUITIÁN, F., CARBALLAS, T. (1976):*Técnicas de análisis de suelos*. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela. 288 pp.
- GUTIÉRREZ ELORZA, M., PEÑA MONNE, J.L. (1992):«Evolución climática y geomorfológica del Holoceno Superior (Cordillera Ibérica, Depresión del Ebro y Pre-Pirineo)». En *The late Quaternary in Western Pyrenean Region*, Cearreta y Ugarte (eds). Servicio Editorial Univ. País Vasco. Bilbao, pp. 109-124.
- HIDALGO CUÑARRO, J.M., SOTO ARIAS, P. (1995):*Proyecto Arquelógico Villa Romana de Toralla*. Memoria de Excavación presentada en la Dirección Xeral de Patrimonio Histórico de la Xunta de Galicia.
- HOLMGREN, G.G. (1967):«A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure». *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 31: 210-211.
- JAMES, P.A., WHARFE, A.J. (1989):«Timescales of soil development in coastal sand dune system, Ainsdale, north-west England». En: *Perspectives in Coastal Dune*

- Management*, Van der Meulen, Jungerius, Visser (eds), pags. 287-295. SPB Academic, The Hague.
- JERARDINO, A. (1993): «Mid-to late-Holocene sea-level fluctuations: the archaeological evidence at Tortoise Cave, south-western Cape, South Africa». *Sud-Afrikaanse Tydskrif vir Wetenskap*. 89: 481-488.
- JUEGA PUIG, J., DE LA PEÑA SANTOS, A., SOTELO RESURRECCIÓN, E. (1995): *Pontevedra, Villa Amurallada*. Diputación Provincial de Pontevedra, Servicio de Publicaciones.
- JUNGERIUS, P.D. (1990): «The characteristics of dune soils». En: *Dunes of the European Coasts: Geomorphology, Hydrology, Soils*, Bakker, Jungerius & Klijn (eds), Catena Supplement 18: 155-162.
- MARTÍNEZ CORTIZAS, A., COSTA CASAIS, M., MOARES DOMÍNGUEZ, C. (1996): «Niveles dunares pleistocenos y holocenos en la costa de Galicia: hipótesis cronológica en base a su grado de edafización». En: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, A. Pérez Alberti, P. Martini, W. Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds), Consellería de Cultura, Xunta de Galicia, pags. 417-430.
- MARY, G. (1983): «Evolución del margen costero de la cordillera Cantábrica en Asturias desde el Mioceno». *Trabajos de Geología*, 13: 3-35.
- MARY, G. (1992): «La evolución del litoral Cantábrico durante el Holoceno». En: *The late Quaternary in Western Pyrenean Region*, Cearreta y Ugarte (eds). Servicio Editorial Univ. País Vasco. Bilbao, pp. 161-171.
- McBRIDE, N., WILSON, P. (1991): «Characteristics and development of soils at Magilligan Foreland, Northern Ireland, with emphasis on dune and beach sand soils». *Catena*, 18: 367-378.
- NAVEIRO LÓPEZ, J., SOTO ARIAS, P. (1996): «Un enclave comercial marítimo tardoromano en el Arenal de Vigo». *Actas del Congreso Internacional de Urbanismo en el Noroeste*, Lugo 1996 (en prensa).
- OLSEN, S.R., COLE, C.V., WATANABE, F.S. Y DEAN, L.A. (1954): *Estimation of available phosphorus in soils by extraction with sodium bicarbonate*. U.S.D.A. Circ. 939.
- O'NEILL, S.M. (1991): «Soil profile development at Murlough sand spit, Co. Down. B.Sc. Dissertation, University of Ulster.
- PEECH, M., ALEXANDER, L.T., DEAN, L.A. Y REED, J.F. (1947): *Methods of soil analysis for soil fertility investigations*. U.S.D.A. Cir. 757. 25 pp.
- PÉREZ LOSADA, F. (1991): «A villa romana de Noville (Mugardos, A Coruña): Estructuras e estratigrafía arqueolóxica (Campañas 1988 e 1989)». *Castrelos*, 3-4: 245-281.
- PÉREZ LOSADA, F. (1995a): «Escavación arqueolóxica, prospección xeofísica e consolidación da vila romana de Noville (Mugardos, A Coruña). *Arqueoloxía-Infomes 3, Campaña 1989*, 51-56.
- PÉREZ LOSADA, F. (1995b): «Arqueoloxía e arte no mundo rural: hábitat e arquitectura das villae galaico-romanas.». En: *Arqueoloxía e Arte na Galicia Prehistórica e Romana*, Pérez Losada y Castro Pérez (coords), pags. 167-188. Monografías do Museu Arqueolóxico e Histórico de A Coruña, n.º 7.
- SOTO ARIAS, P. (1994): «Dúas actuacións sobre o patrimonio arqueolóxico no Concello de Vigo». *Olea Europaea*, Núm. 0: 4-7.
- TERS, M. (1973): «The oscillation of the Holocene transgression, from Boreal to present, along the French Atlantic Coast». *IX INQUA*. Christchurch.
- TERS, M. (1976): «Les lignes de rivage holocène, le long de la côte atlantique». *La Préhistoire de France*, II n.º27-30.

- VILAS, F., NOMBELA, M.A. (1985):«The Corrubedo tidal inlet: process and facies (Galicia, NW Spain)». *Symp. Modern and Ancient clastic Tidal Deposits*. Utrecht. 15-135.
- WILSON, P. (1991):«Buried soils and coastal aeolian sands at Portstewart, Co. Londonderry, Northern Ireland». *Scottish Geographical Magazine*, 107: 198-202.
- WILSON, P. (1992): «Trends in soil development on coastal dunes in the north of Ireland». En: *Coastal Dunes*, Carter, Curtis & Sheehy-Skeffington (eds), pags. 153-162. Balkema, Rotterdam.
- WILSON, P., FARRINGTON, O. (1989):«Radiocarbon dating of the Holocene evolution of Magilligan Foreland, Co. Londonderry». *Proceedings of the Royal Academy*, 89B: 1-23.
- ZAZO, C., GOY, J.L., SOMOZA, L., DABRIO, C-J., BELLUOMINI, G., IMPROTA, S., LARIO, J., BARDAJI, T., SILVA P-G.(1994):«Holocene sequence of sea-level fluctuations in relation to climate trends in the Atlantic-Mediterranean». *Journal of Coastal Research*, 10(4): 933-945.

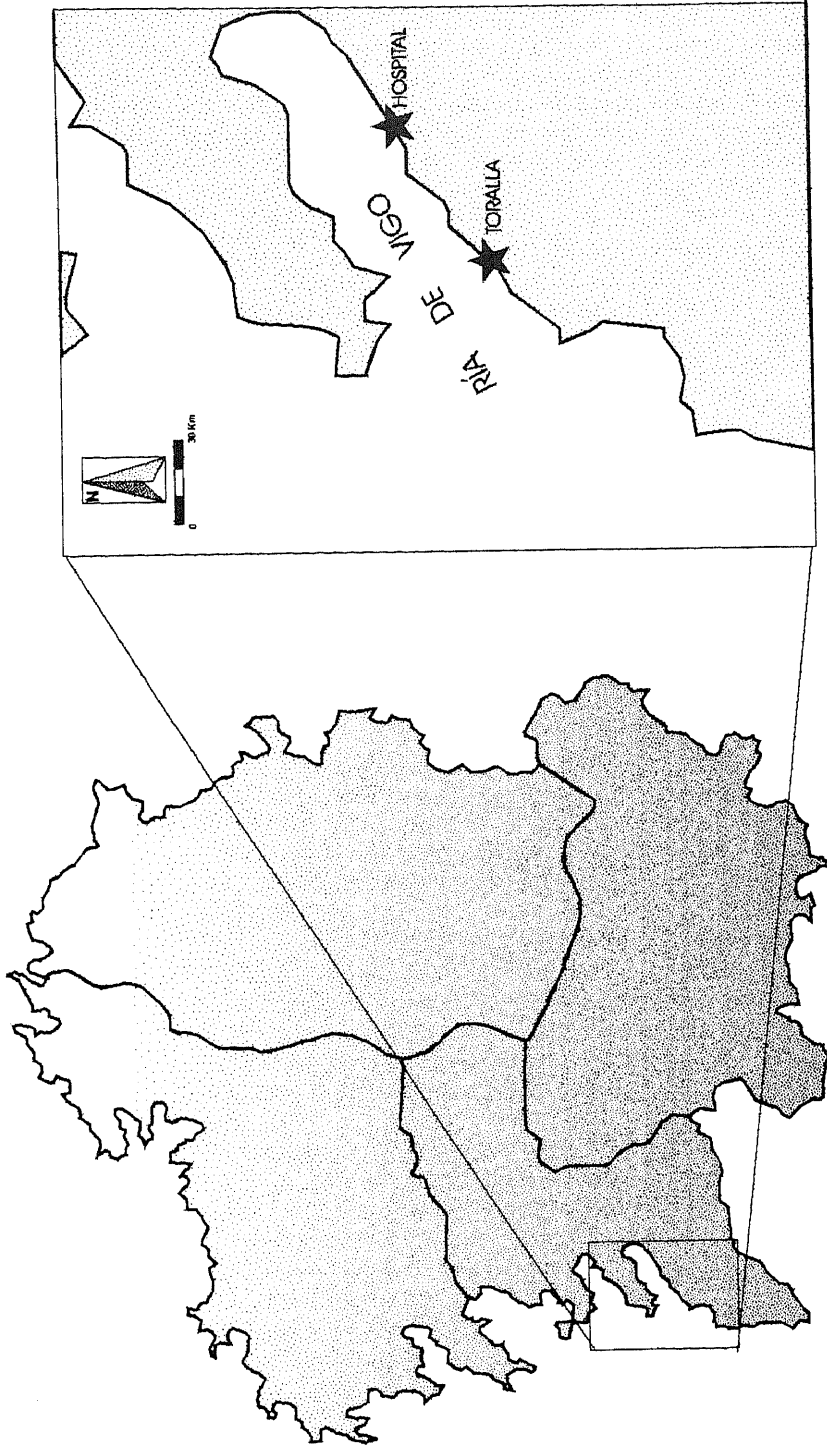


FIGURA 1. Localización de los yacimientos de Hospital y Toralla

Tabla I- Características morfológicas, estructurales, fracción gruesa y observaciones sobre los niveles sedimentarios del depósito de Hospital (Vigo, Pontevedra). (Color: en húmedo (h) y en seco(s), m: manchas de color; estructura: se, sin estructura, md, moderada, db: débil, bs: bloques subangulares, m: medios, g: gruesos, mg: muy gruesos; en la grava los tamaños dominantes se indican en centímetros).

Nivel y Horizonte	Prof. (cm)	Color	Estructura	Límite	Grava	Observaciones
I-C1	0-40	5Y 5/2 (h) 6/2(s) m N 3/3 (s) m 10YR 6/3 (s)	md/bs/m-g	claro	0.2-7.5 cm, granito, micaesquisto (alterado), cuarzo y micas; subangulosas, escasas subredondeadas.	Nivel de mezcla, arenas y limos; plástico y ligeramente adherente; aparecen algunos carboncillos, huesos y restos de cerámica re trabajados por el transporte. Nivel de enterramientos romanos de incineración e inhumación.
II-C1	40-45	10 YR 5/3(h) 6/3(s)	md-f/bs/g-mg	difuso	0.2-7.5 cm, granito, cuarzo y micas; subredondeadas y algunas redondeadas (5%).	Arenas y limos; adherente, plástico, firme a extremadamente firme; algunos restos de cerámica re trabajados. Aparecen piedras formando recintos que fueron aprovechados como salinas.
II-C2	45-55	10YR 6/4 (h) 6/3 (s)	md-f/bs/g-mg	gradual	3-4 cm, granito, micaesquisto, cuarcita, cuarzo y micas; angulosas, subredondeadas y escasas redondeadas (5%).	Arenas, limos y arcillas; adherente y plástico en húmedo, muy firme a extremadamente firme en seco; moteados rojizos conspicuos; carboncillos, restos cerámicos re trabajados.
II-C3	55-105	2.5Y 5/1 (h) 6/2 (s) m 10YR 4/6 (h) m 5YR 5/6 (s)	md-f/bs/g-mg	neto	0.2-7.5 cm, granito, cuarcita, cuarzo, micas; angulosas y escasas subredondeadas.	Arenas, limos y arcillas; adherente y plástico en húmedo, extremadamente firme en seco; moteados rojizos concentrados. Restos de cerámica re trabajados.
III-A	105-115	10YR 6/3 (h) 6/2 (s)	db-md/bs/m-g	claro	0.2-1 cm, cuarzo, algunas gravas de granito; redondeadas y subredondeadas, escasas angulosas.	Arenas y arcillas; adherente y plástico en húmedo, firme en seco.
III-AE	115-125	10YR 6/3 (h) 7/3 (s)	se	claro	0.2-7.5 cm, muy escasas gravas: pizarra, granito, cuarcita, cuarzo y micas; angulosas.	Arenas y limos; ni adherente, ni plástico, suelto; rasgos de canales de raíces, evidentes; hay algunos restos de cerámica re trabajados.
III-BCg	125-175	10YR 4/2 (h) 6/2 (s)	db-md/bs/m-g	gradual	0.1-1 cm, minerales: cuarzo y micas; subangulosas y subredondeadas.	Arenas y arcillas; adherente y plástico en seco, firme a muy firme o extremadamente duro en seco; bandeado sedimentario intercalando finos y arenas.
IV-C	>175	2.5Y 7/3(h) 8/2(s) 10YR 6/4(h) 7/3(s) 10YR 6/3(h) 6/3(s) 10YR 6/4(h) 7/3(s)	se	neto	0.2-0.5 cm, granito, cuarzo, micas y feldespatos; angulosas y subredondeadas; las últimas aumentan progresivamente hacia la base del depósito.	Arenas: cuatro niveles de arenas marinas; suelto, sin estructura. Algunos carboncillos. Se apoya sobre roca granítica de dos micas; en la base hay un ligero incremento de los fragmentos de roca tamaño grava. En este nivel sedimentario (IV en conjunto) hay dos niveles de ánforas romanas.

Tabla II- Análisis de capacidad físico-químicas del depósito de Hospital (Gr: gravas, Ar: arenas, Lm: limos, Ac: arcillas, expresadas en porcentaje, las gravas sobre muestra total y el resto de los componentes granulométricos sobre la fracción tierra fina (<2 mm); C: carbono orgánico (%); Ca, Mg, Na, K, Al, Mn y la capacidad de intercambio catiónica efectiva (CICe) en cmol. kg⁻¹, Feo, Alo, Fed, Ald, Fep, Alp: Fe y Al extraídos en oxalato, ditionito y pirofosfato, expresados en porcentaje de elemento; P: fósforo en mg kg⁻¹, Cl y SO₄: cloruros y sulfatos en el extracto de saturación, expresados en mg L⁻¹).

Muestra Prof (cm)	Gr	Ar	Lm	Ac	pH H ₂ O	pH KCl	C	Ca	Mg	Na	K	CICe	Mn	Fed	Feo	Fep	Ald	Alo	Alp	P	Cl	SO ₄
I-C1 0-40	21.5	80.1	15.9	3.0	6.92	5.72	0.31	0.64	0.66	0.31	0.28	1.91	0.01	0.80	0.21	0.15	0.89	0.07	0.12	59.5	18.7	164.3
II-C1 40-45	6.8	75.7	13.8	12.5	6.96	5.41	0.22	0.16	0.17	0.19	0.29	0.85	0.65	0.88	0.21	0.10	0.95	0.07	0.07	61.1	35.2	89.5
II-C2 45-55	19.0	67.6	15.3	17.1	6.05	5.69	0.38	1.60	1.65	0.28	0.28	3.81	0.97	1.18	0.29	0.16	0.88	0.12	0.07	101.2	29.2	119.9
II-C3 55-105	14.8	66.3	15.0	18.7	7.06	5.70	0.31	0.34	0.66	0.27	0.25	1.87	3.08	1.26	0.24	0.17	1.34	0.12	0.07	108.3	16.8	62.7
III-A 105-115	3.7	76.6	7.1	13.4	6.91	5.74	0.28	0.25	0.37	0.17	0.31	1.12	0.97	0.79	0.18	0.12	0.51	0.11	0.09	88.2	11.8	121.2
III-AE 115-125	0.2	82.1	12.1	5.8	7.03	5.68	0.09	0.95	0.09	0.04	0.12	1.22	0.57	0.09	0.07	0.06	1.13	0.05	0.08	44.4	16.0	158.6
III-BCg 125-175	5.8	76.5	8.5	15.1	7.47	6.25	0.30	0.48	0.50	0.22	0.20	1.44	2.51	0.94	0.19	0.11	1.28	0.09	0.08	5.3	71.4	167.4
IV-C1 175-210	0.1	87.0	8.8	4.2	6.75	5.64	--	0.43	0.07	0.04	0.08	0.63	0.08	--	--	--	--	--	--	7.9	--	--
IV-C2 210-225	1.3	92.1	1.9	5.9	6.69	5.70	--	0.76	0.16	0.07	0.12	1.10	0.08	--	--	--	--	--	--	11.4	--	--
IV-C3 225-245	3.6	92.2	2.0	5.7	6.50	5.65	--	0.63	0.18	0.06	0.10	0.99	0.03	--	--	--	--	--	--	8.5	--	--
IV-C4 >245	8.2	94.0	1.0	5.0	6.39	5.67	--	0.24	0.11	0.04	0.05	0.46	0.41	--	--	--	--	--	--	3.9	--	--

Tabla III- Características morfológicas, estructurales, fracción gruesa y observaciones sobre los niveles sedimentarios del depósito de Toralla (Vigo, Pontevedra). (Color: en húmedo (h) y en seco(s), m: manchas de color; estructura: se, sin estructura, md, moderada, db: débil, bs: bloques subangulares, m: medios, g: gruesos, mg: muy gruesos).

Nivel y Horizonte	Prof.(cm)	Color	Estructura	Límite	Grava	Observaciones
I-A	0-20	10YR 3/2(h) 6/2(s) m 2.5Y 4/1	db-md/bs/f-m	gradual	Algunas gravas de granito alterado y bioclastos carbonatados.	Arenas; ligeramente plástico y algo adherente en húmedo, firme a ligeramente duro en seco; abundantes raíces medias; frecuentes poros.
I-C	20-115	2.5Y 7/2(h) 8/1(s)	se	brusco	Algunas gravas y bioclastos carbonatados.	Arenas; suelto; algunas raíces finas.
II-A	115-135	10YR 3/2(h) 6/2(s)	db/gr/mf-f	gradual	Algunas gravas de granito; sin bioclastos.	Arenas; friable a blando en seco. Contiene restos cerámicos y de construcción.
II-AC	135-175	10YR 3/4(h) 5/3(s)	db/bs/f	neto	Algunas gravas hacia los 155 cm de profundidad.	Arenas; friable y blando en seco. Aparecen restos cerámicos y de construcción.
III-A	175-225	10YR 2/3(h) 3/3(s)	db-md/bs/m-f	gradual	Escasas gravas.	Arenas, limos y arcillas; compactado, duro en seco, plástico y adherente en húmedo. Este nivel aparece como base de la villa romana.
III-ABw	225-250	10YR 4/3(h) 5/3(s)	db-md/bs/f-m	neto	Algunas gravas de cuarzo, redondeadas, preferentemente en la base del nivel.	Arenas, limos y arcillas; friable en seco, ligeramente adherente y ligeramente plástico en húmedo; contiene piedras de cuarzo y cuarcita, redondeadas a subredondeadas.
IV-C	>250	2.5Y 5/6(s) 7/3(s)	se	?	Muy abundantes gravas de cuarzo.	Arenas y gravas.

Tabla IV- Análisis de propiedades físico-químicas del depósito de Toralla (Gr: gravas, Ar: arenas, Lm: limos, Ac: arcillas, expresadas en porcentaje, las gravas sobre muestra total y el resto de los componentes granulométricos sobre la fracción tierra fina (<2 mm); C: carbono orgánico (%); Ca, Mg, Na, K, Al, y la capacidad de intercambio catiónica efectiva (CICe) en $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$, Feo, Alo, Fed, Ald, Fep, Alp: Fe y Al extraídos en oxalato, ditionito y pirofosfato, expresados en porcentaje de elemento; P: fósforo en mg kg^{-1} , Cl y SO_4 : cloruros y sulfatos en el extracto de saturación, expresados en mg L^{-1}).

Muestra	Gr	Ar	Lm	Ac	pH H ₂ O	pH KCl	C	Ca	Mg	Na	K	CICe	Fed	Feo	Fep	Ald	Alo	Alp	P	Cl	SO ₄
I-A	8.4	85.7	10.1	4.2	7.97	7.13	1.38	9.10	0.94	0.48	0.20	10.72	0.29	0.09	0.07	0.13	0.06	0.09	10.8	30.7	12.5
I-C	0.5	99.4	0.3	0.3	9.07	8.70	0.01	10.8	0.43	0.40	0.01	11.64	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	1.0	30.4	12.3
II-A	2.7	97.9	1.3	0.8	7.63	7.47	0.61	1.35	0.16	0.08	0.05	1.64	0.07	0.03	0.02	0.05	0.02	0.04	7.0	23.3	15.7
II-AC	2.3	97.1	2.2	0.8	7.60	7.39	0.29	1.72	0.23	0.08	0.06	2.09	0.10	0.04	0.02	0.07	0.03	0.04	9.3	82.9	56.4
III-A	3.3	76.3	15.7	8.0	8.11	7.41	1.25	7.36	0.86	0.45	0.27	8.94	0.50	0.16	0.06	0.50	0.20	0.11	44.7	27.6	316.5
III-ABw	4.9	77.9	14.9	7.2	8.37	7.65	1.19	6.23	0.85	0.73	0.26	8.07	0.44	0.16	0.05	0.56	0.18	0.10	37.3	16.1	23.1
IV-C	25.0	77.5	16.9	5.6	7.61	7.65	0.27	3.60	0.81	0.67	0.45	5.53	0.22	0.08	0.03	0.27	0.27	0.06	184	197.5	800.0

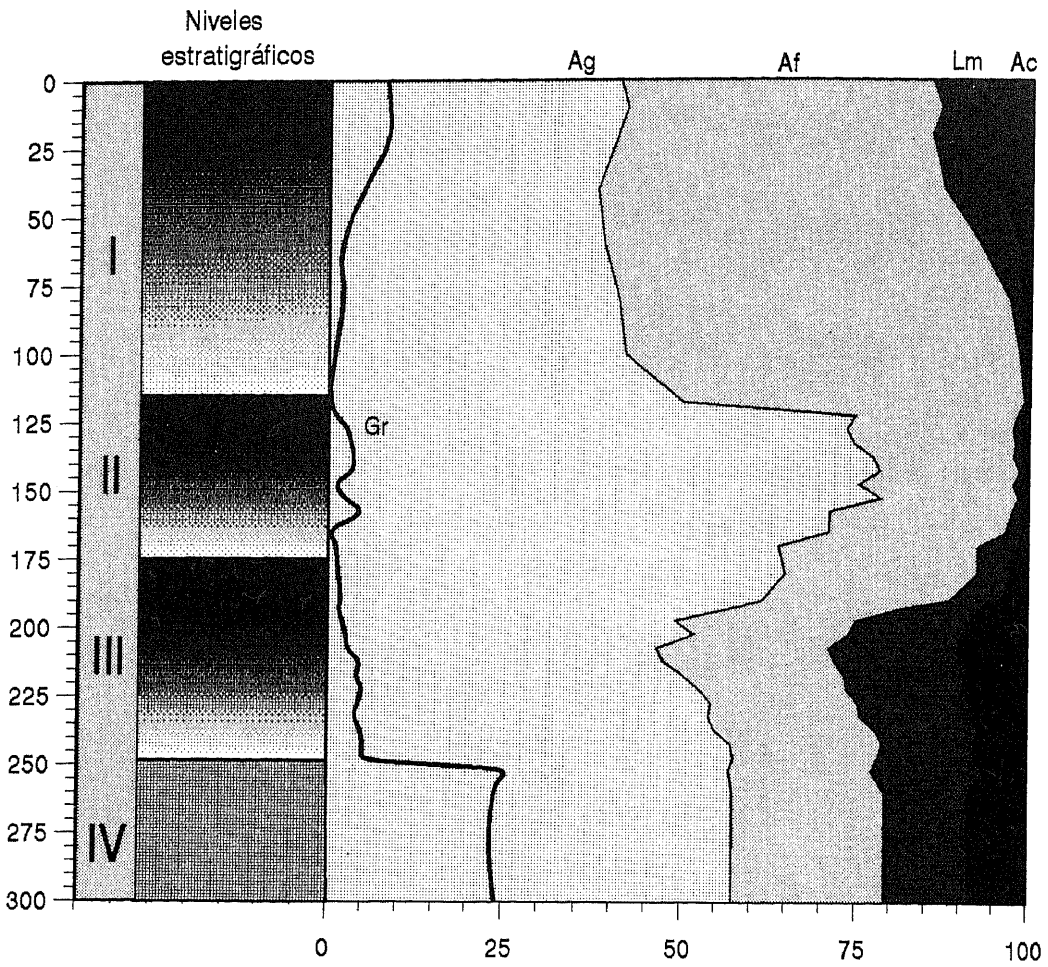


FIGURA 2. Representación esquemática de los niveles estratigráficos y de la composición granulométrica del yacimiento de Hospital (Gr= gravas. Ag= arena gruesa. Af= arena fina. Lm: limos. Ac= arcillas).

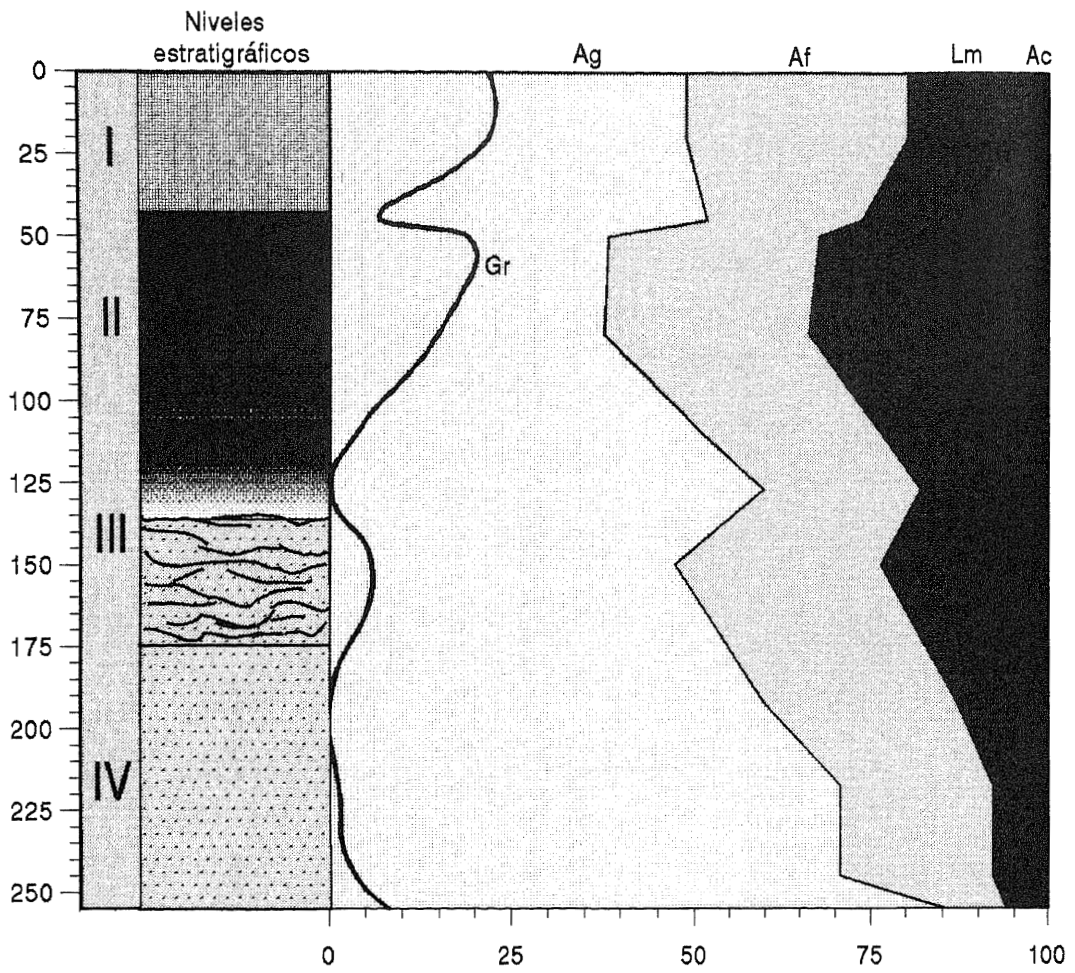
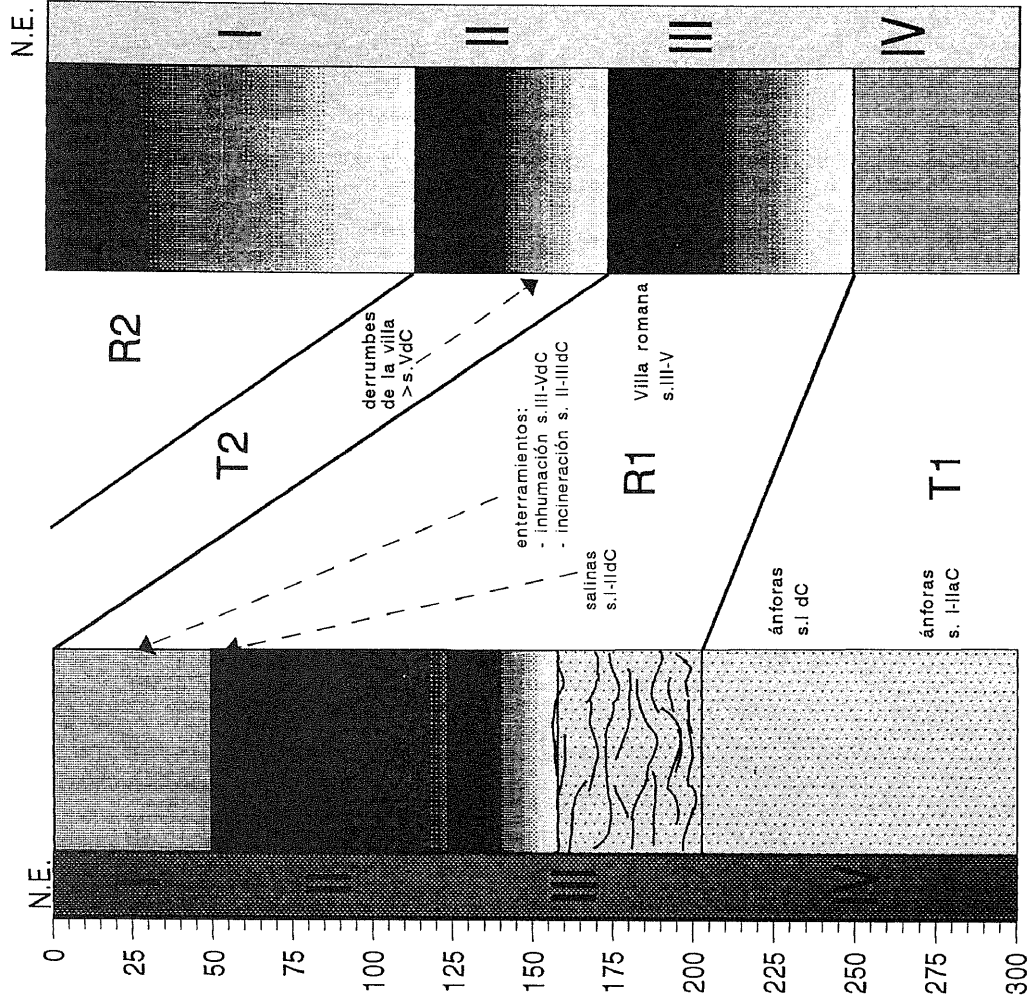


FIGURA 3. Representación esquemática de los niveles estratigráficos y de la composición granulométrica del yacimiento de Toralla (Gr= gravas. Ag= arena gruesa. Af= arena fina. Lm= limos. Ac= arcillas).



HOSPITAL

TORALLA

FIGURA 4. Secuencia crono-sedimentaria y fases de regresión y transgresión en la ría de Vigo durante los últimos 3.000 años, deducidas de las estratigrafías y el registro arqueológico de los yacimientos de la calle Hospital y Toralla.