

MUNIBE	36	65-91	SAN SEBASTIAN	1984	SOCIEDAD DE CIENCIAS ARANZADI
--------	----	-------	---------------	------	-------------------------------

Acumulaciones detríticas cuaternarias en el valle del río Oñati (Guipúzcoa)

FELIX M.^a UGARTE*
JUAN ANTONIO GONZALEZ**
FRANCISCO ALONSO**

1) INTRODUCCION

a) Objetivos y metodología del trabajo

Enfocado desde el campo de la Geomorfología, parte integrante de las disciplinas llamadas «Ciencias de la Tierra», el objetivo parece claro: Investigar los procesos, la dinámica y el desarrollo de las formas del relieve terrestre durante el Cuaternario, concretamente en el espacio estudiado del Valle del río Oñati.

En principio sólo se ha tenido en cuenta la realidad estricta del espacio observado, es decir; se ha trabajado en la investigación directa sobre el terreno (observación de formas, de niveles topográficos; obtención de muestras y datos sedimentológicos); sin que por ello podamos decir que se hayan dejado de lado los datos de otras experiencias previas, de trabajos similares, aunque escasos, efectuados en espacios conexos, con el objeto de establecer una relación dialéctica necesaria y enriquecedora.

El objetivo último, por tanto, es el de llegar a una aproximación científica del problema expuesto, desde el campo de la geomorfología, utilizando los métodos y las técnicas que le son familiares, fundamentalmente el trabajo de campo y la sedimentología de los depósitos. Se trata, en consecuencia, de una aproximación parcial, dejando de lado las posibles investigaciones de tipo cronológico, para centrarnos en los aspectos de la dinámica de los procesos geomorfológicos. Una nueva investigación, con medios científico-técnicos más cualificados, nos permitirá abordar el problema de forma más completa en el futuro.

El amplio conocimiento territorial que poseemos del Valle de Oñati, nos ha permitido acceder a nume-

rosos depósitos detríticos Cuaternarios, que han sido investigados por vez primera, lo cual no quiere decir que se hayan agotado los testigos existentes.

Todos estos depósitos bien definidos y localizados, han sido objeto de una investigación sedimentológica (granulometría y morfometría de cantos: granulometría de la fase arenosa; morfología general del depósito): con el objeto de obtener datos cuantitativos que puedan ayudar a definir con precisión las características de cada depósito y a su vez, servir de base a una interpretación sedimentológica que ayude a esclarecer los hechos geomorfológicos.

Toda esta documentación es de gran interés, puesto que además de su valor intrínseco, puede ser utilizado para servir de base a estudios comparativos con depósitos similares de espacios adyacentes. A este respecto podemos decir que la geomorfología en el País-Vasco, está ampliamente necesitada de este tipo de datos, si de verdad se desea avanzar por el camino de una interpretación científica, para la dinámica morfológica del episodio Cuaternario.

b) Rasgos generales del objeto estudiado.

El Valle de Oñati es una cubeta abierta hacia el río Deva, a través de la cluse de Elorregui. Se halla situado en el SW. de Guipúzcoa, en el umbral de la cuenca vertiente Cantábrica (río Oñati/río Deva), con la cuenca mediterránea del Ebro (ríos Zadorra-Arakil).

Datos de localización:

Lat. N.43° 23' 31"; Lat. S. 42° 53' 42"; Long. E. (M.M.) 1° 57'; Long. W.0° 56'. (Fig. 1)

El Valle en su conjunto ocupa un total de 108,3 km² de los cuales 62,08 km² corresponden al Valle principal, entre la Sierra de Satui (cierre al N.) y la extrusión calcárea de la Sierra Aloña-Aizkorri, Cuesta de Orkatategui. Entre estos relieves y el monoclin de la Sierra de Artía (al S., interfluvio con la cuenca del

*Sociedad de Ciencias Aranzadi.

**Departamento de Geografía Física y de España. Universidad Autónoma de Madrid.



Fig. 1. Datos geográficos y situación general del espacio estudiado: Valle de Oñate Guipúzcoa.

Ebro y borde N. del sinclinal del Surco alavés), se abren la cabecera del río Aránzazu (27,13 km²) y la cubeta de Araoz (19,09 km²).

Los contrastes altimétricos, tal como corresponden a una cabecera de cuenca Cantábrica, son muy acusados: 1400-1500 m.s.n.m., en el cresterío de la Sierra de Aloña-Aizkorri; < 200 m en la entrada del río Oñati en el Deba (Elorregui); con una cota de 200-230 m para la vega actual. La altitud media es de 550 m, superior a la media de Guipúzcoa.

La superficie situada en cotas inferiores a los 300 m (vegas actuales), sólo supone el 11,6% (12,6 km²) de la superficie total; la mayor amplitud de superficie se da entre los 300 y 600 m : 44% (47,6 km²). A partir de la cota de los 800 m la superficie disminuye sensiblemente: 22,2% (24,3 km²).

La morfología contrastada: vertientes con fuertes pendientes, relieves estructurales (cresterío, frentes de cuesta...), fondos de valle; se traduce en una considerable pendiente media, superior a los 23° a partir de los 500 m, cota en donde empiezan a mostrarse las vertientes más duras de la estructura calcárea. De todas formas las pendientes siguen siendo acusadas

en cotas más bajas: 18° entre los 300 y 400 m; 14° entre los 200 y 300 m. La actual vega aluvial, ocupa una superficie inferior al 10% del total, con pendientes sub-horizontales.

La red hidrográfica actual drena hacia el río Deba, constituyendo la cabecera oriental del mismo (río Oñati). En el borde oriental se encuentra el umbral de la cuenca del río Urola, interfluvio de Udana-Arratola-Jarondo (500-900 m, con una dirección N-S).

Existe un drenaje superficial predominante en las zonas de afloramientos de litología argilíticoareniscosa y de margocalizas (núcleo anticlinal de Satui) y un drenaje hipogeo en la zona de calizas. En esta zona, debido a esta peculiaridad, se dan fenómenos de distorsión de la red hidrográfica: concentración de las zonas de emisión (surgencias, manantiales); trasvase de cuencas... El drenaje superficial se produce en dos niveles altimétricos:

a) Entre el umbral Cantábrico/Ebro (Sierra de Artía, 1100 ≈ m) al S. y la extrusión caliza (Sierra de Aloña-Aizkorri, Cuesta de Orkatzategui). Nivel de base relativo, cluse de Jaturabe (350-400 m).

b) A partir del contacto de las calizas (hacia el N.) con los materiales más impermeables (argilítico-areniscosos). Nivel de base relativo, río Deba (cota < 200 m).

La característica del drenaje desde una perspectiva estructural es bastante compleja; se compone de las siguientes unidades:

—Cataclinal en el flanco S. del anticlinal de la Sierra de Satui.

—Ortoclinal en el valle principal.

—Anaclinal en el frente N. del monoclinal de la Sierra de Artía; en la zona media del río Aránzazu y del río Urkullu.

—Poco antes de entrar en el río Deba el río Oñati, al formar la cluse de Elorregui, incide un importante paquete de areniscas (flanco S. del anticlinal de Satui y el núcleo de margocalizas).

El modelo de disección es de tipo dendrítico en todas aquellas zonas donde predomina la litología argilítica; en zonas de flanco S. del anticlinal de Satui (control estructural, hog-back y crestones de arenisca) y espacios de estructura similar, hay una red de drenaje de tipo paralelo. La red de drenaje es muy irregular en zonas de afloramiento calizo, por anisotropía de los materiales aflorantes, con textura muy desigual. (Fig. 2)



Fig. 2. Red hidrográfica de Guipúzcoa.

2.—RASGOS GEOLOGICOS Y GEOMORFOLOGICOS

Desde el punto de vista de la ubicación geológica, el espacio estudiado se halla inmerso en la macroestructura denominada Anticlinorio de Vizcaya (Montes Vascos), borde occidental de la cadena Pirenaica, tal como indica (Aubouin, 1973), al referirse a las cadenas intracontinentales y concretamente al conjunto Montes Cantábricos-Pirineos-Provenza. La estructura geológica está perfectamente definida por (Floquet y Rat, 1975) cuando se refieren al «arc-plissé-basque».

Las características estructurales de esta región vienen definidas por (Rat, 1959) de la manera siguiente: «... La structure des Pays cretacés basco-cantabriques résulte en majeure partie d'une tectonique de revêtement. En effet le manteau secondaire et éocène, s'il a joué pour son propre compte dans les détails, a épousé dans l'ensemble les déformations du socle. Non seulement les grandes unités, mais aussi certains accidents localisés traduisent la rigidité du bati hercynien dont les formations sus-jacentes ne sont qu'imparfaitement affranchies: le plus typique est, a cet égard, le coin soulevé de Ramales. Par contre, le style local reflète la réponse particulière de chaque terrain superficiel á un même effort orogénique». (Pág. 505)

Dentro de este conjunto macro-estructural el Valle de Oñati se configura de la siguiente forma:

—*La cuenca baja del Valle enmarcada por el anticlinal de Satui, al N.*

Características topográficas: Alineación montañosa, de dirección predominante E-W., con cimas redondeadas cuyas cotas superiores se hallan entre los 700 y 947 m.

Datos geológicos y geomorfológicos: Anticlinal, con el eje de la charnela en dirección E-W., hundándose progresivamente hacia el E. W. (Elorregui). Flanco meridional, buzando hacia el S-SW. (inclinación 40-70°). Litología: intercalación de argilitas y areniscas (Albense sup/Cenomanense inf.) en los flancos, margocalizas (Aptense/Albense sup.) en el núcleo.

El anticlinal es disimétrico, su núcleo llega a aflorar hacia el W., dando lugar a las cotas dominantes, mientras que en la zona oriental (Koroso-Korostimendi) este mismo núcleo aflora (formando una combe) en el flanco S. En este flanco el modelado dominante es producto de la erosión diferencial entre las argilitas y areniscas (hog-back, crestones). Las regatas cataclinales han conferido a sus valles un aspecto de «V», creando abundantes fenómenos de epigénesis (ruz, etc.). En las vertientes, los coluviones de matriz limo-arcillosa, con cantos de arenisca muy aristados, son un hecho generalizado.

—*Extrusión calcárea de la Sierra de Aloña-Aizkorri; Cuesta de Orkatzategui.*

Características topográficas: Relieves dominantes sobre el Valle de Oñati (800-1400 m), alineación NW-SE. Grandes contrastes altimétricos con los relieves circundantes. Importante superficie aflorante que supone un 15-20% sobre el total del territorio estudiado.

Características geológicas y geomorfológicas: Anticlinal disimétrico cabalgante (Rat, 1959). Sólo se observa el flanco S., con buzamiento S-SW., con inclinaciones que cambian de valor de W. (< 30°) a E. (≈ 30°) y del eje hacia los flancos. El anticlinal presenta una vergencia general hacia el W., levantándose hacia el E.

La Cuesta de Orkatzategui forma parte del flanco sur del pliegue al empalmar con el abombamiento de la Sierra de Zaraya.

Desde el punto de vista litológico existe una intercalación de calizas arrecifales (facies urgoniana del Aptense), configuradas en barras y lentejones muy irregulares, con abundantes cambios laterales de facies; con calizas biostrómicamente bien estratificadas. Las primeras con alto contenido en carbonatos, son muy karstificables. La tectonización es muy acusada: fallas de desgarre, de distensión, diaclasamiento muy intenso...

El anticlinal de Aloña-Aizkorri, presenta un modelado de relieve en cuesta, cuyo frente, al N., presenta una disposición escalonada, por intercalación de barras arrecifales y estratos de caliza margosa. En la base de la cuesta, en la zona del contacto por cabalgamiento existen unos potentes depósitos de vertiente que regularizan el frente abrupto, en su parte inferior. En las zonas cimeras del frente de cuesta

afloran las calizas arrecifales, a expensas de las cuales se ha desarrollado un importante modelado kárstico con lapiaces, dolinas, simas (Alonso-Ugarte, 1981). En el dorso de la cuesta afloran las calizas biotrómicas (margosas) con intercalación de barras irregulares de caliza arrecifal. El relieve es menos abrupto, con un acusado perfil cóncavo, en cuya superficie existe un importante depósito coluvial/edáfico.

Más al S. en el flanco, el río Aránzazu incide en forma de cañón kárstico las calizas arrecifales y margosas. En esta zona los fenómenos conexos con la karstificación son numerosos:

- redes hipogeas fósiles y funcionales.
- relieves residuales fuertemente karstificados: Gaztelu-aitz, Bellotza, Erbiskun, Aitzabal.
- lapiaces, dolinas.
- circulación estacional en el cauce del río; pérdidas kársticas Guesaltza.

Otro tipo de macro-formas son también visibles en este flanco S.: depresiones de génesis periglaciokársticas (Duru, Malla, Urbía).

Cuesta de Orkatategui.

Se trata de un típico modelado en cuesta, producto de la erosión diferencial entre las calizas arrecifales (relieves superiores abruptos) y las calizas margosas, que forman las pendientes regularizadas de la base de la cuesta. En la zona superior, coincidiendo siempre con el afloramiento de las calizas arrecifales, aparece un pakeo-karst bien desarrollado y con formas muy espectaculares. En el dorso de la cuesta se halla la cubeta de Araoz, labrado sobre las margas que se superponen a las calizas arrecifales.

Sierra de Artía

Relieves que forman el cierre del Valle por el S., siendo el umbral de la cuenca vertiente superficial entre el Cantábrico

Características topográficas: Alineación E-W. con relieves superiores situados en cotas entre las 1000 y 1100 m en una longitud de unos 10 km dentro del T.M. de Oñati.

Características geológicas y geomorfológicas: Estructura monoclinall que corresponde al flanco N. del sinclinal del Surco alavés (Ramírez del Pozo, 1973). Eje con dirección dominante E-W. y buzamiento generalizado hacia el S. (15-30°)

Litología: arcillas apizarradas y areniscas intercaladas en la base (Albense inf); areniscas de grano medio a grueso en el techo de la formación (Albense medio).

El modelado presenta la morfología de un relieve en cuesta con trazos poco marcados en su frente N., correspondiendo la vertiente alavesa al dorso de la cuesta con perfiles muy tendidos, las cimas son redondeadas y el conjunto del paisaje de aspecto ondulado.

En esta breve exposición nos hemos referido fundamentalmente a las características de la estructura geológica y al modelado resultante, desde el punto de vista de la geomorfología estructural. El resto de las formas y relieves que afloran en el Valle, quedan, intencionadamente sin definición. Siendo el objetivo de este trabajo la investigación sobre los procesos y mecanismos de erosión, hemos optado por posponer las definiciones, hasta después de haber realizado el análisis y obtenido algunas conclusiones. (Fig. 3 y 4).



Fig. 3. Situación de los depósitos sedimentarios y cartografía de la litología en el Valle de Oñate Escala: 1/25.000.

3) ANALISIS DE LOS DIVERSOS TIPOS DE DEPOSITOS:

a) Glacis

Desde el punto de vista bibliográfico, la presencia de glacis en el País Vasco ha sido señalada hace ya algún tiempo. por diversos geomorfológicos (Hazera, 1964 y 1968; Viers, 1960 y Santana, 1966). De una manera generalizada, estas formas topográficas son detalladas sin demasiada precisión, e inmediatamente surgen al lector algunas dudas derivadas de la elevada confusión que conlleva el término de glacis en la literatura geomorfológica (López Bermúdez, 1973; Gallart, 1980). La inexistencia de una toma previa de posiciones, por parte de los autores ante la variedad de escuelas y criterios sobre el mundo de los glacis complica todavía más la comprensión de las descripciones, y así, por poner un ejemplo, algunas observaciones en el País Vasco relatan la existencia de «glacis

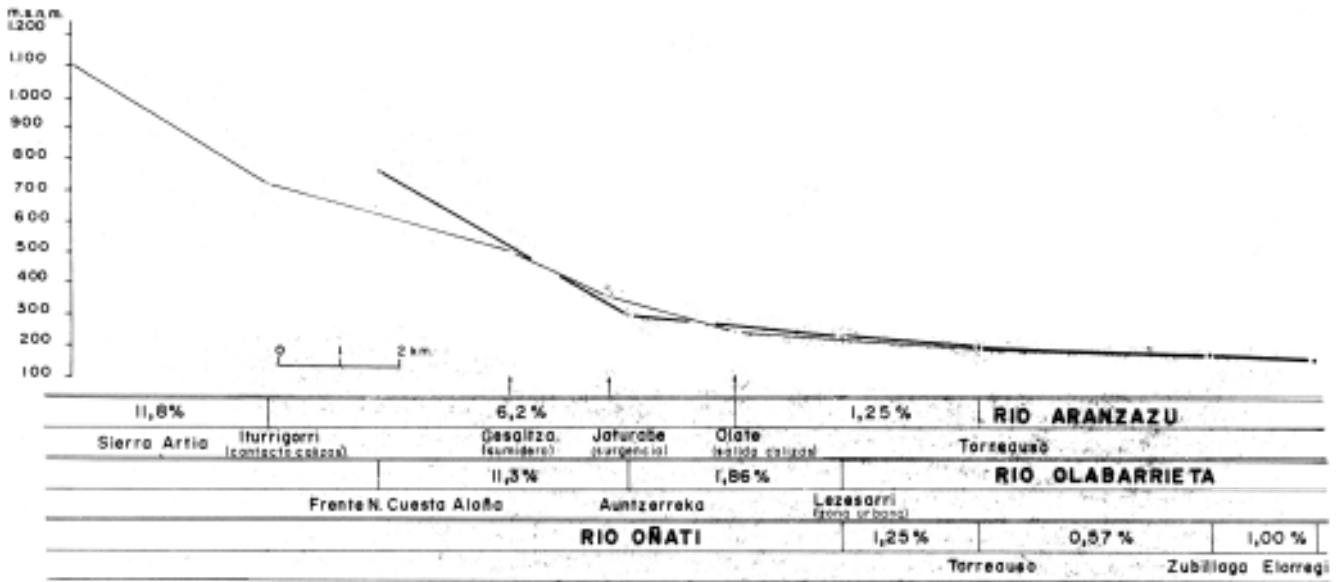


Fig. 4. Perfil longitudinal del río Oñate

de erosión que soportan cubiertas detríticas», cuando a estos glaciares de acuerdo con un trabajo clásico (Tricart, et al., 1972), debe denominarseles «glaciares mixtos».

Desde el punto de vista cronológico y genético todos los investigadores se ponen de acuerdo: los segmentos que componen el perfil cóncavo de los glaciares vascos han sido originados exclusivamente en épocas muy antiguas (tiempos pre-glaciares o villafranchense) y bajo condiciones climáticas de tipo semi-árido. Esta situación de sequedad climática comportaría a la vez, características cálidas, en cuanto a las temperaturas y precipitaciones escasas, pero concentradas y violentas que actuarían sobre suelos con escasa protección vegetal.

En cuanto a su instalación morfológica y estructural, los glaciares se localizan tanto en los sectores próximos a la costa como en las zonas del interior y unen los desniveles existentes en las vertientes de las zonas más amplias de los valles; casi siempre, coinci-

den con litologías frágiles y blandas como el flysch y otras. Atendiendo a su tipología, se han descrito glaciares de erosión sobre argilitas, areniscas, flysch y otras rocas alteradas (Santana, 1966, pág. 77) y glaciares detríticos (Hazera 1968, pág. 272 y ss.).

Confrontando esta información bibliográfica con nuestros trabajos de campo, hemos localizado en los alrededores de la localidad de Oñate, algunos testigos cuyo aspecto y forma parecen ajustarse a las descripciones dadas por Hazera en su tesis, con respecto a los perfiles de tipo glaciar que encuentra en su zona de estudio.

Efectivamente, en la margen derecha del río Oñate se ubican una serie de siluetas cóncavas muy tendidas y suaves. Sus perfiles se desarrollan entre las cotas altimétricas de 370 y 270 metros y los segmentos muestran una inclinación decreciente que oscila entre 10° en cabecera y 1 ó 2 en el tramo final del glaciar. Estas formas tienen una longitud aproximada de 700-800 m y su superficie, moderadamente con-

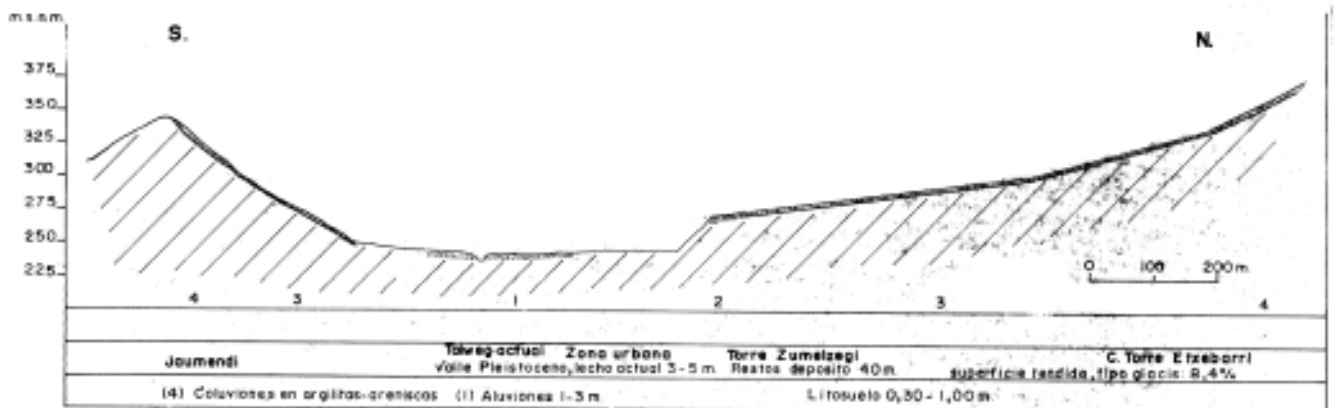


Fig. 5. Perfil topográfico del Valle de Oñate realizado en la parte central del valle.

servada, ha sido incidida por una serie de regatos caetacinales en sus segmentos medio y superior: mientras que el segmento inferior ha sido atacado por la incisión y erosión lateral planteada por el cauce del río Oñati; la superficie de este segmento final ha quedado colgada 25-30 m sobre el cauce del citado río, traduciéndose este desnivel en un acusado escarpe que delimita bruscamente la zona terminal del glacis.

En resumen, se trata pues de una serie de superficies desarticuladas (1) por la erosión lineal del Oñati y colectores y cuyos retazos son bien visibles en los parajes de la Torre de Zumelzegui, Torre Etxebarri y barrio de Larraña, etc. (Fig. 5).

Las observaciones sobre el terreno que hemos realizado en los citados parajes han puesto de manifiesto que cada uno de los segmentos de estos perfiles topográficos están relacionados con génesis distintas en el tiempo y que incluso han sido modelados por acciones dinámicas también diferentes. Efectivamente, a lo largo del perfil nos encontramos los siguientes tipos de afloramientos: en el segmento de cabecera aparecen materiales propios de una soliflucción azonal, con una gran cantidad de materiales finos que envuelven a algunos fragmentos detríticos pequeños y angulosos; su situación cronológica es muy reciente (seguramente post-glaciares); en el segmento medio, aflora la roca «in situ» con materiales argilíticos fundamentalmente cubierta por un suelo de potencia inferior a los 40 cm; por último, elementos rodados y que como ya hemos dicho anteriormente, han quedado colgados + 25-30 m sobre el cauce del Oñati; cronológicamente, este material es bastante antiguo como se deduce de su posición topográfica, y del moderado grado de alteración que muestran algunos materiales. Estas formaciones detríticas ofrecen potencias comprendidas entre 1,5 m (Torre de Zumelzegui) y 0.80 m (en el barrio de San Lorenzo, en Oñati) y están compuestas por cantos y bloques de areniscas compactas y poco alteradas, bien redondeados, que reposan sobre un substrato argilítico; estos conjuntos no muestran ninguna estratificación y todos los elementos se disponen de una manera desordenada ofreciendo un aspecto caótico.

La génesis de estos depósitos localizados en los tramos finales de los citados glacis puede estar vinculada a los siguientes hechos geomorfológicos:

- Puede tratarse de un antiguo relleno aluvial de fondo de valle, cuando el río Oñati circulaba 25-30 m por encima de su cauce actual.

(1) Este hecho desaconseja por sí solo la utilización del término glacis para referirse a estas superficies; no obstante, por razones de comodidad y para proseguir las nomenclaturas usadas por los anteriores geomorfológicos que han trabajado en la región, conservaremos en este trabajo la denominación de glacis para estas formas topográficas.

- Pudiera tratarse de antiguos abanicos aluviales, en forma de cono pertenecientes a emisarios del río principal y que se labrarían con un nivel de base más o menos próximo (Beaudet, 1976), al que determinaba el río Oñati, en aquel momento, es decir + 25-30 m.
- Por último, quizás estos restos detríticos pudieran ser asimilados a antiguos materiales coluviales asociados a un glacis de vertiente.

El estudio sedimentológico de estas formaciones detríticas, nos darán algunas sugerencias para situarlas en su exacto contexto morfológico.

Estudio sedimentológico

Desde el punto de vista granulométrico, los depósitos analizados (Tabla 1) muestran una moderada clasificación del material. La mediana de grano ofrece valores próximos a 6,0. Los porcentajes de cantos pequeños (2-6 cm) son elevados (47% y 50%), mientras que los de medianos (6-12 cm) están bien representados (33% y 24%). El tanto por ciento de bloques (> 24 cm) es bajo para ambos depósitos (5% y 3%). La litología es poco variada y abundan casi exclusivamente las petrografías areniscosas (97% y 100%), no obstante, en la formación de la Torre de Zumelzegui aparece un débil porcentaje de litologías argilíticas (3%), muy alteradas y que se relacionan con las granulometrías más pequeñas (2-4 cm).

En la morfometría, aparecen desgastes elevados: la mediana es de 200 y 282. Es significativa la presencia en ambas formaciones de cantos sin desgaste (< 100) cuyos porcentajes son elevados en el depósito de Zumelzegui (18%), y de cantos muy desgastados (500) : 10%. Los histogramas de desgaste presentan varios máximos que son coincidentes en ambas acumulaciones (250-300 y 350-400). Los aplanamientos son moderadamente bajos, como corresponde a un material desgastado (Md. la. = 2,12 y 1,89 y % < 1,5 = 15% y 19%); no obstante, algunos aplanamientos más elevados están en relación con las herencias texturales de las areniscas y su disposición en los estratos geológicos del sector (% > 2,5 = 29% y 25%).

En lo que concierne a la granulometría de la fracción fina hay que señalar que ambos depósitos presentan curvas acumulativas muy similares —casi idénticas— y de aspecto claramente parabólico, propio de acumulaciones forzadas. Efectivamente, la fracción fina de estas acumulaciones (Gráfico A) está integrada predominantemente por arenas gruesas (43,3% y 42,2%) y medias (20,1% y 20,2%); la cla-

TABLA I

Características sedimentológicas de los depósitos localizados en los parajes de la Torre de Zumelzegui y Barrio San Lorenzo

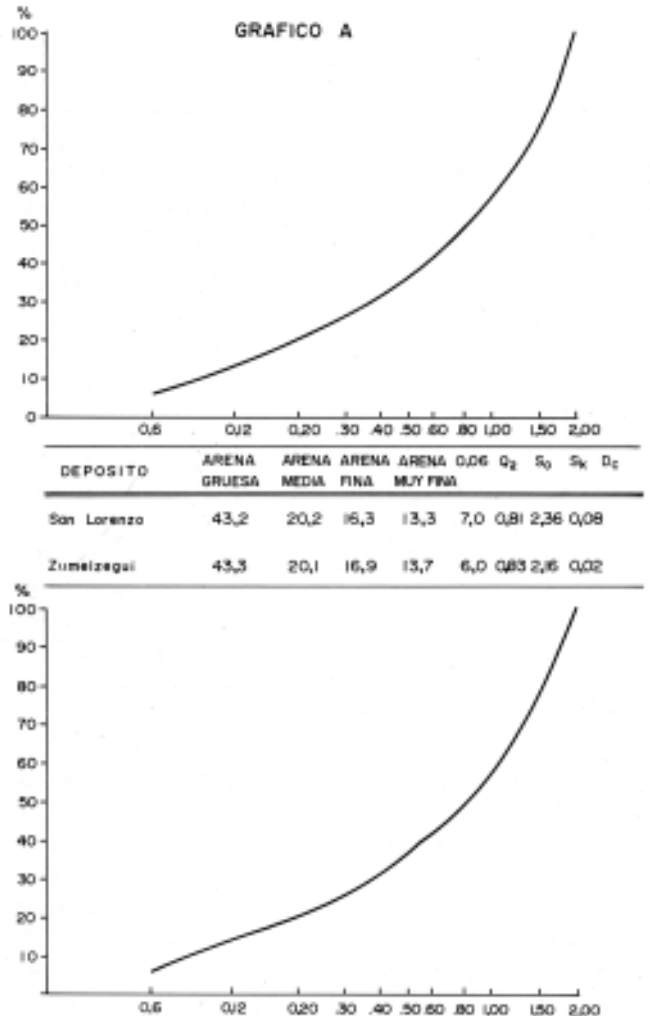
Espectro granulométrico

Ø cm.	Zumelzegui	San Lorenzo
2 - 4	13%	25%
4 - 6	34%	25%
6 - 8	17%	12%
8 - 12	16%	12%
12 - 16	11%	8%
16 - 24	4%	15%
24 - 40	4%	2%
40 - 60	1%	1%
60 - 80		
80 - 100		
100		
Md. (cm.)	6,5	62
Centillo (cm.)	45,0 (arenisca)	44,0 (arenisca)
Composición litológica		
global. —	arg. aren.	arg. aren.
	3% 97%	- 100%
Morfometría		
- Desgaste		
Md.	200	282
% <100	18	5
% >500	10	10
Máximos histograma	150 - 200 250 - 300 350 - 400	250 - 300 350 - 400
- Aplanamiento		
Md.	2,12	1,89
% <1,5	18	5
% >2,5	10	10
Máximos histograma	1,50 - 1,75 3,25 - 3,50	1,50 - 1,75 3,00 - 3,25

sificación de material es escasa ($S_o = 2,16$ y $2,36$) y en lo que respecta al valor de los índices de heterometría intercuartilar, éstos son muy bajos ($S_k = 0,02$ y $0,08$). Las condiciones de sedimentación parecen haber correspondido a fuertes pulsaciones de corriente que han arrastrado material y durante la decrecida ha habido una paralización de las fases más gruesas, mientras que las más pequeñas han podido continuar su transporte aguas abajo.

Sin embargo, hay que constatar la presencia de evidentes síntomas de edafización en la masa detrítica, ya que buena parte de las argilitas han sido totalmente alteradas; no obstante, los procesos edáficos apenas han logrado atacar a los elementos de areniscas compactas, que tan sólo muestran signos débiles de alteración. Esta alteración en las argilitas ha incrementado los porcentajes de material arenado de secuencia fina y fracción interior a $0,06$ mm, que originalmente debieron ser más pequeños.

Con respecto a las posibilidades anteriormente planteadas y a la vista del estudio sedimentológico,



creemos que puede retirarse la hipótesis correspondiente a un material coluvial relacionado con un glacis de vertiente; a tal sugerencia se llega, si atendemos tanto a la clasificación del material, como al elevado grado de desgaste que muestran las areniscas compactas, que a pesar de su frágil naturaleza litológica no ha podido desgastarse tanto en tan corto trayecto longitudinal (800 m) y presentar a la vez varios máximos de desgaste.

En lo concerniente al resto de las hipótesis (antiguo relleno aluvial del río Oñati o antiguo cono de algunos afluentes), la cuestión es más problemática. Efectivamente, desde el punto de vista litológico, la procedencia de los materiales areniscos puede vincularse bien a arrastres longitudinales cercanos del río Oñati, bien con aportes laterales procedentes de algún emisario del citado río. Igualmente, existen argumentos que apoyan una u otra interpretación. Así, por ejemplo, el grado de desgaste moderado, para una litología como la arenisca y su buen grado de conservación, sugiere un funcionamiento de tipo esporádico y con transportes de escaso recorrido, como es el caso de conos de pequeña envergadura, y no de un

DEPOSITO	SITUACION		TIPO DEPOSITO	NIVEL S/TALWEG	OTROS DATOS
	X: Longitud	Y = Latitud		POTENCIA VISIBLE	
1.- KASTILLOKUA	1° 15' 28"		Aluvial	5-10 m.	Situado junto a la carretera a Bergara, km. 77-78, y sobre el C° del mismo nombre. Zona de Jbrantio. Vega actual.
	43° 02' 53"			3 m.	
	215 m.				
2.- ZULUETA	1° 16' 31"		Aluvial	5-10 m.	Situado en zona urbana, jardín de Zulueta. Junta a la regata de Arranoaitz. Vega actual.
	43° 01' 56"			3-4 m.	
	235 m.				
3.- ETXA LUZE	1° 16' 46"		Aluvial	5-10m.	Situado en zona urbana, jardín detrás de Etxaluze. Vega actual.
	43° 01' 51"			7 m.	
	242 m.				
4.-AUNTZERREKA	1° 18' 45"		Aluvial	3-5 m.	Situado en el labrantío de este C°, al borde del río actual. Vega actual.
	43° 01' 16"			1-2 m.	
	310 m.				
5.- ZUMELZEGUI	1° 16' 30"		Coluvial-aluvial	30-40 m.	Situado bajo la casa-torre del mismo nombre. En la trinchera del camino. Punto de ruptura del perfil-modelado tipo glacis.
	43° 02' 07"			2 m.	
	270 m.				
6.- SAN LORENZO	1° 17' 05"		Coluvial -Aluvial	30-40 m.	Situado bajo el chalet de Zulatza, polígono de Olakua-San Lorenzo. Punto de ruptura del perfil tipo glacis.
	43° 02' 02"			2-3 m.	
	263 m.				
7.- MIRUERREKA	1° 14' 56"		Coluvial	30-40 m.	Situado sobre la carretera Torreauso-Olate, cerca del C° Miruerreka. En la vertiente sobre estratos de arenisca. Depósito típico en todas las vertientes con afloramiento de litología argilitico areniscosa.
	43° 01' 13"			2-3 m.	
	275 m.				
8.- OTADUI	1° 16' 03"		Coluvial		Situado en el pie de monte de la Cuesta de Aloña, cubre el contacto entre las calizas y las argilitas, regularizando la vertiente.
	43° 00' 37"			50 m.	
	600 m.				
9.- KORTAKO GAIN	1° 15' 57"		Coluvial, groizes, derrubios, grézes.		Situado junto a la carretera Oñati-Aránzazu (antes del km. 82), poco antes de la cantera.
	42° 59' 42"			4 m.	
	590 m.				
10.- DURU	1° 17' 22"		Coluvión, meteorización "in situ"		Toda la vertiente S. de Aloña, sobre las calizas margosas, posee este tipo de depósito.
	42° 59' 28"			3-4 m.	
	1.000 m.				
11.- ITURRIGORRI	1° 18' 17"		Aluvial	2 m.	Relleno aluvial del río Aránzazu, en el contacto con las calizas, el río se pierde aquí.
	42° 58' 06"			2 m.	
	740 m.				
12.- ITURRIGORRI (2)			Aluvial	20-30 m.	En el camino de Iturrigorri a Aránzazu, retazo de un antiguo depósito aluvial, apenas visible.
13.- JATURABE	1° 14' 59"		Aluvial	37 - 40m.	Margen izquierda del río Aránzazu, junto a la casa de Máquinas de la U.C.M. en Jaturabe. Retazo empotrado en la vertiente caliza. Garganta fluvial en zona kárstica.
	43° 00' 49"				
	370 m.				
14.- GAZTIASOROKOKOBA	1° 17' 26"		Aluvial	27-30 m.	Margen derecha del río Aránzazu, debajo de la casa de Sindica (Aránzazu). Retazo empotrado en el abrigo en caliza. Garganta fluvial en el Karst.
	42° 58' 39"				
	655 m.				
15.- ALBITXURIZABAL	1° 16' 02"		Aluvial	40-50m.	Situado en el interfluvio, junto al C° de este nombre, al lado del camino a Arendui. Posible captura del río Arrola.
	42° 58' 57"			2 m.	
	605 m.				

16.- ARROLA (RÍO)	1° 16' 09"	Aluvial	2-5 m.	Junto al talweg actual del río. Pie de monte de la Sierra de Artia.
	42° 58' 32"		3-4 m.	
	640 m.			
17.- BELLOTZA	1° 17' 05"	Aluvial	3-5m.	Poco más abajo que el C° de este nombre. En el contacto con las calizas, pie de monte de la Sierra de Artia.
	42° 58' 24"		3 m.	
	653 m			

funcionamiento típicamente fluvial, continuo y ciertamente enérgico como se desprende de la granulometría de los depósitos; idéntica interpretación aboga la mediana clasificación del material —poco propia de un régimen fluvial característico— ya que los bloques y cantos grandes al estar rodados indican su llegada conjunta con el resto del material y su no procedencia con aportes de vertiente.

Por otro lado, apoyando las interpretaciones que relacionarían estos depósitos con la actividad pretérita de un antiguo cauce paralelo al actual río Oñati, tenemos:

- Las grandes analogías que desde posiciones sedimentológicas existen entre estos conjuntos detríticos colgados + 25-30 m y los materiales rodados de fondo de valle y altimétricamente próximos al cauce de los ríos actuales (estudiados en un apartado posterior). En estos casos, se trataría de arrastres esporádicos ligados a fuertes pulsaciones de corriente, aunque eso sí, se advierte una dinámica algo más enérgica en las acumulaciones recientes, que se traduce fundamentalmente en la presencia de unos desgastes más elevados.
- La gran continuidad topográfica de este nivel y la asiduidad con que se presentan sus acumulaciones detríticas en esta margen derecha de este valle; esta circunstancia conduce a asimilar esta unidad morfológica a una antigua terraza o nivel de acumulación del cauce del antiguo Oñati.
- El aspecto muy degradado, y en algunos casos poco visible, de los hipotéticos colectores del Oñati, caso de asimilar estas formaciones a sendos conos aluviales más o menos coalescentes.
- La presencia de varios máximos en los histogramas de desgaste en ambas formaciones se relaciona mejor con un diferencial accionamiento logitudinal del cauce del antiguo Oñati, que con los mecanismos generatrices y responsables de un cono aluvial de pequeñas dimensiones.

En resumen, la génesis de estos materiales detríticos está ligada a corrientes de agua con fuertes contrastes y con un funcionamiento bastante espaciado en el tiempo. Han sido puestos en marcha por pulsaciones que han desencadenado arrastres más o menos enérgicos y que han redondeado el material, con cierta facilidad, merced a la relativa fragilidad de las areniscas. Contrasta el hecho entre la violencia del transporte y esta fragilidad aparente del material; efectivamente, las roturas de cantos y bloques areniscos, como consecuencia de los choques sufridos durante la fase de transporte, han sido escasos, lo que denuncia transportes de cierta densidad, con gran cantidad de matriz fina que han aminorado los efectos del choque. También, la naturaleza argilítica del lecho rocoso de los antiguos cauces ha contribuido en la no fragmentación del material. No obstante, buena parte de la matriz fina ha sido proporcionada por la destrucción de numerosos elementos argilíticos, demasiado frágiles durante los momentos de transporte. Volviendo a la litología areniscosa diremos, que algunos fragmentos con bajos o nulos índices de desgaste denuncian la actividad moderada de los choques mencionados y otros, donde su perfecto estado de compactación y sus aristas bien marcadas sugieren una procedencia de ladera como aportes laterales.

b) Los depósitos de vertiente

Las vertientes del valle del río Oñate muestran una gran cantidad de derrubios coluviales cuya génesis parece estar en relación con momentos cuaternarios, en los que han prevalecido fundamentalmente ambientes fríos y también secos. Ciertamente es que, desde hace algunos años, este tipo de manifestaciones han sido puestas en evidencia en el dominio cantábrico, tanto en sectores próximos a la costa, como en las zonas del interior. Así, en el litoral gallego han sido identificadas acumulaciones y manifestaciones de claro origen periglacial, tales como coladas de solifluxión, heads periglaciares, escombros gravitatorios, gelivación (Nonn, 1960; Asensio Amor, 1974 y 1975; igualmente, se han reconocido formas unidas a fríos muy rigurosos, como cuñas de hielo (Asensio Amor, 1971) y otras como, valles asimétricos, vertientes convexo-cóncavas, etc. Idénticas observaciones se han regis-

trado en las tierras del interior de Galicia y así, se citan festones de crioturbación (Nonn et Tricart, 1960), conos y heads periglaciares, coladas solifluidales, «grèzes litées» en esquistos, cuñas de hielo (Nonn, 1966) y acumulaciones de fondo de valle (Asensio Amor, 1971).

Tampoco faltan en Asturias y Santander testigos de climas periglaciares y secos. En el mundo de la montaña son múltiples las acumulaciones de esta índole (Martínez Alvarez, 1961, 1965a y 1965b) y en las proximidades de la costa se han advertido materiales solifluidales y brechas de origen periglaciario (Guilcher; 1955 y 1972), crioturbaciones (Llopis Lladó, 1955), heads, coladas de barro y derrubios ordenados (Mary, 1972 y 1974).

En el País Vasco, por debajo altiméricamente de los aparatos glaciares que se han mencionado en Aralar (Kopp, 1965) y Monte Autza (Santana, 1966) se han encontrado «grèzes litées», coladas de barro y bloques, vertientes rectilíneas, etc. (Hazera, 1957, 1964 y 1968; Santana, 1966) y criocanchales gelifractos (Grupo Espeleológico Vizcaino, 1971); incluso, algunas pulsaciones frías recientes han sido evidenciadas en los completos estudios realizados en una cueva de Mondragón (Kornprobst, 1967).

Desde el punto de vista cronológico, todas estas manifestaciones son recientes y se han relacionado con los tiempos würmienses; no obstante, existen citas sobre fríos anteriores que se identifican con momentos del Riss (Llopis Lladó, 1955; Mary, 1972).

En lo concerniente a las acumulaciones de ladera del valle del Oñati, diremos que existen una gran cantidad de materiales coluviales, si bien la diversidad de los mismos es escasa o moderada. Efectivamente, desde el punto de vista morfológico, aparecen algunas facies de materiales detríticos ordenados y otros coluvios más amorfos y desordenados, pero que llevan impresos en sus aristas la huella de una acción crioclástica más o menos intensa. Nos encontramos pues, ante unas variedades coluviales de origen frío que de acuerdo con la cartografía de una obra consagrada al modelado de las regiones periglaciares (Tricart et Cailleux, 1967) alcanzan el rango de periglaciario, al incluir al País Vasco en una zona de este tipo de clima, con estepa fría arbolada.

Los derrubios estratificados de vertiente. Buenos ejemplos de materiales detríticos ordenados son visibles, tanto en la zona de estudio, como en el caso de las trincheras abiertas en la carretera de acceso al Santuario de Nuestra Señora de Aránzazu (Kortakogain), en el camino local de Iturrigorri, etc., como fuera de ella, siendo espectaculares los coluvios ordenados del desfiladero de Atxarte, en la provincia de Vizcaya.

Estos materiales de ladera aparecen más o menos ordenados en lechos de distintos grosores y con inclinaciones, a veces bastante acusadas. En su estratigrafía alternan horizontes con matriz fina y sin ella, así como lechos de granulometrías diferentes. La cementación de estos conjuntos es muy variable; por norma general, los lechos con abundante matriz fina son los que suelen aparecer más consolidados; esto es consecuencia de que la emigración vertical de los carbonatos es fácil en los estratos con material grueso y sin matriz, mientras que se ralentiza ó taponan en los horizontes con abundante material fino, precipitándose en ellos los carbonatos al producirse la desecación.

Desde perspectivas morfológicas, estos materiales ocupan las partes altas, medias y bajas de las vertientes en la zona; casi siempre, se encuentran asociados a antiguas laderas con fuertes pendientes, cuya inclinación original ha sido luego suavizada moderadamente por este tipo de derrubios. Igualmente, hay que mencionar que estos derrubios ordenados aparecen en vertientes con exposiciones diferentes, sin que se advierta una mayor dominancia en función de la orientación. Muchas veces, se advierte un marcado control litológico o tectónico, ya que con frecuencia los derrubios estratificados hacen su aparición en zonas donde afloran determinadas litologías calizomargosas o donde existe una acentuada rotura por elevada tectonización de los estratos.

Uno de estos depósitos se localiza a una altitud de 600 m., en el segmento superior de la vertiente meridional de Aloña (concretamente en las inmediaciones del paraje «cantera de Kortakogain») y es visible en las trincheras de la mencionada carretera al santuario de Aránzazu. Desde el punto de vista estructural, la vertiente está coronada por una barra de calizas arrecifales (Urgonianas) que reposa sobre una potente serie de caliza margosa. El corte visible tiene una longitud de unos 50 m. y una potencia de 2-3-5 m. y pone en evidencia la presencia de materiales detríticos ordenados que conviven con otras generaciones de derrubios de ladera.

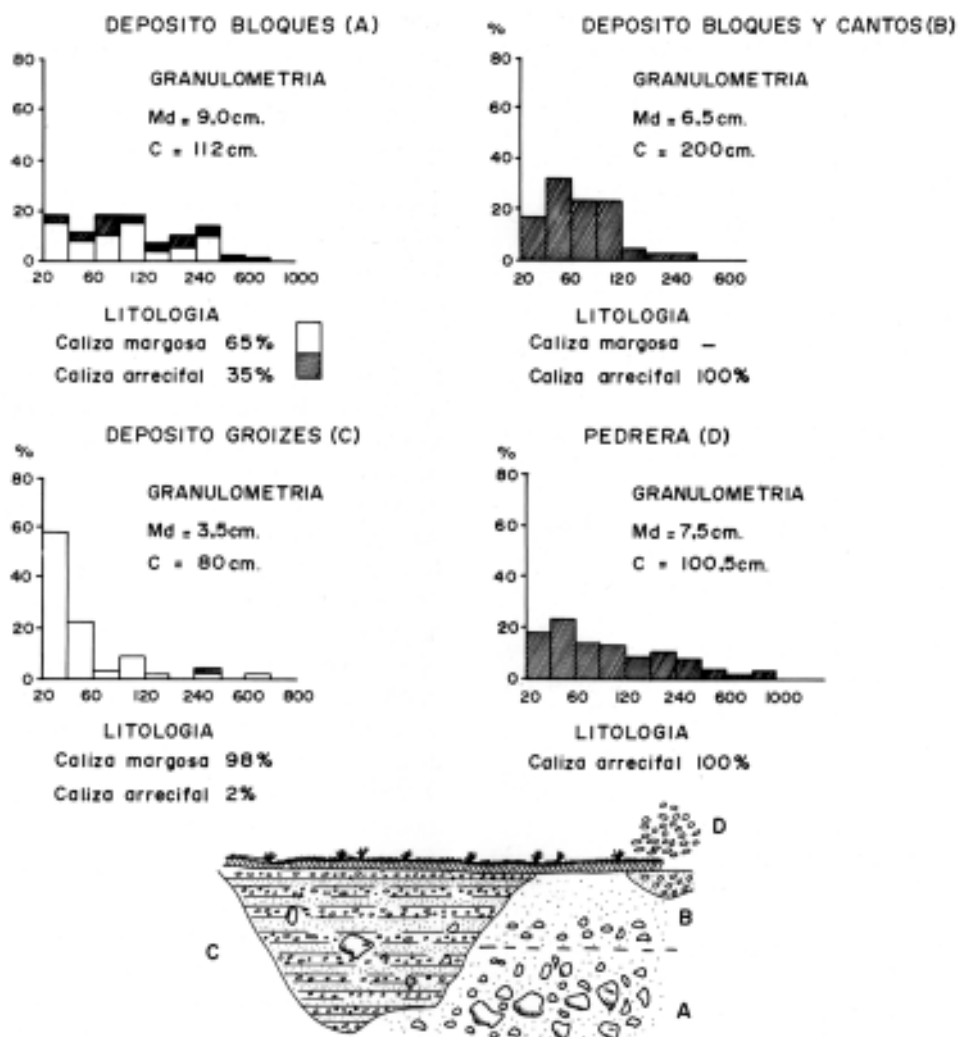
De muro a techo, distinguimos estratigráficamente las siguientes formaciones y caracterizamos su granulometría y litología (1) (Gráfico B):

- a) En la base del corte aparece una formación coluvial antigua integrada por elementos bastan-

(1) No se ha realizado análisis morfométrico, dado que todos los elementos son muy arizados y sin desgaste; idéntico comentario, en lo que concierne al aplanamiento, ya que este está influenciado por la litología del material: los aplanamientos más altos coinciden con las calizas margosas que se disponen como auténticas lajas mientras que el valor del aplanamiento es sensiblemente inferior en los fragmentos calizos de procedencia arrecifal.

DEPOSITO de KORTAKO-GAIN

GRAFICO B



te heterométricos, engastados en una matriz fina de tipo limoso. El histograma granulométrico se caracteriza por la existencia de varios máximos, una mediana alta (Md. = 9,0 cm.) y un centilo de características gravitatorias (C=112,0 cm.). La presencia de bloques (24 cm.) es bastante acusada y desde el punto de vista litológico existe una distribución desigual de calizas margosas (65%) y calizas arrecifales (35%).

- b) Encima se dispone otro dispositivo coluvial, bastante menos heterométrico, con elementos engastados en una matriz fina muy similar a la anterior. Esta menor heterometría se constata si atendemos al descenso del valor de la mediana de grano (Md.= 6,0 cm.) así como a la brusca disminución de los porcentajes de bloques, El histograma presenta un sólo má-

ximo (4-6 cm. = 22%) y el centilo con sus dos metros de longitud, vuelve a poner en evidencia la presencia de mecanismos gravitatorios para algunos elementos. Entre esta formación y la de abajo parece advertirse, aunque muy tenuemente, una cicatriz erosional que se constata mejor por sedimentología que sobre el terreno: efectivamente, la litología de esta acumulación está formada exclusivamente por elementos de caliza arrecifal (100%).

- c) Incidiendo a la primera formación coluvial aparece un canal de escorrentía abierto sin duda en una fase de abarrancamiento y que ulteriormente ha sido relleno por un material anguloso y estratificado en lechos. Se trata de elementos bastante pequeños (60 mm. = 81%) y con mediana de grano baja (Md.=3,5

cm.). No puede ser asimilada a una «grèze li-tée» ya que si bien los elementos se disponen en lechos de diferentes grosor y granulometría, con o sin matriz fina, etc., desde el punto de vista granulométrico no coincide con el módulo de finura que ha sido determinada para las «grèzes litées»: 2,5 cm. (Guillien, 1974); no obstante, esta formación encaja con las descripciones dadas por algunos autores (Guillien, 1974) para las denominadas «groizes». El histograma ofrece un máximo principal situado en las dimensiones más pequeñas (20-40 mm.=58%) y el tanto por ciento de bloques es muy pequeño (5%).

En la litología del depósito predominan casi exclusivamente las calizas margosas (98%), siendo las calizas arrecifales raras (2%) y situándose en la fracción de bloques, a expensas de algunas acciones gravitatorias aisladas. Atendiendo a la orientación de los ejes de los fragmentos, con respecto a la inclinación de la vertiente, según el Método de Poser (Rosello Verger, 1975) se aprecia una distribución muy similar entre los porcentajes de elementos que disponen su eje paralelo y los que lo disponen perpendicularmente a la línea de máxima pendiente.

En cuanto a la matriz fina diremos que la clasificación es mala (Índice de Trask: SO = 2,14). Los elementos detríticos de esta acumulación tipo «groize» están envueltos en una matriz en la que se encuentran bien representados todas las fases arenosas, pero más significativamente las de tipo grueso (28,7%), medio (29,0%) y fino (20,3%). La mediana de esta formación (0,60) se integra en la secuencia de arenas de fase media. La curva acumulativa (Gráfico C) muestra una visible inflexión basal, con ascensión poco marcada de su segmento intermedio. Hacia arriba, la curva no ofrece apenas inflexión en 2 mm. se trata pues de una curva con acentuada apariencia parabólica en la que el segmento trazado desde 0,30 mm-2,0 mm. parece pertenecer a un tramo de características logarítmicas, -muy propias de coluvios de vertiente- donde se encuentran bien representadas todas las fases arenosas. Sin embargo, la inflexión a partir de 0,30 mm. hacia abajo parece denunciar la existencia de algunos mecanismos de transporte (seguramente aguas de arroyada) que han seguido arrastrando en parte, el material de talla más pequeña (fracciones arenosas muy finas y limos).

- d) Por último, fosilizando claramente la formación coluvial b, aparece una pedrera subactual, sin ningún tipo de matriz y de escasa entidad. Su situación se encuentra relegada al pie de la barra de calizas arrecifales que corona la vertiente; por ello, el 100% de sus elementos pertenecen a la citada litología. Granulométricamente se trata de un material nulamente clasificado, con un histograma muy alargado y aplanado. El valor de la mediana de grano es alto (Md.=7,5) y el porcentaje de bloques es significativo al alcanzar 13%.

Cierto es que esta estratigrafía sólo ha podido ser levantada en un único paraje, y que por lo tanto, todos los comentarios que vamos a hacer, pueden estar revestidos de un marcado carácter local, mientras no aparezca la misma o similar composición estratigráfica en cortes de las vertientes de otros lugares. Hecha esta advertencia, podemos indicar que dada la ausencia de paleosuelos en las formaciones detríticas que componen el perfil y la escasa alteración del material (altamente susceptible en el caso de las calizas margosas) podemos sugerir que las capas A, B y C. pertenecen a una misma etapa cronológica, con clara predominancia de condiciones climáticas frías. No obstante, parecen advertirse algunos momentos en los que estas características climáticas sufren ciertas oscilaciones, con cambios de ambientes (de fríos acusados a fríos moderados) e incluso, momentos más o menos breves en los que quizás se paralicen los mecanismos fríos:

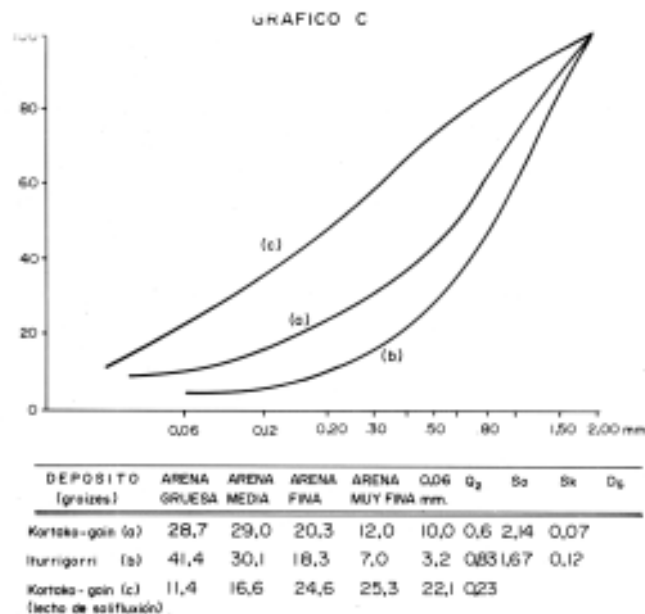
- a) Desde el punto de vista morfogenético, el coluvio basal parece corresponder a una situación térmica, probablemente la más rigurosa del corte, donde una acción del hielo prolongada (quizás de carácter estacional) logró penetrar con cierta profundidad en los estratos calizos margosos y arrecifales; éste accionamiento liberó los gruesos elementos que componen la base detrítica del corte. La abundante matriz fina limo-arcillosa parece identificar procesos de transporte por soliflucción fría (geliflucción) que se realizarían bajo ambientes más o menos húmedos.
- b) Posteriormente, una nueva suavización de las condiciones térmicas o quizás simplemente un régimen de precipitaciones algo contrastado (con fuertes aguaceros ocasionales) determinó una activa fase de incisión (1ª), cuyos testigos se encajaron en la formación coluvial «A», dando lugar a una serie de canales y surcos de escorrentía no excesivamente profundos. Sobre este incipiente modelado de disección labrado sobre las vertientes del pa-

do, pero con una gran cantidad de ciclos de hielo-deshielo (posiblemente de frecuencia diurno-nocturna a lo largo de algunas estaciones); estos mecanismos fríos y frecuentes engendrarían por un lado, una abundante liberación de material de los afloramientos rocosos y por otro, homogenizarían las tallas de los elementos, reduciéndolos casi todos a fragmentos de tamaño bastante pequeño; en estos casos, hay que resaltar el hecho de que la naturaleza margo-caliza del material ha contribuido de una manera decisiva a generar este tipo de facies «groizes». Los mecanismos de transporte han estratificado el material en lechos y algunos de ellos, parecen estar en relación, con procesos de arrastre por aguas de arroyada escasa de energía y sin apenas tendencia a incidir la topografía de la vertiente (dadas las características de esta arroyada probablemente fueran aguas debidas a la fusión de hielo o seguramente de nieve); a esta consideración llegamos a analizar la orientación predominantemente perpendicular que se aprecian en los ejes de los fragmentos de algunos lechos; también, el trazado parabólico de las curvas acumulativas de la matriz fina de estos lechos parece denunciar la acción de un transporte por aguas de arroyada que ha logrado arrastrar hacia las secciones inferiores de la vertiente de materiales más finos.

No obstante, la orientación de los elementos en algunos lechos, con ejes paralelos a las líneas de máxima pendiente, sugieren un transporte por soliflucción; las curvas tendidas, de sensible aspecto logarítmico, de la matriz de estos lechos (Gráfico C) parecen corroborar esta interpretación. Por último, las condiciones no excesivamente frías que coincidieron durante la génesis de esta acumulación tipo «groize» quedan bien demostradas al no advertirse ningún síntoma de crioturbación en los lechos estratificados, siendo éstos muy susceptibles siempre a este tipo de acciones rigurosas.

- c) Entre este momento genético de los groizes y el que dió lugar a la formación del coluvio «B», hay que señalar una episódica fase erosiva (2ª), coincidente, a lo mejor, con una suavización de las temperaturas y el consiguiente desarrollo de una cubierta vegetal que ralentiza o paraliza los mecanismos acumulativos del material.

No obstante, la acumulación «B» vuelva indicar la llegada de nuevas condiciones frías,

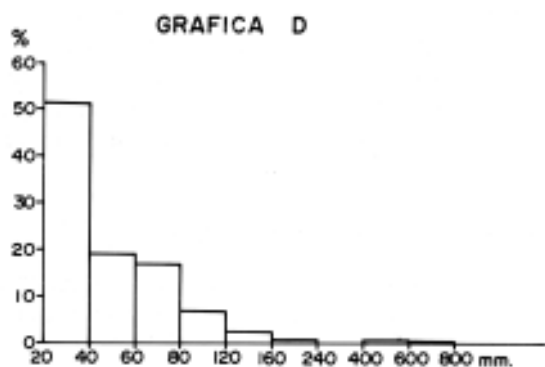


aunque de notables diferencias, con respecto a la fase fría anterior. Efectivamente, la granulometría del material parece poner en evidencia, la existencia de algunos cambios desde el punto de vista térmico, de tal manera que el clima se hace sensiblemente menos riguroso: el hielo ya no alcanza la profundidad que antes lograba en los afloramientos y además, parece hacerse menos estacional aumentando la cantidad de ciclos anuales de hielo-deshielo; ésto es lo que sugiere la ausencia de fragmentos superiores a 400 mm. en el histograma granulométrico, ya que una mayor cantidad de ciclos de gelifración contribuiría a un notable descenso de los tamaños.

- d) Fase pedrera subactual. Otros derrubios estratificados de vertiente aparecen en el camino vecinal a Iturrigorri, que tiene su entrada en las inmediaciones del Santuario de Aránzazu; aparecen a una altitud de unos 700 m. y al pie de un murallón subvertical de calizas arrecifales urgonianas. Los derrubios estratificados son visibles en las trincheras del camino y se apoyan sobre bloques gravitatorios, presentando el conjunto un espesor de 3-4 m. Sus lechos ordenados muestran una inclinación muy acusada (próxima a 30°-35°) y alternan horizontes con elementos urgonianos de diverso calibre y de cementación variable.

Durante la génesis de este depósito han existido concomitantemente momentos de incisión en las vertientes, como lo demuestra la presencia de canales de escorrentía, rellenos a su vez por sedimentos crioclásticos. La exposición de la vertiente es S-SE. En uno de es-

tos lechos se aprecian las siguientes características granulométricas: en lo que concierne a la fracción de bloques, cantos y gravas (Gráfico D) diremos que se trata de un depósito coluvial, relativamente homométrico donde el 71% del material se encuentra englobado en la categoría de cantos pequeños (20-60 mm.); el valor de la mediana es bajo (Md.=4,0 cm.) y el porcentaje de bloques (240 mm.) es muy pequeño: 1%; el valor del centilo es muy alto (2000 mm.) y seguramente



HISTOGRAMA GRANULOMETRICO: GROIZES ITURRIGORRI

coincide con alguna acción gravitatoria aislada. Así pues, a la vista de su disposición estratificada, su granulometría bastante pequeña y su naturaleza litológica caliza, se trata de una acumulación del tipo «groizes».

En lo que concierne a la matriz fina, la curva acumulativa ofrece un aspecto muy similar a la granulometría que ofrecen los materiales finos de un lecho de la groize de Kortako-Gain. Efectivamente, se trata de una curva de aspecto parabólico (Gráfico C), con una inflexión basal que se hace notoria a partir de 0,40 mm. La clasificación del material es bastante mala ($S_o=1,70$) y genéticamente, las arenas y limos que componen esta acumulación parecen haber sido puestos en marcha, en algunos lechos (como el que consideramos) por la acción de aguas de arroyada y en otro, por mecanismos solifluidales.

Otras acumulaciones de vertiente

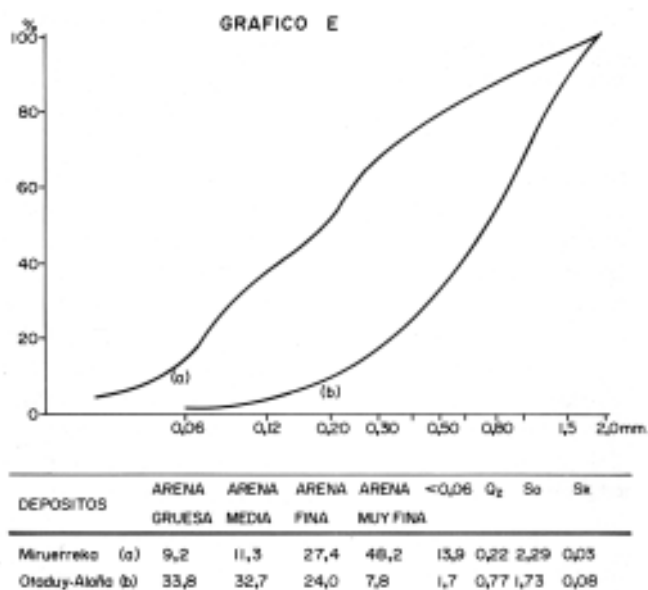
Junto con los analizados depósitos estratificados existen en la zona de Oñate otros dispositivos coluviales, mucho más frecuentes, en los que no existe ni se aprecia esta disposición tan perfectamente ordenada de sus fragmentos. Por norma general, la mayoría de sus caóticos derrubios también llevan impresos en sus aristas, la acción de unos procesos

de hielo-deshielo más o menos eficaces. Se trata pues, de materiales crioclásticos que desde una perspectiva cronológica deben ser asimilados a los períodos fríos del Cuaternario reciente; a esta conclusión se llega al considerar la escasa alteración del material y la relativa buena conservación de las formas topográficas que generan estas acumulaciones.

Un buen ejemplo de esta tipología de depósitos se encuentra muy extensamente representada en la cara septentrional de la Sierra de Aloña; allí, un potente coluvio de más de 50 m. de potencia en algunos puntos, rellena en gran parte un modelado de disección vaciado anteriormente (cuenca de Uríbarri). El amplio conjunto de ladera se dispone desde el punto de vista morfológico en un abrupto frente de cuesta, cuya original inclinación ha sido ligeramente suavizada por el aspecto regularizado que los fragmentos crioclásticos han conferido a este paraje. Desde el punto de vista estructural, las acumulaciones se localizan al pie de un cabalgamiento y en el contacto litológico de la masa caliza urgoniana con las argilitas y areniscas albenses y cenomanenses. La cota superior de este coluvio se sitúa en torno a los 500 m., en la zona de Urriagain y asciende hasta 900 m. en el sector oriental de la Sierra de Aloña, concretamente en Katabera. En el citado contacto litológico nacen una serie de regatos (Ubao, Idigo, cabeceras del río Olabarrieta) cuya labor de arrastre ha desmantelado en parte a estas formaciones de vertiente.

Dentro de los parajes a considerar en Aloña, se puede citar los potentes cortes sitios en Urcelay (Uríbarri) y por debajo del resalte calizo de Aguinaga (Armora). En ambas zonas se advierte un coluvio muy heterométrico donde los transportes han sido esencialmente de naturaleza gravitatoria, y más complejos como soliflucción, aguas de arrollada, etc. Así, por ejemplo, la matriz fina tomada en un corte del paraje de Otaduy (Gráfico E) ofrece una clasificación mala (Índice de Trask (S_o)=1,73) y una curva acumulativa parabólica bastante perfecta; en ella, están bien representadas todas las fases arenosas (arena gruesa=33,8%; arena media=32,7% y arena fina=24,0%) hasta llegar al tamaño de 0,20 mm.; a partir de este umbral y hacia los diámetros inferiores se acusa un brutal descenso de los porcentajes (arena muy fina= 7,8% y fracción inferior a 0,06 mm.=1,7%); todo esto indica una emigración de este material de pequeñísima talla, vertiente abajo por la acción probable de aguas de arrollada. Bajo el mencionado resalte de Aguinaga, las acciones gravitatorias simples adquieren una especial relevancia y así, pueden verse superficialmente, elementos de caliza arrecifal formando un caos de bloques, algunos de los cuales llega a tener hasta 10,7 m., no apareciendo apenas clastos de tamaño pequeño, ni matriz fina.

Por último, también existen en las vertientes del valle del Oñati, coluvios amorfos donde las acciones frías están muy enmascaradas debido a las litologías que afloran en algunos de estos parajes. Se trata de una serie de acumulaciones que se encuentran involucradas con areniscas y argilitas foliadas del alben-se; su aspecto es el de coluvios muy heterométricos, a veces bastante aplanados y con alguna evidencia de ordenación del material (depósitos visibles en las trincheras de la carretera de Oñate a Urréjola) y siempre con una muy abundante cantidad de matriz arcillo-limosa. Este tipo de matriz parece haber sido el fac-



tor fundamental que ha intervenido en el transporte de los derrubios de estas acumulaciones; su génesis parece estar relacionada con mecanismos de una soliflucción, que puede ser simplemente azonal o incluso, en algunos casos, vinculados a deslizamientos en masa por las vertientes.

El análisis de la curva acumulativa correspondiente a la matriz fina de una de estas acumulaciones (Miruerreka) pone de manifiesto (Gráfico E), la existencia en la misma de una serie de irregularidades que a modo de convexidades y concavidades denuncian las distintas familias granulométricas que intervienen en este depósito. En primer lugar, anotar que los altos porcentajes de arenas muy finas (48,2%) y fracción inferior a 0,06 mm. (13,9%) se encuentran condicionados por la naturaleza argilítica y arenisca que evidencian los afloramientos del lugar; esto se traduce en un valor de mediana muy baja ($Q_2 = 0.22$ mm.) e integrada dentro de la secuencia de arenas finas. La clasificación del material es casi nula ($S_0 = 2,291$ y aspecto de la curva, salvo esas incidencias provocadas por la textura de los afloramientos loca-

les, indica un transporte en montón y caótico por soliflucción o deslizamiento.

La orientación de los ejes de los elementos con respecto a la línea de máxima pendiente, es predominantemente paralela a la misma, lo que parece poner de manifiesto los mecanismos de soliflucción a los que hemos aludido en el comentario de la curva acumulativa; esta soliflucción puede ser azonal y sin ninguna significación climática en algunos casos podría asimilarse a una soliflucción de tipo frío (geliflucción).

Por su posición morfológica, pensamos que la edad de estas manifestaciones de soliflucción generalizada debe relacionarse con los tiempos del Cuaternario reciente, al ocupar sus coluvios los segmentos inferiores de las vertientes de los valles y muy próximas a las planas aluviales actuales de los ríos del sector.

C) Las acumulaciones de tipo fluvial

En los valles del río Oñate y afluentes existen una serie de acumulaciones, con materiales bien redondeados, cuyo origen está vinculado a transportes más o menos longitudinales realizados por las corrientes fluviales, que con el paso del tiempo, han configurado esta cuenca. Las formaciones detríticas se encuentran colgadas a distintas alturas; así, los retazos altimétricamente más elevados sobre los cauces de los ríos actuales, se sitúan a 37-40 m., en los alrededores de la cluse de Jaturabe, y los más bajos, se localizan de una manera constante en los mismos cauces actuales de estos dispositivos fluviales.

Es importante destacar que sólo los depósitos relacionados con las planas aluviales recientes presentan una topografía continua; por el contrario, las acumulaciones situadas altimétricamente por encima de las mencionadas llanuras aluviales, aparecen de una manera muy esporádica; lógicamente, ello impide el levantamiento del perfil longitudinal de sus antiguos niveles y la reconstrucción de algunas etapas significativas de la evolución morfogenética de este sector. En estas circunstancias, la utilización de criterios altimétricos relativos con respecto a los cauces (+37-40 m., +30 m., +20-25 m., etc.) es excesivamente peligrosa a la hora de relacionar las discontinuas acumulaciones que jalonan a distintas alturas los valles; máxime, si la zona es algo montañosa, si las litologías (areniscas, argilitas, distintos tipos de calizas, etc.) trabajadas por las aguas tienen un distinto comportamiento (que normalmente se traduce en algunas rupturas en el perfil longitudinal del río), y todo ello, complicado por la existencia de una densa red de aparatos kársticos. Dentro de esta problemática, tampoco han sido efectivos los esfuerzos dedicados a un intento de distinción entre los diferen-

tes niveles atendiendo a criterios edáficos, grado de alteración del material, sedimentológicos, etc.

Así pues, ante estas características estudiaremos por un lado, las acumulaciones antiguas y colgadas sobre el cauce de los ríos; para ello, y con un sentido exclusivamente descriptivo, utilizaremos la altitud relativa con respecto a los talwegs sin conceder a este dato significación cronológica alguna, ni simultaneidad con otras acumulaciones ubicadas a una misma altitud relativa, en otras zonas del valle. Por otro lado, analizaremos los depósitos integrados en las planas aluviales recientes que presentan, como hemos dicho anteriormente, una perfecta continuidad a lo largo de todos los cursos fluviales; por último, concentraremos nuestra atención en los aluviones actuales que componen los lechos detríticos de los principales cauces.

c.1 Las acumulaciones fluviales antiguas

Integran este grupo, una serie de acumulaciones sitas en los valles de los ríos que componen el curso del Oñate (Arrola, Aranzazu, Bellotza, etc.). Estas formaciones detríticas presentan por norma general una potencia pequeña (2-3 m.) y no están vinculadas siempre a topografías de aspecto horizontal o plano; ante estas dos peculiaridades, en nuestra opinión, no debemos hacer uso del término «terrace» para designar a estos conjuntos detríticos y emplear mejor el de «niveles de acumulación fluvial (N.A.F.)». Estos depósitos ofrecen materiales bastante redondeados dispuestos de una manera caótica y sin signos de estratificación; su aspecto es heterométrico y están integrados por litologías, casi exclusivamente areniscosas, su alteración es moderada y a veces aparecen ciertas concreciones calcíticas que recubren zonas parciales de los cortes; la matriz suele ser de color ocre pálido y esta constituida esencialmente por arenas y algunos limos.

Para caracterizar a este grupo de una manera sedimentológica, se han escogido cuatro acumulaciones: dos situadas a +20-30 m. y a +37-40 m. sobre el río Aranzazu, parajes de Iturrigorri y Jaturabe (depósitos 12 y 13); otro, instalado a +40 m. sobre el cauce del Arrola, en Albitxuri (depósito 15) y un último colgado a + 4 m. sobre el talweg del Bellotza (depósito 17). La posición morfológica de estos retazos es bastante variable: así, el depósito de Albitxuri se encuentra emplazado en el fondo aluvial de un antiguo dispositivo fluvial cuyo cauce fue capturado y desmantelado; otro se dispone empotrado en una pared de caliza urgoniana (Jaturabe) o formando parte de una vertiente (Iturrigorri) y el último (Bellotza), tiene sus elementos dispuestos en la zona marginal de una pequeña depresión estructural, a modo de anfiteatro, (causada por el contacto de las calizas urgo-

nias y las areniscas), aguas abajo de la cual se abre inmediatamente una estrecha garganta. Con frecuencia, estas formaciones detríticas (Albitxuri, Bellotza) se encuentran próximas a importantes dispositivos kársticos, cuya etapa genética parece ser bastante anterior (Ugarte, 1982) a la que ha originado todas estas acumulaciones fluviales.

Desde una perspectiva sedimentológica (Tabla 2) existen algunas diferencias granulométricas de unos a otros depósitos. Así, las acumulaciones más elevadas altimétricamente (Jaturabe y Albitxuri) ofrecen una clasificación moderada del material, con una mediana de grano baja (Md. $\bar{\phi}$ = 5,7 cm. y 6,0 cm.), porcentajes bastante elevados de cantos pequeños (2-6 cm. = 56% y 54%) y pequeños de bloques (> 24 cm. = 3% y 2%); sus centilos son bastante bajos. Por el contrario, la acumulación de Iturrigorri es sensiblemente más heterométrica, como lo denuncia el elevado valor de su mediana (Md. $\bar{\phi}$ = 10,0 cm.), una mayor existencia de bloques (> 24 cm. = 8%) y la presencia de un centilo cuya magnitud es tres veces mayor a la que ofrecen los de las otras acumulaciones. En cuanto a la litología, la similitud es total, pues todos los depósitos están exclusivamente formados por materiales areniscosos.

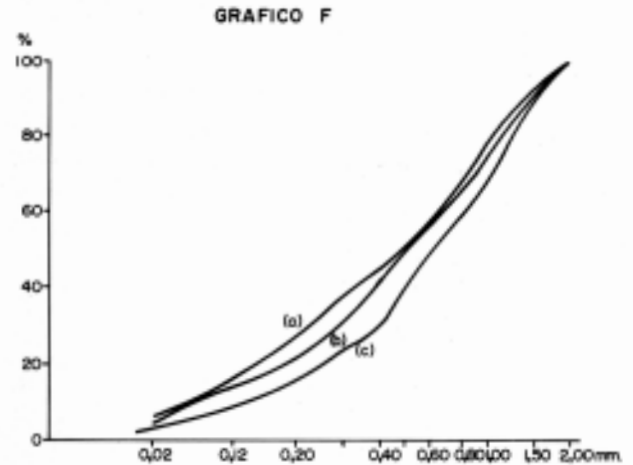
TABLA II

Características sedimentológicas de las acumulaciones fluviales antiguas

<u>Espectro granulométrico</u>	<u>Dep. 12 Iturrigorri</u>	<u>Dep. 13 Jaturabe</u>	<u>Dep. 15 Albitxuri</u>	<u>Dep. 17 Bellotza</u>
$\bar{\phi}$ cm.	+ 20-30 m.	+ 40 m.	+ 40 m.	+ 4 m.
2- 4	12%	33%	30%	
4- 6	21%	23%	24%	
6- 8	17%	14%	17%	
8 - 12	23%	13%	17%	
12 - 16	12%	4%	3%	
16 - 24	7%	10%	7%	
24 - 40	5%	3%	2%	
40 - 60	2%			
60 - 80	1%			
80 -100				
100				
Md. (cm.)	10,0	5,7	6,0	
Centilo (cm.)	84,0	28,0	25,0	
<u>Composición litológica</u>	Ar	Ar	Ar	Ar
	100%	100%	100%	
<u>Morfometría</u>				
- <u>Desgaste</u>				
Md.	167	487	396	
% < 100	20			
% > 500	16	44	28	
Máximos hist.	50-100	350-400	250-300	
	150-200	450-500		
	350-400	650-700		
<u>Aplanamiento</u>				
Md.	2,26	2,57	2,28	
% < 1,5	12	12	15	
% > 2,5	20	51	43	
Máximos hist.	1,50- 1,75	2,25-2,50	2,00-2,25	
	2,25 -2,50	1,25- 1,50	3,75-4,00	

Morfométricamente, se vuelven a acusar las notables diferencias que antes apreciamos en la granulometría. En efecto, los depósitos 13 y 15 ofrecen medianas de desgaste muy elevadas (Md. Id. = 487 y 396), con inexistentes porcentajes de elementos no desgastados (< 100) y buena proporción de los cantos altamente desgastados (> 500 = 44% y 28%). Sin embargo, la acumulación de Iturrigorri tiene un valor de mediana de desgaste muy por debajo del de las otras acumulaciones (Md. Id. = 167) y una abundante proporción de material con aristas bien delimitadas y no redondeadas (< 100 = 20%); igualmente, el tanto por ciento de cantos muy desgastados es inferior (> 500 = 16%). En lo que respecta al aplanamiento, todas las formaciones ofrecen características muy similares, con medianas de cifras muy próximas (Md. la = 2,57, 2,28 y 2,261. (Fig. 6).

En cuanto al aspecto de las curvas acumulativas correspondientes a la matriz fina diremos, que en general se trata de curvas muy tendidas y de escasa clasificación; así, el índice de Trask es muy elevada y su valor oscila entre 2,24 (dep. 13) y 2,00 (dep. 15 y 17). Gráfico F). Todas las acumulaciones tienen un gran contenido de fases arenosas gruesas (31,4% -25,8), medias (25,9%-23,2%) y finas (28,5%-23,0%). Sin embargo, el contenido de limos (0,06 mm) es muy pequeño, lo que parece indicar que esta fracción ha logrado seguir su transporte hacia aguas abajo. Se trata pues, de acumulaciones «forzadas», probablemente



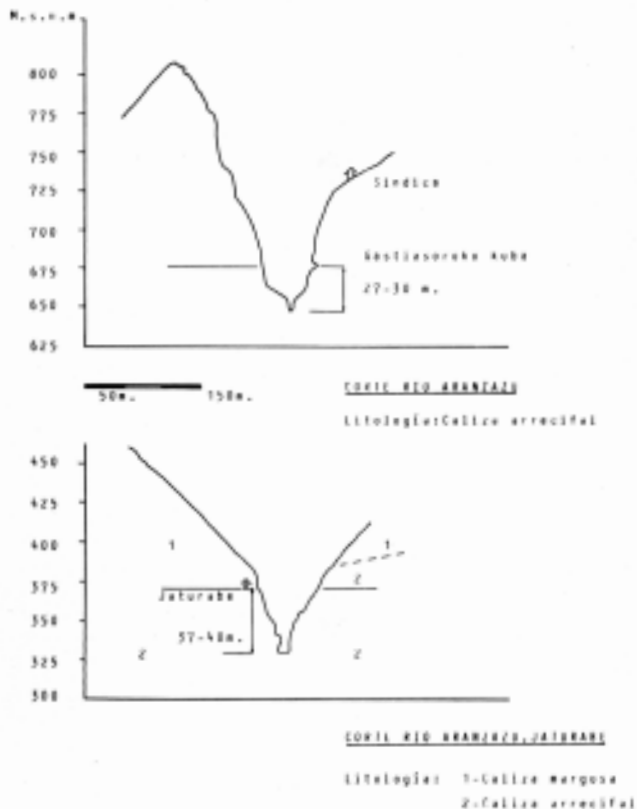
DEPOSITO	ARENA GRUESA	ARENA MEDIA	ARENA FINA	ARENA MUY FINA	<0,06	Q ₂	So	Sk
Jaturabe (a)	25,8	23,2	23,0	22,7	5,3	0,48	2,24	0,06
Albitzuri (b)	26,2	24,1	28,5	15,7	5,5	0,50	2,00	0,3
Bellotza (c)	31,4	25,9	25,7	12,5	4,5	0,51	2,00	0,4

te debidas a fuertes pulsaciones de corriente que movilizan una gran cantidad de material y que se paralizan bruscamente, durante los momentos de decrecida, prosiguiendo tan sólo su transporte las fases granulométricas más pequeñas y livianas.

Las acumulaciones fluviales recientes

Vamos a incluir en este grupo, todos aquellos materiales que componen las llanuras aluviales, situadas altiméricamente a muy escasos metros sobre el cauce de los ríos. Por norma general, estas llanuras aluviales son bastante estrechas y delgadas, salvo en las zonas de confluencia de los ríos afluentes (Aranza-zu, Urkullu, etc.), donde las superficies se abren y se hacen más amplias; no obstante, las anchuras no suelen sobrepasar, ni siquiera en estas áreas más favorables, el umbral de 500-600 m.

Estas planas aluviales se disponen en el fondo de los valles y presentan una superficie única, sin que se puedan apreciar niveles distintos. Es evidente que estas formas han sufrido ciertas remodelaciones topográficas debido a su tradicional dedicación a los cultivos, pero en todo caso, no parece que haya habido más que un sólo nivel de acumulación. En un último momento de su evolución, los cauces actuales han incidido estas superficies aluviales, con una profundidad pequeña (2-5 m); la potencia máxima visible en las acumulaciones que componen estas formas topográficas, casi nunca se supera los 2-4 m. El aspecto plano del fondo de los valles empalma hacia las vertientes con perfiles de tipo cóncavo, en zonas regula-



rizadas por la erosión, sobre las que además ha intervenido una intensa acción antrópica.

Desde una perspectiva sedimentológica se han analizado los siguientes depósitos: Depósito n.º 11 situado en el paraje de Iturrigorri; depósito n.º 2 instalado en el jardín de Zulueta, en el mismo casco urbano de Oñate y el depósito n.º 1 sito en las inmediaciones de Kastillokua.

En cuanto a la granulometría (tabla 3), las características son muy similares a las que hemos comentado con respecto a las acumulaciones antiguas. En cabecera (dep. 11) se advierten materiales muy heterométricos (Md. Ø 8,0 cm) y mal clasificados (2-6 cm = 37%), con una relativa abundante cantidad de bloques (24 cm = 18%). Aguas abajo (dep. 2 y 1) la granulometría se va haciendo sensiblemente más pequeña, con descensos en el valor de la mediana (Md. Ø = 5,0 cm y 6,5 cm), porcentajes de bloques (> 24 cm = 3% y 1%) e incremento de los tantos por ciento en la fracción de cantos pequeños (2-6 cm = 57% y 49%).

En el aspecto litológico, es notable evidenciar una composición eminentemente areniscosa, al igual que en las acumulaciones antiguas; sin embargo, resalta

con respecto a aquellas, la existencia de una relativa cantidad de materiales argilíticos (20%-3%) en estas planas recientes, que no existía en ninguna de las formaciones antiguas; este hecho se relaciona con el mayor grado de alteración que presentan éstas, donde los procesos edafogenéticos han destruido totalmente los materiales gruesos de naturaleza argilítica.

En la morfometría, se advierte material bastante desgastado con medianas elevadas (Md. Id. = 370, 285 y 287); se da la anormal circunstancia de que los desgastes más altos se sitúan paradójicamente en el depósito situado en la zona de cabecera (dep. 11); alguna acumulación muestra la existencia de cantos poco desgastados (< 100 = 8% en el depósito 2) y todos registran porcentajes de cantos muy desgastados (500 = 23%, 7% y 13%). Los valores de aplanamiento son casi idénticos para las tres acumulaciones.

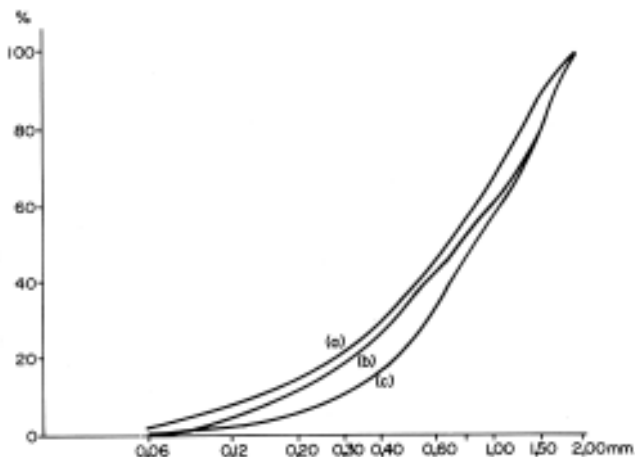
La granulometría de arenas (Gráfico G) muestra de nuevo curvas parabólicas con clasificación mala (So = 1,67-1,91) y fuertes porcentajes de fases arenosas gruesa, media y fina. La pequeña presencia de cantidades de arenas muy finas y de limos, se explica como consecuencia de haber proseguido estas fracciones su transporte aguas abajo.

TABLA III

Características sedimentológicas de las acumulaciones fluviales recientes

Espectro granulométrico	Dep. 11 Iturrigorri + 2 m.	Dep. 2 Zulueta + 5 m.	Dep. 1 Kastillokua + 5 m.
Ø cm.			
2- 4	17%	37%	29%
4- 6	20%	20%	20%
6- 8	16%	8%	19%
8 - 12	14%	13%	10%
12 - 16	7%	7%	8%
16 - 24	8%	12%	7%
24 - 40	8%	3%	1%
40 - 60	7%		
60 - 80	2%		
80 - 100			
100	1%		
Md. (cm.)	8,0	5,0	6,5
Cenrilo (cm.)	108,0	41,0	26,0
Composición litológica			
- Arenisca (ar.)	78%	80%	97%
- Argilita (ag.)	13%	20%	3%
- Caliza (Ca.)	9%		
Morfometría			
- Desgaste			
Md.	370	285	287
% 100		8	
% 500	23	7	13
Máx.histograma	350-400 500-550	200-250 450-500	250-300 550-600
- Aplanamiento			
Md.	2,12	2,13	2,26
% 1,5	16	17	10
% 2,5	36	33	40
Máx.histograma	2,00-2,25 3,75-4,00	1,50-1,75 2,00-2,25 3,50-3,75	1,50-1,75 2,75-3,00

GRAFICO G



DEPOSITO		ARENA				Q ₂	So	Sk	
		GRUESA	MEDIA	FINA	MUY FINA				
Zulueta	(a)	34,1	27,0	23,5	13,2	2,2	0,64	1,91	0,13
Kastillokua	(b)	38,1	25,8	23,6	11,3	1,2	0,78	1,89	0,12
Iturrigorri	(c)	42,0	32,1	20,2	5,1	0,6	0,88	1,67	0,07

4) CONSIDERACIONES FINALES

En este trabajo se ha pretendido, a modo de nota preliminar, realizar un estudio sobre las característi-

cas geomorfológicas y sedimentológicas que ofrecen las distintas formaciones detríticas instaladas en el marco geográfico de la cuenca hidrográfica del río Oñati. Así, se ha podido constatar que las acumulaciones cuya presencia es más reiterativa son: por una parte, una cierta variedad de depósitos coluviales; por otra, una serie de testigos relacionados con una actividad longitudinal pretérita y reciente de los cauces y por último, existen restos que pueden ser asimilados a glaciares, desde un punto de vista bibliográfico.

Cronológicamente, la mayor parte de las acumulaciones pertenecen a etapas bastante recientes. Los testigos más antiguos localizados en el área de Oñate son sin duda algunas de las formaciones relacionadas genéticamente con mecanismos parafluviales y cuyos diseminados retazos se encuentran colgados a varias decenas de metros sobre los talwegs actuales; sin embargo, esta antigüedad no la remontamos a los tiempos pre-glaciares (villafranquienses); esta datación ha sido dada por algunos autores (Hazera, 1968 pág. 272) para ciertas formas topográficas (cono de deyección del desfiladero de Atxarte) cuya génesis no está muy lejana a la que ha originado determinados testigos fluviales de la cuenca del Oñati. En cuanto a los depósitos de ladera crioclásticos, la mayor parte de ellos tienen como techo cronológico los episodios más o menos fríos que se han desarrollado en la zona y probablemente concomitantes a la última época glacial alpina (Würm). Así, a la vista del aspecto que presentan los cortes, hasta hoy abiertos, de la zona, no hemos podido constatar derrubios de ladera, cuyo mayor grado de alteración, características geomorfológicas, edafológicas, etc. denuncien etapas más antiguas. Eso sí, creemos que se puede advertir, que dentro de esta última crisis climática con ambientes fríos se han sucedido una serie de fases donde las condiciones climáticas y ambientales han variado notablemente de unos momentos a otros. Igualmente, existen otros derrubios, con unos procesos de gelifración más atenuados (pedreras, etc.), así como una cierta variedad de depósitos amorfos (solifluxión, deslizamientos en masa, etc.) cuya edad es también reciente; una gran parte de estas formaciones se vinculan con los tiempos «tardiglaciares» (Viers, en su tesis en el capítulo de conclusiones) e incluso más recientes, siendo algunos subactuales.

a) Derrubios de ladera crioclásticos

Desde el punto de vista morfogenético, y a pesar de las numerosas huellas glaciares que han sido localizadas en las montañas del País (Santana, Kopp, Viers, etc.), hay que señalar que las manifestaciones frías que se han registrado en la cuenca del Oñati entre los 200 y 1.400 metros han sido muy moderados. Es decir, tan sólo el coluvio grueso basal del corte de

la carretera del acceso al Santuario de Aranzazu parece denunciar climas un poco más rigurosos, con hielos de características más o menos estacionales (gelisoles). El resto de las formaciones de ladera, incluidas las formaciones estratificadas de vertiente, denuncian acciones crioclásticas moderadas, con momentos fríos poco intensos. Efectivamente, el amplio desarrollo de las formaciones coluvionares en la zona ha estado favorecido por una serie de circunstancias estructurales y topográficas que han auxiliado los procesos de rotura y de liberación del material. Así, dentro de las condiciones estructurales que mencionábamos, hay que señalar que el elevado grado de tectonización que presentan algunas capas geológicas del sector (fuerte fisuración y diaclasamiento) ha contribuido a que cuando sobre ellos ha actuado una tenue gelifración, los estratos hayan librado una gran cantidad de material detrítico arestado; igual acontece con algunas litologías, como es el caso de las calizas margosas; éstas por su textura son altamente susceptibles a las acciones crioclásticas. En lo concerniente al papel que ha jugado la topografía diremos, que el abrupto relieve de algunos parajes, así como, la existencia de crestones y taludes generados por la erosión sobre los bancos de caliza arrecifal han dirigido el desarrollo coluvionar, merced a intensas acciones gravitatorias.

El papel moderado que han jugado los procesos crioclásticos se pone también de manifiesto por otras observaciones. En primer lugar, por la muy escasa importancia con que ha actuado el factor exposición; como ya dijimos anteriormente, las formaciones coluvionares se desarrollan con igual o similar intensidad sobre vertientes con cualquier tipo de exposición, pero siempre en estrecha dependencia con los factores estructurales y topográficos.

En segundo lugar, la existencia de determinadas facies coluviales, como es el caso de las «groizes», en relación con su significado genético; en Europa, las «groizes» parecen denunciar una paralización de los procesos de gelifración (Guillien, 1974), que caso de haber continuado, hubiera ido fragmentando los tamaños de los derrubios hasta convertirlos en materiales muy reducidos (grèzes litées) y paulatinamente, cada vez más pequeños; pues bien, en el valle del Oñati, la existencia de las «groizes», en muchos casos vinculada a la aludida naturaleza calizo-margosa de los afloramientos para-urgonianos, parece indicar esta ralentización de los mecanismos crioclásticos. Efectivamente, si una gran cantidad de ciclos de hielodeshielo se abatieran sobre estos afloramientos geológicos y dado su débil comportamiento ante la gelivación, lo más probable hubiera sido encontrar espectros granulométricos con fragmentos de muy pequeña dimensión.

Por último, la monotonía de las formaciones coluviales viene a indicar que en la región no se puede hablar de un «sistema periglaciario», al menos en zonas bajas. En este tipo de sistema morfogénico, los fríos son rigurosos y acusados; cuando se han registrado en una zona, ésta suele presentar una cierta variedad de facies periglaciares (gelivación generalizada, distintos tipos de coluvios, coladas de geliflucción, sintomas de crioturbación y festones, cuñas de hielo, etc.); pues bien, en este sector guipuzcoano no se ha advertido hasta el presente ningún tipo de manifestación claramente periglaciaria y tan sólo se podrían incluir como tales, el coluvio basal de la carretera de Aránzazu y las formaciones estratificadas de vertiente (éstos últimos con el agravante de las implicaciones estructurales y topográficas que han intervenido en su génesis). Por ello, utilizar un sólo testimonio (aunque sea bastante generalizado en una zona, como es el caso de algunos coluvios) para identificar la presencia en el pasado de un clima muy frío o periglaciario, es desde nuestro punto de vista, una hipótesis algo arriesgada. Es difícil imaginar que una región sóloamente haya podido generar un único tipo de formas o acumulación periglaciaria, máxime si se tiene en cuenta, que son los episodios fríos del cuaternario reciente los que han actuado en las vertientes de la cuenca del Oñate; por lo que la erosión «tardiglaciaria», subactual y actual debería haber respetado algún resto.

Todas estas circunstancias nos conducen a pensar que, si bien han existido períodos y momentos de características frías en la región, durante el Cuaternario reciente, éstos no han revestido nunca una marcada rigurosidad, salvo algunas etapas, quizás con hielos de peculiaridades estacionales.

b) Acumulaciones de origen fluvial

En lo que concierne a la evolución de los valles, no cabe duda de que la red hidrográfica debe datar de tiempos muy remotos, posiblemente, finiterciarios como señalan algunos investigadores (Santana, 1966, pág. 135). En una esquemática sucesión de etapas de encajamiento y de períodos de aluvionamiento, hay que señalar (a la vista de las peculiaridades que presentan en la zona los pequeños retazos visibles, su escasa frecuencia y su débil espesor), que las fases de incisión han sido más vigorosas y prolongadas que las de acumulación. Los momentos de acumulación parecen estar relacionados con períodos extraordinariamente cortos de aluvionamiento y su desarrollo, en ciertos casos, no deja de plantear numerosos interrogantes en algunos sectores de la cuenca del Oñate. Efectivamente, se registran tramos del valle donde la existencia de calizas karstificables dio lugar hace mucho tiempo, a una serie de conductos en profundidad con drenajes de tipo hipógeo o subterráneo (1). Un

normal funcionamiento de los mismos hubiera hecho difícil la génesis de acumulaciones fluviales en superficie. Ante esta situación, el origen de estas formaciones sitas en los dominios kársticos pudiera interpretarse de dos maneras:

—Por un lado quizás estos materiales detríticos hayan sido puestos en marcha como consecuencia de fuertes precipitaciones, cuyo volumen pudiera haber sobrepasado en algunos momentos, la capacidad de absorción de los conductos kársticos; entonces, se organizaría un drenaje superficial con el agua no asimilada en profundidad que generaría un transporte y un consiguiente acumulo de material; no obstante, esta hipótesis parece poco probable, al menos parcialmente, ya que si bien esto puede acontecer en la actualidad de una manera local, es difícil de generalizar esta situación en todas las zonas calizas del Valle de Oñate, debido a la amplitud y magnitud que presentan los numerosos conductos kársticos.

—Una variante de este argumento, remite la causalidad del drenaje superficial a un hecho litológico-estructural: intercaladas con las calizas urgonianas (muy karstificables) se encuentran las calizas margosac a lo largo de todo el flanco S. de Aloña y, por tanto, en la zona karstificada del valle del río Aránzazu. En las fases en que la erosión superficial, en su incisión, llegó a atacar este tipo de material, cesó la karstificación hipogea, concentrándose el drenaje en superficie (el valle no funcional, en la actualidad, de Arrikruz-Jaturabe puede ser un ejemplo de lo que decimos).

—Por otro, quizás estos materiales hayan sido acumulados por brucas crecidas de corriente en momentos coincidentes con una generalizada ruptura de la fitoestabilización de las vertientes o en momentos inmediatamente posteriores. Bajo estas situaciones puede parecer probable que los mencionados conductos kársticos estuvieran más o menos colapsados por la abundante cantidad de material liberado por las vertientes.

Así, con unos conductos de absorción más limitada, pudiera ser posible el funcionamiento superficial de los cauces, con arrastre de material en los momentos de crecida. Esta es la hipótesis, a la que nosotros concedemos un mayor grado de verosimilitud.

Desde una mira morfológica, y salvo la llanura aluvial más reciente, todas las formaciones colgadas en la cuenca del Oñate tan sólo alcanzan el rango de «niveles de acumulación fluvial» (N.A.F.); es decir, que

(1) Red subterránea de Guesaltza-Arrikruz-Jaturabe, aún hoy en funcionamiento.

si se exceptúan las condiciones previas exigidas para su génesis (obturación de los conductos kársticos, etc.) carecen de significación climática, ya que no son verdaderas terrazas; en efecto, en estas áreas altas de los valles, las citadas acumulaciones son el resultado de causas muy accidentales: por una parte, su origen, como ya hemos visto, está vinculado con bruscas pulsaciones de corriente, a las que no podemos encontrar ningún valor interpretativo de índole climática, ya que estas crecidas pueden haber tenido lugar bajo ambientes climáticos de muy distinta naturaleza; por otra, tampoco en los procesos acumulativos de este material parece haber intervenido otras cuestiones climáticas, como es el caso del papel que hubiera podido ejercer un nivel de base tan próximo, como el ofrecido por el mar Cantábrico durante los distintos momentos cuaternarios.

Si se atiende a la sedimentología del material hay que decir que no se advierten, en general, grandes diferencias entre las acumulaciones de los niveles antiguos y los recientes; ni entre los depósitos instalados en las zonas karstificables y los que se encuentran en las áreas que no lo son. No obstante, algunos datos morfométricos, litológicos y granulométricos apoyados con observaciones sobre el terreno, permiten apuntar determinados rasgos de su posible génesis.

Por los testimonios conservados, los niveles más altos y probablemente, quizás los más antiguos (Jaturabe + 40 m y Albitxuri + 40 m) parecen registrar las condiciones «fluviales» más típicas (de las que nos han quedado restos) que han acontecido en la zona, a lo largo de su evolución cuaternaria. A esta consideración se llega observando la relativamente buena clasificación del material, de sus espectros granulométricos y sus bajos valores de mediana de grano (5,7 y 60 cm) y centilo (28,0 y 25,0 cm); ratifican esta suposición, los elevados valores de desgaste (% > 500 = 44 y 281, con medianas muy altas (487 y 396) y nulos porcentajes de cantos no desgastados. La inexistencia total de fragmentos aristados parece denunciar la no concomitancia genética de estas acumulaciones con crisis climática alguna, acompañada de ruptura de la fitoestabilización de las vertientes; estas crisis, seguramente conllevarían la presencia de material anguloso en el fondo de los antiguos valles. Así pues, es posible que el aluvionamiento tuviera lugar en momentos algo posteriores a una ruptura climática que hubiera taponado, al menos parcialmente, los conductos kársticos existentes.

Es posible barajar otra hipótesis en el caso del depósito de Jaturabe. Pensamos que este depósito es anterior a la incisión última de la cluse de Jaturabe y por tanto, anterior a la abertura de la sima-sumidero de Arrikruz: en consecuencia, el valle ortogonal de

Arrikruz-Jaturabe, abierto en calizas margosas y actualmente fosilizado por el funcionamiento de la red hipogea de Arrikruz, tendría un funcionamiento superficial. De este modo el río que depositó estos materiales tendría un drenaje epigeo en todo su recorrido.

En niveles inferiores existen algunas pequeñas diferencias; así, en Iturrigorri (dep. n.º 12), la acción selectiva de las aguas fue mucho menor en + 20-30 m, como lo demuestra la mala clasificación del material, su elevado valor de mediana (10,0 cm) y de centilo (84,0 cm). Igualmente, los desgastes descienden notablemente (Md. Id. = 167) y aparecen porcentajes bastante significativos de cantos aristados (20%). Estos niveles de acumulación fluvial o han coincidido con alguna fase de crisis, con amplio desarrollo de formaciones coluvionares o su génesis se sitúa inmediatamente en momentos cronológicos muy próximos. El mismo comentario podría adjuntarse a los retazos de Zumelzegui (dep. 5) y San Lorenzo (dep. 61, que por razones bibliográficas hemos incluido en un apartado dedicado a los glaciares, pero que sin embargo, su origen es casi idéntico al de las acumulaciones fluviales analizadas. Estas formaciones parecen coincidir con uno de los momentos de mayor estabilidad del nivel de base local, como lo atestigua una mayor potencia de sus aluviones y una relativa entidad de este nivel en el paisaje de la cuenca, sobre todo, en los alrededores de la localidad de Oñate.

En lo que concierne a las llanuras de fondo de valle y desde una perspectiva morfo-estratigráfica hay que decir que a sus aluviones nunca los hemos visto fosilizados y cubiertos por derrubios crioclásticos antiguos (Würm). Sin embargo, en algunos puntos (Bellotza) los aluviones están recubiertos por los fragmentos de una pedrera subactual o reciente. Ante esta situación, no cabe pensar otra posibilidad que una edad próxima para estas llanuras aluviales, que pudiera coincidir como hacen algunos autores con el Würm o ser algo posterior.

Si atendemos a la sedimentología, los depósitos estudiados en esta plana ofrecen algunos contrastes: así, la granulometría ofrece una clasificación buena en algunos puntos (dep. 2.—Zulueta) y francamente mala en otros (dep. 11.—Iturrigorri). La frecuente existencia de bloques denuncia un claro origen lateral para estos gruesos elementos; sin embargo, frecuentemente, la composición litológica de estos bloques no está en relación con la naturaleza petrográfica de las paredes más próximas del valle, lo que indica un marcado accionamiento longitudinal de los mismos por mecanismos fluvio-torrenciales bastante enérgicos. Los valores morfométricos de desgaste son acusados (Md. Id. = 370, 285 y 287) sin alcanzarse nunca los de las acumulaciones 40 m. Salvo en el depósito del

Jardín de Zulueta, en el casco urbano de Oñate, no existen elementos aristados en estas acumulaciones. Es por ello, que desde el punto de vista cronológico, pensemos que estas acumulaciones no han coincidido con las fases climáticas que generaron las «groizes» y otros derrubios de ladera, sino que son posteriores.

Efectivamente, durante la fase fría (würm) una gran cantidad de materiales liberados por las vertientes se alojarían en el fondo de los valles; estos elementos detríticos cegarían en parte los conductos kársticos interceptando los drenajes profundos, que poco a poco se irían haciendo cada vez más superficiales. Sin embargo, y a pesar del descenso del nivel de base general originado por la regresión del mar, el fondo de los valles no conoció ninguna disección vigorosa; al contrario, la cantidad enorme de materiales coluviales sobrepasaba la capacidad de evacuación de los drenajes superficiales y así, paulatinamente se fue encumbrando en el fondo del valle con los productos gelivados que le llegaban desde las laderas. Posteriormente, conforme se fueron retirando los fríos y las vertientes comenzaron a fitoestabilizarse, las aguas superficiales retocaron con cierta intensidad todo este material acumulado en el fondo del valle y desalojaron aguas abajo parte del conjunto detrítico. El débil encajamiento de los cauces sobre la llanura de fondo de valle aconteció conforme se generalizaba en las vertientes el dominio de la biotaxia, a la vez que se destaponaban los rellenos conductos kársticos.

En el momento actual, en las zonas altas donde afloran las calizas karstificables, los drenajes han vuelto a ser predominantemente hipogeos y en superficie aparecen una serie de amplios cauces y con gran cantidad de material detrítico, a los que hemos aplicado el nombre de «ramblas kársticas». Sólo con ocasión de fuertes trombas de agua, estos cauces pueden funcionar merced a un drenaje cuyas aguas no han podido ser totalmente incorporadas en profundidad. Sin embargo, su eficacia morfológica es muy reducida. En los otros tramos, donde predominan las calizas margosas u otros grupos litológicos no kársticos, los drenajes son superficiales, aunque con caudales moderados.

c) Algunas consideraciones sobre los glaciares

Resulta un tanto paradójico en el País Vasco-Cantábrico, la presencia de formas geomorfológicas como los glaciares y relacionadas con fases semi-áridas de los tiempos villafranquienses.

Decimos paradójica por varias cuestiones que nos han extrañado y llamado la atención. Efectivamente, aunque las condiciones morfoclimáticas y pedogené-

ticas de los tiempos villafranquienses, están lejos de ser bien conocidas, en Europa parecen existir dos fases: una con climas más cálidos y húmedos que en el actual, con características muy similares a las que reinan hoy en el norte de Portugal; la otra fase, parece denunciar climas más rigurosos, posiblemente con períodos fríos y secos. En la meseta castellana, los mencionados momentos de sequedad parecen estar bien representados y así, a este momento podrían asimilarse una serie de acumulaciones más o menos extensas, que han recibido el nombre de rañas; aunque algunos autores (Muñoz y Asensio, 1975) opinan que parte del material que integra estas formaciones fanglomeráticas fue liberado por procesos fríos, como la gelifración. Lógicamente, los posibles glaciares villafranquienses del País Vasco deberían estar relacionados genéticamente con esta fase de aridez, que aconteció en el centro de la Península y favorecida por las condiciones fuertemente continentales de las tierras de la región castellana.

Sin embargo, en el caso del País Vasco no nos parece muy aventurado sugerir, que una zona situada a menos de 40 km en línea recta con el mar, no haya podido siquiera disponer de unas precipitaciones suficientes para permitir el desarrollo de una mínima cubierta vegetal, que impidiera el desarrollo y evolución de los glaciares.

También resulta extraña la situación de este villafranquiense en el País Vasco en relación con su contexto litológico. Así, en Francia, la localización de formas y acumulaciones villafranquienses está íntimamente vinculada a la litología. En las zonas calizas de aquél país, por ejemplo, se advierten muy escasos restos de este período debido a que esta litología es muy poco resistente a los climas morfogenéticos fríos y muy sensible a la alteración que se desarrolla durante los momentos cálidos: la gran cantidad de crisis climáticas que han tenido que soportar los afloramientos calizos a todo lo largo del Cuaternario, han determinado en Francia, la exigüedad de restos villafranquienses en el mundo calizo. Pero incluso, en zonas graníticas y gneísicas, los restos son también escasos debido a la profunda y muy intensa alteración que estos materiales han sufrido durante los largos tiempos interglaciares. Tan solo, en las proximidades de los relieves paleozoicos, con litologías duras y resistentes se advierten testigos de edad villafranquiense.

El mismo comentario puede hacerse con respecto a los villafranquienses sitios en el centro de la meseta española. A pesar de no haber sufrido la brutal alteración química, que se ha desarrollado en Europa durante los períodos interglaciares (la meseta castellana ha estado sometida a climas de predominancia

seca o mediterránea), la situación de los retazos villafranquienses está también controlada por un hecho estructural: la litología. Efectivamente, las acumulaciones de este período en la meseta se adosan exclusivamente sobre los relieves hercínicos donde afloran materiales cuarcíticos, altamente resistentes a la erosión; los restos son muy escasos y generalmente en forma de huecos de corrosión rellenos de arcillas polifásicas y algo de fauna: los restos villafranquienses en el Sistema Ibérico se van a relacionar con las topografías cuarcíticas hercínianas que emergen por encima de la potente cobertera calcárea mesozoico-paleógena.

Ante esta situación comparativa, nos encontramos bibliográficamente en el País Vasco una abundante cantidad de restos villafranquienses desarrollados sobre litologías tan frágiles como flysch, areniscas argilitas, etc., y con los agravantes de que, desde el punto de vista climático, la influencia oceánica ha debido favorecer las acciones de alteración, y que desde el punto de vista geomorfológico, la incisión fluvial y la proximidad al nivel del mar no hayan desmantelado totalmente los glaciares villafranquienses; pero es que además, algunas descripciones nos sugieren el error de considerar de tal edad los restos encontrados en el País Vasco y así se puede leer «... la amplitud y la perfección de las formas de los glaciares...» (Santana, 1976, pág. 136). Esta interpretación implica que la dinámica de las vertientes, a pesar de las crisis climáticas glaciares que se invocan para el País Vasco, no han tenido ninguna eficacia durante todo el transcurso del Cuaternario.

Por último, los segmentos finales de los glaciares detríticos considerados por Hazera* se sitúan colgados a tan sólo 25 m sobre el cauce actual de los ríos; lo que significaría que a pesar de su proximidad lineal (40 km) y altimétrica (+ 135 m) al mar y a pesar de los momentos de regresión marina concomitantes de los períodos glaciares, estos cauces apenas han incidido su lecho a lo largo de todo el Cuaternario.

* (Hazera, op citado, pp 272, 1968). «En amont, par contre, c'est au centre d'une cuvette presque parfaite qu'est située la ville d'Elorrio. Le cours d'eau y ont le dispositif rayonnant qui a retenu ailleurs notre attention et qui évoque une étape de la morphogénèse avec niveau de base local situé au centre de la cuvette. Il est donc probable que celle-ci eût été modelée par un système d'érosion de type semi-aride. L'existence de formations grossières, du type des laves boueuses, conservées en interfluvium, en apporte une preuve de plus. Le dépôt de Cenita, perché à 25 ou 30 m d'altitude relative par rapport au centre de la dépression, est la plus facile à observer, grâce à la coupe qu'en donne la route de Mendraca. Il s'agit de débris gréseuse anguleuse et de tous calibres emballés dans des argiles fauves. Leur nature montre qu'ils ne viennent pas de loin et le faciès de l'ensemble confirme qu'ils n'ont été transportés que sur une courte distance. Le déversement ne devait être que sporadique, car le dispositif en étoile est presque parfait».

(pág. 273)... «Les cônes de déjection etagés pre-glaciaire et glaciaire d'Abadiano et de Mendiola.

Une partie des matériaux provenant de l'amont ont été déposés en éventail au sortir du défilé d'Acharte. La route qui réunit Acharte à Abadiano permet d'observer sur une distance d'environ un kilomètre, une coupe de gros cône, ainsi construit. Il s'agit encore d'un mélange de blocs aux crêtes arrondies, de pavés moins volumineux et de galets bien roulés. Le tout est emballé dans une abondante matrice argilo-sableuse jaune-vif. Le désordre dans lequel ont été déposés tous ces matériaux indique que le transport s'est fait en milieu peu liquide et qu'il s'agissait donc, probablement, d'une lave torrentielle.

... On retrouve donc, dans ce secteur les restes de trois étapes de l'évolution morphogénétique. Le gros cône ancien correspond à une époque d'érosion brutale, agissant par à coups, probablement liée à une semi-aridité empêchant la végétation de s'installer. Le chenal principal, rectiligne, correspond à de forts écoulements liquides, qui doivent être ceux du régime nival qui a dû régner ici à l'époque glaciaire. Quant au lit mineur, il semble, au premier abord, être le résultat du creusement actuel».

5) ADDENDA

Después de finalizado este trabajo, un grupo local (Ligarte, Luxio; Aguirre, G.) interesado en temas arqueológico-etnográficos y colaborador de la S.C. Aranzadi, ha encontrado durante una prospección realizada en el depósito fluvial de Osinurdin (Zubillaga), ciertos materiales de sílex labrado que miembros de la sección de Prehistoria de la S.C. Aranzadi han determinado como pertenecientes al Paleolítico sup. (con las reservas de rigor y sin más precisiones por el momento, dado lo escaso del material hallado).

La sedimentología general del depósito es similar a los ya descritos en el trabajo (Kastillokoa, n.º 1; Zulueta, n.º 2; Etxa-luze, n.º 3). Se trata de un N.A.F. (nivel de acumulación fluvial de fondo de valle, con una disposición de tipo «vrac»). Posee una potencia,

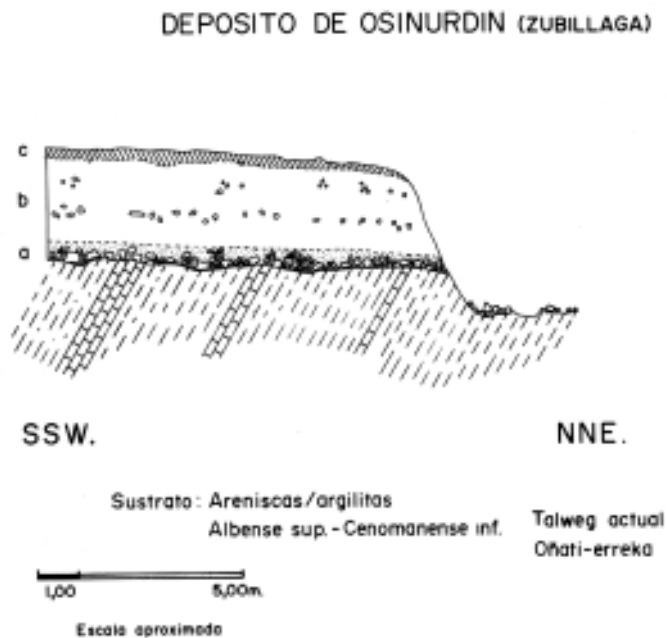


Fig. 7. Corte del depósito detrítico Cuaternario situado en la vega actual del río Oñate en Osinurdin (Zubillaga).

en el punto prospectado, de 2,50 m aproximadamente; un análisis sedimentológico muy somero, nos ha proporcionado los siguientes datos: (Fig. 7).

- a) Nivel inferior, potencia 0,50 m. Compuesto por cantos y bloques de arenisca (80%) bastante redondeados (centilo 0,40 m) y argilitas (15 %) matriz arenoso-limosa. Heterometría muy marcada. Material en general bastante fresco.

En este nivel se halló el material de sílex.

- b) Nivel superior, potencia 2,00 m. No se ha diferenciado en detalle. Escasos cantos de arenisca y argilita, matriz abundante limo-arenosa.
- c) Suelo de fondo de valle (Acrisol órtico). Potencia aproximada 0,25 m.

Por el momento mantenemos la duda al especificar si el material de sílex hallado es parte de un depósito o yacimiento de industria lítica cuaternaria al aire libre, «in situ», o bien se trata de material de arrastre fluvial, como el resto de los materiales; puesto que todo este depósito ha sido removido recientemente por motivo de obras.

En el caso de aceptar la primera hipótesis, este hallazgo carece de interés para nosotros dado que no nos puede aportar evidencias de fijación cronológica para el depósito, salvo su posible adscripción a una fase anterior al Paleolítico sup. (o su correspondiente cronología geomorfológica).

En otro caso podemos realizar una investigación (sedimentología, micro-mamíferos, otras técnicas...) tendente a obtener datos de origen, cronología más precisa, etc. Con la adscripción de esta industria a una probable cronología (Paleolítico sup., 35.000-12.000 BP), en el campo geomorfológico podríamos incluirlo como un depósito correspondiente a la fase Tardiglacial, lo cual estaría de acuerdo con lo que especifican ciertos autores para depósitos similares en sus áreas respectivas vecinas a la nuestra (Viers, G. 1960; Santana, R., 1966). La datación es ciertamente imprecisa, pero de todos modos puede servirnos de gran ayuda dado el estado de los conocimientos sobre el tema.

Sobre las zonas de aporte de los materiales poco podemos decir. Evidentemente los materiales inventariados (areniscas, argilitas) provienen de la zona baja del valle (aportes coluviales, arrastres fluviales); sin embargo, hasta el momento, todos los hallazgos de industria humana cuaternaria de la zona se han realizado en el interior de la zona calcárea (Sierra de Aloña-Aizkorri, Cuesta de Orkatzategui, valle del río Aránzazu), y la litología del depósito no aporta ningún material calizo. En realidad esta constatación no nos aclara nada con respecto al origen del material, ya que

TABLA IV

LITOLÓGIA-GRANULOMETRÍA DE LOS ARRASTRES FLUVIALES ACTUALES

(Cantos > 20 cm.)

ESTACION	LITOLÓGIA				GRANULOMETRÍA (cm.)					
	C	A	Arg.	CM	C		A		CM	
	%				B	c	B	c	B	c
1	83	17			49	100	39	86		
2	65	35			33	75	38	70		
3	12	88			29	40	52	65		
4	4	96			26	26	30	45		
5	2	95	3		25	26	32	111		
6	-	87	-	13	-	-	42	115	48	85

ESTACIONES

1.- Molino de Urejeola, 295 m.s.n.m.	Anantazu erreka.
2.- Molino de Urejeola, 285 m.s.n.m.	Anantazu erreka.
3.- Alburdiaga 250 m.s.n.m.	Anantazu erreka.
4.- Usako 230 m.s.n.m.	Anantazu erreka.
5.- Ansolopetegui 200 m.s.n.m.	Oñati erreka.
6.- Aumategi 190 m.s.n.m.	Oñati erreka.

LITOLÓGIA

C = calizas
A = areniscas
Arg. = argilitas
CM = calizas margosas

GRANULOMETRÍA

B = tamaño medio de la "B"
c = centilo

las investigaciones sedimentológicas sobre aluviones actuales en el río Aránzazu-río Oñati (realizadas en el transcurso del trabajo) nos han demostrado que la carga de litología caliza de estos ríos desaparece rápidamente aguas abajo, a la salida de la zona caliza (ver Tabla IV) y que prácticamente deja de existir en la estación de Ansolopetegui (aguas arriba de Osinurdirin). En todo caso la dinámica del arrastre fluvial actual es de escasa importancia, los cantos y bloques de cierto tamaño, sólo se ponen en movimiento durante las crecidas anuales; a ello hay que añadir el hecho de que los aportes laterales de los coluviones tienen cierta importancia en la cuantificación de la carga del río (ver cuadro: cambio de litología y granulometría en la estación de Aumategi).

En consecuencia, el material de arrastre fluvial es mixto: coluvial/aluvial (aportación lineal-lateral) con un origen muy problemático de dirimir: río Olabarrieta, río Ubao, río Aránzazu (aunque los materiales calizos no sean visibles por problemas de dinámica fluvial, disolución del material...), es decir de toda la cuenca del río Oñati. La adscripción concreta del material del depósito a su zona de origen, es por el momento, una tarea difícil de abordar.

SUMMARY

Quaternary detritic sedimentary accumulations in the Oñati (Gipuzcoa) River Valley

An intensive research, localization and sedimentary analysis of Quaternary detritic sediments has been performed on a previously defined area that constitutes a hidrographic basin (Oñati river basin: Deba river head).

Different accumulations have been catalogued: coluvium, fluvials, periglaciales... only superficial ones have been considered, leaving out the sediments situated in the caves.

The purpose of this study is to provide information nearly available to attempt the reconstruction of the Quaternary morphogenic evolution in that region.

RESUMEN

En este trabajo se ha comenzado por definir un espacio centrado en una cuenca hidrográfica (cuenca del río Oñati: cabecera del río Deba), y sobre él se ha llevado a cabo una investigación intensiva de búsqueda, localización y análisis sedimentológico de depósitos detríticos Cuaternarios.

Se han catalogado varias docenas de depósitos de todo tipo: coluviones, fluviales, periglaciales...: teniéndose sólo en cuenta los depósitos superficiales, dejando de lado los que se hallan en el interior de cuevas.

El objetivo que se pretende es el de aportar información que pueda ser utilizada en un próximo futuro, para tratar de reconstruir la evolución morfogenética del Cuaternario en nuestra región.

LABURPENA

Lanhontanlurraldeberezi bat (Oñati-errekaarroa, Debahibaiaren arrobura) aukeratu dugu, bertan Kuaternarioar detritiko jalkinei buruz azterketa sakon bat egiteko asmoz.

Ahalegindu gara tegi guztiak katalogatu, lekutu eta analisatzen. Dena dela, airean dauden tegiak eduki dugu kontuan bakarrik, besteak, kobetakoak etab., bastertuz oraingoz.

Gure asmoa hau izan da: hemendik ateratzen den informazioa, geroxeago, Kuaternarioko bilakaera morfodinamiko aztertze baliagarri izan dadin, prestatu eta zuzendu.

BIBLIOGRAFIA

ALONSO, F. & UGARTE, F.

1981— Algunos aspectos geomorfológicos del karst de Katabera. Sierra de Aizkorri. *Lurralde*, 41-49. San Sebastián.

ASENSIO AMOR, I.

1971— Fenómenos periglaciales en la zona litoral galaico-astórica. *Estudios Geográficos* 122, 113-118. Madrid

1974.— Contribución al estudio de acciones periglaciales en el límite galaico-astur. *Bol. Inst. Est. Asturianos*, 83, 805-809 Oviedo.

1975— Morfología del frente costero en el límite galaico-astur. *Bol. Inst. Est. Asturianos*, 84-85, 347-357. Oviedo.

AUBOUIN, J.

1973— Précis de Ghomorphologie. Tome III. Tectonique, Morphologie, Globe Terrestre. Dunod. Paris.

BEAUDET, G

1976— Les relations des cônes rocheux et des aplanissements partiels avec les niveaux de base. *Bull. Assoc. Géographie Française* 438, 277-281. Paris.

FEUILLEE P. & RAT, P.

(Sin fecha)— Structures et paléogéographies Pyrénée-Cantabrique. Tiré a part de «Histoire structurale du Golfe de Gascogne». Editions Technip. Paris.

GALLART, E.

1977— Los glaciares: problemas de nomenclatura, clasificación y génesis (estudio bibliográfico). *Acta Geol. Hispánica* 12, 2-17 Barcelona.

GRUPO ESPELEOLOGICO VIZCAINO.

1971— Observaciones preliminares sobre el Macizo kárstico de Itxina. Macizo del Gorbea (Vizcaya). *Kobie* 3, 9-56. Bilbao.

GUILCHER, A.

1955— La plage ancienne de la Franca (Asturies). *Comptes Rendus. Academie Sciences Paris* 241. 1603-1605. Paris.

1972— La plage ancienne de Castro-Urdiales (Santander. Espagne) et son intérêt morphologique. *Norois* 74, 365-367. Brest

GUILLIEN, Y.

1974— Grèzes, loess, groizes entre Manche et Méditerranée. *Notes et Comptes Rendus* «Groupe de travail regionalisation du périglaciaire», 39-43. Strasbourg.

HAZERA, J.

1968— La région de Bilbao et son arrière pays. *Munibe* 20. 3-358 San Sebastián.

1964— Les glaciaires du Valle de Mena et l'évolution morphologique du Sud-ouest de Bilbao. *Rev. Geogr. Pyr. et S.O.*, 35, 67-84, Toulouse.

1957— Contribution de la morphologie à un essai de chronologie relative du Quaternaire aux confins Biscaya-Burgos. *Inqua*. Résumés de communications, 76-77. Madrid.

KOPP, K.O.

1965— Limite de la neige perpetua y clima de la época glaciaire würmiense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra). *Munibe* 17, 3-20. San Sebastián.

KORNPROBST, P & RAT, P.

1967— Premiers résultats d'une étude géologique et paléoclimatique du remplissage paléolithique moyen et supérieur de la grotte de Lezetxiki (Mondragón. Guipúzcoa). *Munibe* 19, 247-260. San Sebastián.

LOPEZ BERMUDEZ, F.

1973— La vega alta del Segura. Tesis Doctoral. Universidad de Murcia. 288.

LLOPISLLADO, N.

1955— Los depósitos de la Costa Cantábrica entre los cabos Busto y Vidio (Asturias). *Ispeleon* 6, 333-347. Oviedo.

MARTINEZ ALVAREZ, J.A.

1961— Datos sobre los depósitos coluvionares de la zona oriental y costera de Asturias. *Speleon* 12, 73-83. Oviedo.

1965— Datos sobre las formaciones periglaciares de la zona montañosa del occidente de Asturias. *Notas y Comunicaciones del IGME*, 78 85-92. Madrid.

1965— Consideraciones sobre la influencia periglaciara en el modeladokárstico de Asturias. *Notas y Comunicaciones del IGME*, 79 187-189. Madrid.

MARY, G.

1972— Le quaternaire du cap de Escarrodoiro (Luarca-Asturias-Espagne). *Brevioria Geol. Asturica*, 4 53-56. Oviedo.

1974— Phase climatique périglaciaire tardive sur la côte asturienne. *Brevioria Geol. Asturica*, 6, 25-28. Oviedo

MUÑOZ, J. & ASENSIO AMOR, I

1975— Los depósitos de raña en el borde noroccidental de los Montes de Toledo. *Estudios Geográficos*, 140-141, 779-806. Madrid.

NONN, H

1966— Les régions cotières de la Galice (Espagne). Etude morphologique. Thèse Strasbourg. Les Belles Lettres. Paris.

NONN, H. & TRICART, J

1960— Etude d'une formation périglaciaire ancienne en Galice (Espagne). *Bulletin Societe Geol. Francaise*, 1, 41-44. Paris.

RAT, P.

1959— Les pays Cretacés Basco-cantabriques. P.U.F. Université de Dijon. Thèse Fac. de Sciences.

RAT, P. & FLOQUET, M.

197 Un exemple d'interrelation entre socle, peléogéographis et structure dans l'arc Pyrénéen Basque: La Sierra d'Aralar. *Revue de Geographie Phys. et Geologie Dynamique*, XVII, 497-512. Paris.

RAMIREZDELPOZO, J.

1973— Síntesis geológica de la Provincia de Alava. Caja de Ahorros Municipal de Vitoria. Vitoria 66.

ROSELLO VERGER, V.M.

1975— Lon canchales de montaña calcárea y los factores termoclásticos. *Actas II Reunión Nac. Grupo Español Trabajos Cuaternario*: 223-235. Jaca.

SANTANA AGUILAR, R

1966— Géomorphologie des bassins de la Bidasoa et de l'Urumea Thèse Institut Géographie. Université de Bordeaux, 162.

TRICART, J. & CAILLEUX, A.

1967— Le modelé des régions périglaciaires. *S.E.D.E.S.*, Paris, 512

TRICART, J. & RAYNAL R. & BESANCON J.

1972— Cônes rocheux pédiments, glaciés. *Annuaire Geographie* 43 1-24. Paris.

UGARTE, F.M

1982— La geomorfología en el Valle de Oñati (Guipúzcoa). Tesina. Dpto. de Geografía. Universidad Autónoma. Madrid. 237.

VIERS, G

1960— Le relief des Pyrénées Occidentales et de leur piémont Thèse Université de Bordeaux E Privat Edit Toulouse, 604



Foto 1. Depósito n.º 2 ZULUETA. Acumulación en «vrac» de origen fluvial.



Foto 2. Deposito n.º 6. SAN LORENZO.



Foto 3. MIRUERREKA, depósito n.º 7, coluvión sobre argilitas y areniscas.

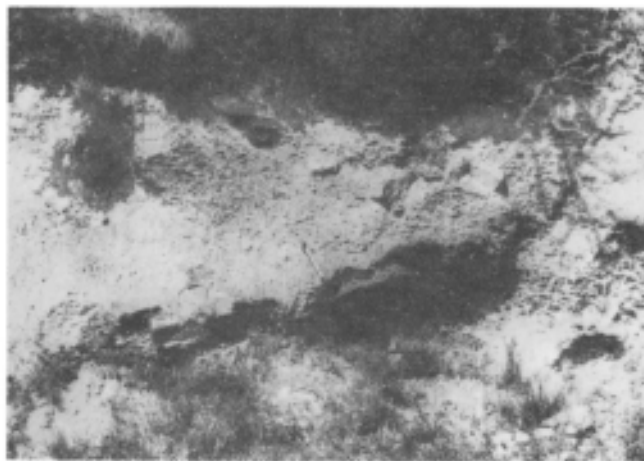


Foto 4. KORTAKO GAIN, acumulación de «groizes» y «grèzes».



Foto 5. OTADUI. Depósito n.º 8, coluvión de pie-de-monte.