

Límite de la nieve perpetua y clima de la época glaciario Wurmense en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa, Navarra)

(Estudios sobre la glaciación cuaternaria en España, I)

por Karl-Otto Kopp, Munich

(Dedicado al Prof. Dr. Paul Schmidt-Thomé)

Traducción de la obra: Schneegrenze und Klima der Würmeiszeit an der baskischen Küste (Studien zur eiszeitlichen Vergletscherung in Spanien I) von Karl-Otto Kopp, München. Mit 4 Abbildungen im Text. Herrn Prof. Paul Schmidt-Thomé gewidmet). Traducción de J. G. de Llerena.

(Advertencia del traductor: como este estudio se refiere principalmente a la glaciación de la Sierra de Aralar he modificado su título, que en el original puede inducir a error).

PROLOGO DEL TRADUCTOR

El año 1948, en el Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural y con el título «¿Huellas del glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra)?» publiqué una breve comunicación en donde atribuía dudosamente algunos aspectos del terreno, sobre todo del profundo y largo valle de Arritzaga, a una glaciación cuaternaria. Entre otros de estos aspectos del terreno que me parecían de origen glaciario, están las hoyas de excavación en la roca que el Dr. Kopp ha reconocido in situ en el Balerdi-ko-aitze y que nos presenta la magnífica foto de la fig. 7; además, el valle en U y los depósitos morrenicos del barranco de Arritzaga. Eran bien escasos los datos recogidos que yo estimaba más probables, pero que creí suficientes para redactar la nota, aunque, recordando las determinaciones de Penck, Obermaier y Carandell y las mías propias sobre el límite inferior de las nieves perpetuas durante el cuaternario en la Península Ibérica, que excluían la posibilidad de hallarse en su dominio la Sierra de Aralar, los consideré dudosos en espera de ampliar más tarde mis observaciones, propósito que no pudo llevarse a cabo.

Durante mi estancia en Munich en marzo de 1962, el Dr. Kopp, profesor ayudante del Instituto Geológico de la Escuela Técnica Superior, que dirige el Prof. Paul Schmidt-Thomé, me mostró un bloque de caliza negra de superficie pulida y con evidentes estrías que lo hacían suponer procedente de un depósito glaciario. Mi sorpresa y satisfacción fueron grandes al saber el sitio de su hallazgo. Las fotos, perfiles y datos mostrados por el Dr. Kopp no dejaban ya lugar a la duda por mi expresada en la nota de 1948 y hacían ver la importancia adquirida por el glaciario cuaternario en la Sierra de Aralar. Por su parte el Prof. Schmidt-Thomé me informó sobre sus investigaciones de glaciario del año 1940, en

diversos puntos de la Península; entre ellos se hallaba la región luego estudiada por el Dr. Kopp.

Son importantes, por su interés general, las deducciones climatológicas que el autor del presente trabajo expone a continuación de las páginas dedicadas a la Sierra de Aralar, por lo que estimo oportuna la traducción completa de él que aquí queda impresa.

Joaquín Gómez de Llerena

Museo Nacional de Ciencias Naturales

MADRID-6

RESUMEN

Se describen las huellas del glaciario cuaternario de la Sierra de Aralar (Guipúzcoa-Navarra), en donde la morrena terminal de un glaciario de valle de la época wurmense, de una longitud comprendida entre 4 y 5 km. y con cantos netamente estriados, descendió hasta los 825 metros de altitud actual. El límite climático de la nieve perpetua se hallaba entonces a los 1050 metros de altitud; en la época actual se halla, teóricamente, a los 2400 metros. En la vertiente noreste de la Sierra, encima de Azcárate, otra morrena terminal, de edad desconocida, se encuentra a los 460 metros de altitud. Los factores locales: exposición, sequedad estival y un máximo matutino de la nubosidad diurna, hicieron descender el límite de las nieves perpetuas hasta los 650 metros de altitud, es decir a 400 metros por debajo del límite climático general de entonces antes señalado, constituyéndose un glaciario de 1700 metros de longitud.

Las temperaturas mensuales medias de la región de San Sebastián, en la costa cantábrica, durante el período glaciario han debido oscilar entre 8° en verano y -5° en invierno. Respecto a las correspondientes de la época actual descendieron, según esto, 11 grados en verano y 12 a 13 en invierno.

no. La cantidad de precipitaciones atmosféricas durante el wurmiense, utilizando el método propuesto por A. Klein (1953), se redujo a los 2/3 de la obtenida para la actual. La distribución anual de ellas, lo mismo que la presión y los vientos no han debido ser muy diferentes de los registrados actualmente.

PROLOGO

En los años 1940 y siguientes, P. Schmidt-Thomé, que entonces estaba dedicado a investigar la extensión del glaciario cuaternario en la Península Ibérica, registró y cartografió numerosas huellas glaciares en distintos puntos del norte, noroeste y centro del país. La mayor parte de sus trabajos se perdió durante la última guerra mundial y quedó, por tanto, sin publicar. Aunque ya, en el congreso de la INQUA celebrado en Madrid el año 1957 se expusieron algunos de los resultados obtenidos en aquellos años, la mayor parte de ellos quedó no obstante, sin publicar o sin investigar de modo suficiente. Como estos estudios glaciológicos ofrecen interesantes consecuencias de carácter geológico y climatológico en los problemas del cuaternario hispánico, nos proponemos completarlos con las investigaciones que, comenzadas en el otoño de 1961, presentamos ahora en este trabajo y con los que han de realizarse en lo sucesivo, agrupándolos bajo el título «Estudios sobre la glaciación cuaternaria en España».

La morrena descrita en el capítulo A 2, situada en el interior de la Sierra de Aralar fue hallada y cartografiada por P. Schmidt-Thomé, en los años 1940 y 1943. De sus anotaciones, que yo vi una vez terminado mi manuscrito, se deducen las siguientes conclusiones:

una morrena terminal (con garganta labrada en la roca de la pared del valle y con cantos estriados entre sus depósitos) y con una pendiente de 10 a 15% desciende por el barranco de Arritzaga hasta 75 metros por debajo de la chavola de la mina de cobre allí existente, o sea hasta casi la altitud de 800 metros.

Se constituyó un glaciar de valle, que con una longitud de 2 y 1/2 kilómetros, y un espesor de bastante más de 100 metros, ocupaba una artesa de erosión glacial (exaración) de una anchura superior a los 200 metros y terminaba al borde de un escarpado muro de caliza eocretácica. El límite de las nieves perpetuas de aquella época lo calculaba Schmidt-Thomé en los 1100 metros de altitud. Independientemente y sin citar la morrena * Gómez

* (Copio unas líneas de la página 260 de mi trabajo citado por el autor: «Este modelado especial en U, no siempre fácil de distinguir del que tiene la meteorización diferencial, se presenta evidente en otros valles de la Sierra; asimismo, aparecen pequeños circos de aspecto glacial, como se observa en los alrededores del Txindoki (1348). Menos claras son las características morrenas, tanto en los valles como en los circos, aunque podamos considerar como restos de ellas las que aparecen en la fuente de Pardelus». Nota del traductor)

de Llarena (1948) anotó la existencia de un valle en U situado 4 kilómetros por encima de ella (fig. 8). Una investigación posterior que por mi parte hice en 1961 me condujo a descubrir, o mejor dicho, a interpretar como depósitos glaciares las acumulaciones detríticas de Azcárate (Capítulo A 3).

El profesor Schmidt-Thomé me ha estimulado a emprender mis reconocimientos glaciológicos en la Sierra de Aralar favoreciendo del modo más generoso su realización. A él dedico el presente trabajo como la expresión de mi agradecimiento.

Al Dr. A. Baumgartner, del Instituto Meteorológico de la Universidad de Munich agradezco las acertadas correcciones que ha hecho en la parte climatológica de mi estudio. Al Prof. Dr. H. Flohn (Bonn) y al Dr. Kaiser (Colonia) agradezco las observaciones críticas e indicaciones que me han hecho. Finalmente, a la Compañía Petrolífera Ibérica agradezco el permiso para publicar partes de los resultados cartográficos obtenidos en sus concesiones.

A. HUELLAS GLACIARES EN LA CORDILLERA CANTABRICA

1. Datos generales sobre la Sierra de Aralar

En la acantilada costa vasca, el mar, penetrando tierra adentro, decapita los valles fluviales situados a considerable altitud (G. de Llarena 1960). Las corrientes de agua de edad reciente se despeñan al llegar a la costa, capturan en su tramo superior las cabeceras de los afluentes de la altiplanicie tributarios del Ebro, pertenecientes a las provincias de Santander, Vizcaya y Guipúzcoa y hacen retroceder la divisoria de aguas cantábrico-mediterránea, que actualmente queda de la costa actual a distancias comprendidas entre 20 y 40 kilómetros. G. Wagner (1960) publica buenas ilustraciones de estos episodios desarrollados en la divisoria de aguas.

La divisoria de aguas no coincide, sin embargo, con un límite definido en el clima ni con el que se reconoce al observar la densidad de la red fluvial a uno y otro lado de aquélla. En cambio, en donde, por excepción, la zona de mayor nubosidad y pluviosidad pasa al otro lado de la divisoria, se ve que va acompañada también por el aumento de la red fluvial. Resulta así que esta red fluvial no es solamente un fenómeno derivado de la erosión fluvial remontante, que retrocede de norte a sur, ni depende tampoco solamente de la permeabilidad del terreno sino que, en primer lugar, se halla condicionada por la pluviosidad.

Todavía se pueden reconocer los restos de la antigua altiplanicie, de sus crestas y niveles de cumbres, desparramados entre los valles labrados por la erosión, regresiva de los ríos cantábricos. Tales restos se encuentran al sur de San Sebastián a una altitud de 600 a 700 metros y pasan a un nivel de drenaje que en suave pendiente se inclina

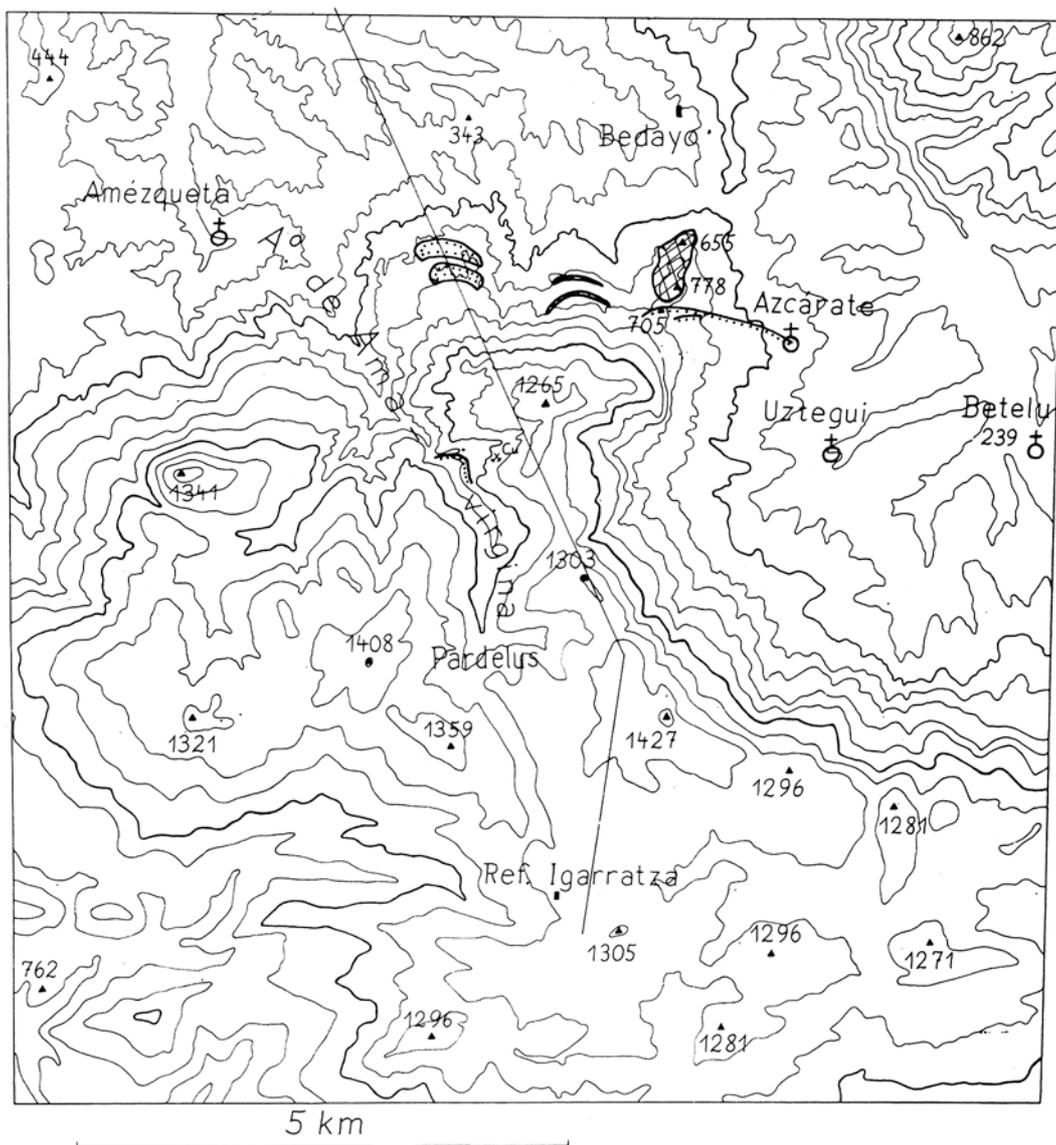


Fig. 1.—Esquema topográfico de las elevaciones mayores de la Sierra de Aralar, según el mapa español a escala 1:50000, que salvo las situadas al oeste del barranco de Arritzaga (arroyo de Amavirgina) tiene algunos errores.

Puntos y líneas llenas: morrenas y acumulaciones de bloques, de origen nival
 Rayas cruzadas: masa caliza de Urrukoaitza

al sureste, el cual, al otro lado de la divisoria de Albizu (617 m), al sureste de Betelu, aún conserva formas anchas y maduras de valle. Sobre esta altiplanicie se alzan macizos de rocas calizas resistentes a la denudación, más frecuentes en la parte sur que en la parte norte. Uno de estos macizos es la Sierra de Aralar, situada a 40 kilómetros al sur de San Sebastián, en donde se destaca como la mayor y más alta elevación erguida sobre la superficie de los 700 metros. En conjunto, constituye una meseta de 6 a 12 kilómetros de anchura, de media comprendida entre los 800 y los 1000 metros de altitud por el sureste y entre los 1100 y 1300 por el noroeste, de superficie carstificada y en la cual so-

bresalen todavía crestas y graderías de estratos con alturas de hasta 120 metros (cumbre del Aralar: Iru-mugarrieta 1427 m. de altitud).

Asimétrica, como su estructura tectónica, es la sección transversal de esta montaña (Figs. 1, 2). Las calizas jurásicas y eocretácicas constituyen la vertiente ancha y poca inclinada hacia el sur mientras que hacia el norte se presenta un acantilado talud, incluso en parte con sus estratos volcados tectónicamente. El flanco norte sólo en su lado oeste muestra completa la serie estratigráfica, en tanto que por el lado oriental se conserva únicamente una estrecha banda de caliza urgoaptiense. Un repentino aumento del espesor de esta caliza así como la pre-

sentación de los restantes miembros estratigráficos por el lado oeste hace que se destaque con fuerte relieve sobre su contorno una meseta caliza que a modo de balcón o mirador sobresale por la parte norte (fig. 1). Aquí es donde se encuentran los precipicios más grandes de la Sierra, orientados hacia el noroeste, norte y noreste. Los pilares de este mirador, formados por calizas urgoaptienses puestas de pie, son el Txindoky (1341 m) por el noroeste y el Balekdikoaitze (1265 m) por el noroeste. Las huellas glaciares, unas se encuentran en el «barranco de Arritzaga» (en el mapa topográfico a escala 1:50000: «Arroyo de Amavirgina») y otras en la vertiente noreste del Balerdikoaitze, en Azcárate (fig. 1).

2. BARRANCO DE ARRITZAGA

a. Descripción

El valle o barranco de Arritzaga (arroyo de Amavirgina) es el acceso más corto para subir desde el antepaís, situado a muy poca altitud (190 m) hasta las elevadas superficies de la Sierra de Aralar. El curso del valle se compone de varios segmentos de caracteres desiguales, cada uno de los cuales posee un perfil longitudinal propio, separado de los contiguos por una ruptura de pendiente (fig. 2).

1. El segmento más alto es un valle seco y carsificado, labrado en las calizas del dogger y del malm, poco inclinadas. Comprende desde el refugio de Igaratza (1282 m. de altitud) hasta la fuente de Pardelus (1020 m). Su perfil longitudinal está lejos aun de mostrarse equilibrado y, aunque atenuado, revela la estructura estratigráfica en gradería, que

tiene la altiplanicie, LLARENA señala la existencia del perfil transverso en U (1948, lám. 21). Se comprueba, en efecto, que lo mismo el perfil longitudinal que el transversal de este segmento del valle no se han originado por la erosión lineal. Las torcas han rebajado irregularmente el fondo del valle (LLARENA 1948, fig. 2).

2. El segmento siguiente comienza inmediatamente debajo de la fuente de Pardelus en la desembocadura de un arroyo de la vertiente derecha, en donde el valle entra en las arcillas y calizas arcillosas del liásico. Los estratos impermeables del liás y del neocomiense, forman el suelo de este segmento, en el que las vertientes se abren para constituir un ensanchamiento del valle, sólo alterado por el asomo de aristas calizas del dogger y del malm, levantadas hasta la vertical. En el fondo de este ensanchamiento del valle, la fuerte erosión fluvial ha excavado un típico perfil en V del valle (LLARENA, 1948, lám. 21 y fig. 1) y su correspondiente perfil longitudinal de equilibrio.

3. Al entrar el valle en la caliza urgoniana (820 m), el perfil longitudinal se dobla bruscamente hacia abajo y se ahonda penetrando casi rectilíneo en la caliza y en el cono de deyección acumulado delante de ésta. De la misma manera, el extremo superior del perfil en V del segmento 2 se continúa en la caliza, en donde ha labrado aplanamientos en las laderas del valle, que se continúan hasta llegar al pie de la montaña, en donde se alcanzan pequeñas acumulaciones detríticas de bloques, de contorno arqueado si es que la erosión regresiva del arroyo de Bedayo no las ha alcanzado aún.

4. Al pie del cono de deyección, en Amézqueta (200 m) comienza el curso inferior del arroyo de

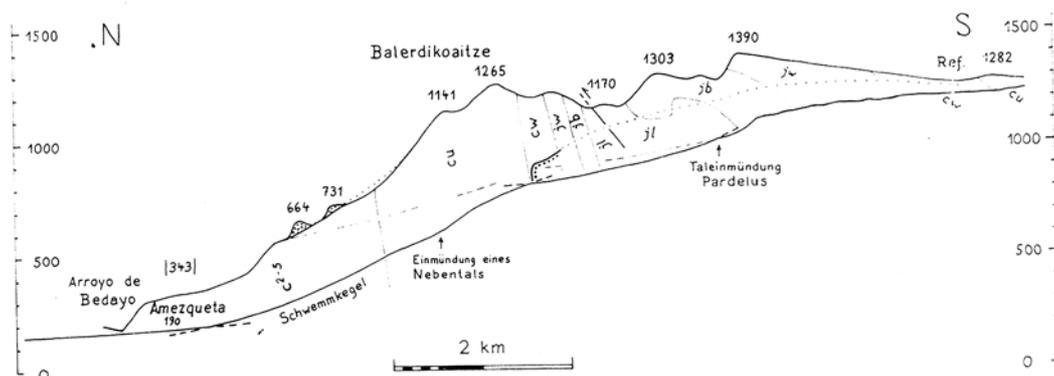


Fig. 2.—Barranco de Arritzaga: Corte geológico y perfil longitudinal del barranco. Aumentados 2 y media veces, por cuya razón los espesores de los estratos y los ángulos de buzamiento están desigualmente distorsionados. Para señalar los puntos de contacto de dos segmentos contiguos del perfil longitudinal, se han prolongado virtualmente aquéllos por líneas de trazos. Punteado fino: superficie del glaciar en su fase de máxima potencia. Punteado grueso: cordones de bloques $c^{2.5} + =$ pizarras albienses y cenomanenses. cu = caliza urgoaptiense con intercalaciones de margas calizas. cw = pizarras oscuras, algo calizas del neocomiense «sensu lato», jw = calizas fétidas y veteadas del malm. jb = calizas silíceas grises y margas calizas del dogger. jl = arcillas oscuras y calizas arcillosas liásicas; en la base, con dolomías y grauwacas del infralías.

Fig. 2.—En la figura misma: Taleinmündung = entrada al valle Pardelus
Einmündung eines Nebentales = entrada a un valle afluente
Schwemmkegel = cono de deyección

Amavirgina, cuyo perfil longitudinal tendido y ya equilibrado, corresponde al marcado por su nivel de base en el río Oria. Este segmento final se ha abierto en las pizarras arcillosas y arenosas del albiense y cenomanense.

En el segmento segundo, sobre la cresta de caliza del malm de la ladera oriental del valle y a la altitud de 970 metros, se conserva una morrena terminal. A unos 20 a 40 metros del extremo superior del valle en V, esta morrena, formando un arco, se dirige hacia las casas destinadas a la vivienda del personal de la mina de cobre y forma aquí un aplanamiento en forma de hoya a la altitud de 900 metros, limpiamente limitada por la pared caliza (fig. 3). Aquí tuerce hacia poniente y se adosa al flanco sur del resalto más bajo de la caliza urgoaptiense y a la altitud de 825 metros, a sólo cinco metros sobre el arroyo, llega casi a alcanzar el fondo de la entalladura del valle en V. A partir de los 900

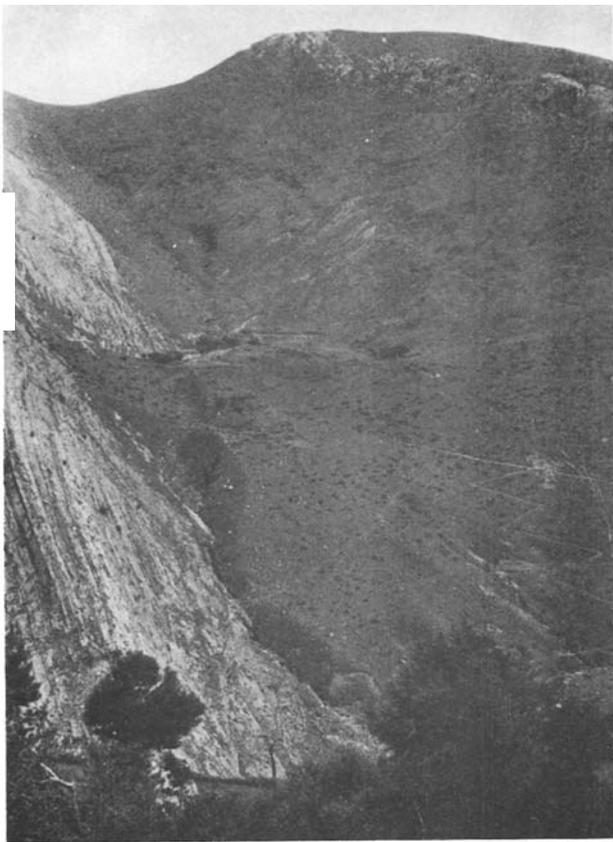


Fig. 3.—Barranco de Arritzaga, desde un punto situado a los 920 metros de altitud. A la derecha arriba, calizas del malm. A la izquierda abajo, asomo más bajo de la caliza urgoaptiense. La morrena cruza de una pared a la otra a mitad de altura de la foto. En la hoya que se divisa detrás de la morrena, está la casa de la mina (900 m. alt.) entre árboles. A la izquierda se ve la cárcava abierta en la morrena; la flecha señala el punto en donde se hallan tres cantos estriados; la estriación mira hacia el observador.

Fot. Kopp

m. el pequeño regato que desagua la hoya abierta en las blandas margas neocomienses de la ladera oriental ya no sigue por el centro del valle, que en cambio utilizan los zigzags de la senda (visibles en la fig. 3) sino que se encaja entre la morrena y la pared caliza labrando una cárcava en donde mantiene vivo el escarpe abierto por su actividad excavadora en los materiales de la primera. La reducida cantidad de agua que actualmente corre por este regato cuando llueve no guarda proporción alguna con las dimensiones de la cárcava por él creada.

Este muro morrénico, de 15 metros de alto, que muestra intacta su composición detrítica, contiene cantos gruesos y pequeños procedentes de las calizas urgonianas (claras) y jurásicas (oscuras). Como signo clásico de su acumulación morrénica, aparecen sin clasificar, mezclados y revueltos los de distinto origen y tamaño, en general unos ligeramente desgastados, otros bien redondeados y trabados flojamente por un cemento calcáreo-arcilloso. En varios sitios existen cantos estriados; uno de 23 centímetros de largo, hallado a los 870 metros (fig. 4, indicado por la flecha) se conserva en el Instituto Geológico de la Escuela Técnica Superior de Munich. La estriación muestra en todos el sentido de este a oeste hacia el valle principal.

En su parte inferior, la morrena está recubierta por un manto de barro, con cantos empastados, en parte ya meteorizada. Esta cubierta llega hacia arriba hasta la altitud de los 900 metros.

b. Interpretación

De lo escrito en el capítulo anterior se deduce que en el barranco de Arritzaga se constituyó un glaciar de valle de 4 a 5 kilómetros de longitud, que descendía hasta los 825 metros de altitud. Si el espolón de caliza urgoaptiense que partiendo del Balerdikoaizte hacia el oeste no hubiera detenido su lengua colaborando así en la licuación del hielo con la fuerte irradiación solar del mediodía (como se evidencia por la excavación torrencial que ha creado la garganta entre la pared caliza y la masa detrítica de la morrena, de 5 metros de hondura) es posible que el glaciar hubiera llegado a mayor distancia valle abajo. La lengua ha debido tener un espesor de 100 a 200 metros.

La morrena rellena el valle preglaciar así como el pequeño valle en V, abierto en su misma masa posteriormente. Al pie de esta morrena terminal, el fondo del valle está labrado por la erosión fluvial en una distancia de sólo cinco metros pero es posible que valle arriba, la erosión postglaciar haya alcanzado mayor altura. Según esto, suponemos que el glaciar se ha constituido durante el último período de glaciación (es decir en el wurmiense).

Si, con LLARENA (1948) admitiéramos que el valle en V por debajo de Pardelus es más reciente que el valle en U del segmento situado por encima



Fig. 4.—Otra fotografía de la morrena del valle de Arritzaga. Una senda parte del paredón calizo de la izquierda y cruza a media altura la morrena. La flecha señala el mismo punto que en la foto 3

Fot. Kopp

de los 1100 metros de altitud, tendríamos que deducir, de este último dato, que habría existido otra glaciación, anterior a la que ocupó también el vallejo fluvial en V. Sin embargo, no tenemos ningún fundamento decisivo para admitir esta hipótesis puesto que este último vallejo cercano a la fuente de Pardelus ha podido constituirse anteriormente, alcanzando su extremo superior la zona cárstica de las calizas jurásicas del dogger y del malm y conservándose luego oculto bajo el hielo de la lengua glaciar.

Si el glaciar ha dejado sus huellas sobre la altiplanicie de la montaña, la intensa labor de la meteorización cárstica iniciada poco después de su desaparición las ha destruido. La cuenca de la constitución de la neviza generadora de la masa glaciar, debía estar comprendida entre Aldaón (1411), Irumugarrieta (1427), Pardarri (1397), Gambo (1415) y refugio de Igaratza. Por debajo de Igaratza es posible que existiera una transfluencia del glaciar que salvando un puerto de cerca de 1200 metros de altitud, descendiese hacia el oeste. Esta última suposición nos lleva a pensar en una divisoria glaciar que marcará el límite zaguero de la masa de hielo y que desbordaría hacia el norte de este puerto. La altitud máxima que llegara a tener tal divisoria no ha debido pasar de los 1280 metros. Si el extremo inferior de la lengua glaciar no se hubiera ido liquidando en su camino valle abajo, podría haber descendido hasta la altitud de los 700 metros. A juzgar por la altura media que debía tener la superficie del

glaciar, que lo mismo que el fondo del valle era más llana arriba que abajo (fig. 2). estimamos situado el límite de la nieve perpetua a la altitud de unos 1500 metros. Tal altitud parece ajustarse al límite climático de la nieve perpetua porque este glaciar se ha constituido en un sitio poco favorable para su formación, ya que no se encuentra zona de sombra y con mayor nivación ni tampoco se halla expuesta al lado meridional de la montaña, a sotavento.

3. AZCARATE

a. Descripción

Al pie de la escarpada vertiente norte del Balerdi-koaitze (1265 m. alt.), el límite entre la caliza urgoaitense y las pizarras oscuras del albiense-cenomanense se encuentra a altitudes comprendidas entre los 700 y los 800 metros. Delante de esta vertiente se extiende una rampa hacia la cual converge el fondo más antiguo del barranco de Arritzaga hasta alcanzar apenas la altitud de los 600 metros. Su prolongación ha sido destruida por la erosión regresiva del arroyo Bedayo (fig 2). Los restos de esta rampa que han quedado intactos muestran en dos sitios (fig. 1, 2), en cada uno de ellos, dos masas detriticas, una detrás de la otra, de forma arqueada, anchas pero de configuración desigual y compuestas por la acumulación de escombros calizos, constituidos por cantos y bloques de diverso tamaño de caliza

urgoaptiense fuertemente cementados entre sí unos con otros. Por delante, estas masas muestran un frente escarpado; por su lado interior, más tendido. Entre ellas y una escasa corona de escombros adosada a la pared caliza del Balerdikoaitze, apenas aparecen más bloques esparcidos sobre las pizarras del albiense.

El extremo oriental de la rampa está formado por la Peña de Urreagaña (Urreako-aitza), macizo rocoso largo de 800 metros denorte a sur y 300 de ancho de este a oeste. Está constituido por caliza urgoaptiense, cruzada por finas grietas y reducida a menudos fragmentos en su base. Las altitudes sucesivas que anotamos de sus crestas nos dan las cifras de sur a norte: 778, 772, 665, 646 metros. Su base se hundió en el mismo sentido, de 750 a 580 metros. Con una altura de 120 metros, esta masa caliza flota como una escama de corrimiento sobre el substrato formado por las pizarras mesocretácicas, como ya dice LAMARE (1936, pág. 407). Una depresión de unos 400 metros de anchura, formada en las pizarras a los 705 metros de altitud (urdilleco-lepoa), separa esta peña del saliente calizo noreste del Balerdikoaitze, cuyo límite superior tuerce bruscamente hacia el sur y forma un abrupto cantil orientado hacia el estenoreste y este. Por encima de este cantil a las altitudes de 850 y 1050 metros, al pie de la cumbre del Balerdi aparecen dos hoyas semicirculares talladas en la roca viva a las altitudes

de 850 y 1050 metros respectivamente que, de seguro, modeladas tan regularmente, no han sido creadas por la erosión linear del agua corriente (fig. 7). Balerdikoaitze y Urreako-aitza, con sus paredes acantiladas, coronan un inclinado talud de pizarras, tapizado por los brezos y hierbas, que con una pendiente de unos 12 grados desciende hacia el circo de Betelu y desde aquí y con mayor rapidez por el sur (Uztegui, 300 m. alt.) que por el norte (Azcárate 350 y más metros alt.) vuelve a levantarse. La exposición a levante y la sombra del Balerdikoaitze le quitan diariamente a Azcárate varias horas de sol vespertino. Por el collado de la cota 705 (Urdilleco-lepoa), durante el año entero, sopla el viento, cualquiera que sea el rumbo que trae, como si fuera a través de un tubo o caña de vidrio y lo hace así el lugar más frío y ventoso de toda la región.

Al oeste de este collado, separándose de los acantilados de la pared norte del Balerdikoaitze se destaca un cordón de escombros, que desciende oblicuamente la pendiente y se dirige hacia el collado, dividiéndose aquí en dos partes desiguales. La más al sur, de menor longitud, rellena una profunda hoya redonda, excavada en la pizarra (es decir, no es una torca cástica), que tiene unos 100 metros de diámetro y no posee desagüe lateral. El cordón de escombros que la rodea por el oeste tiene una altura de 30 a 50 metros y por el norte, de 15 a 20. El borde oriental de la hoya lo constituye la



Fig. 5.—Vista del cordón principal de bloques, que parte del collado 705 (Urdilleco-lepoa), y ocupa la mitad izquierda de la foto. A la izquierda del todo, cubierta en parte por la vegetación, se inicia la rama norte del Balerdikoaitze, al pie de la cual se divisa el bosquecillo citado en la pág. 10. Al fondo, a la derecha, la cima más meridional de Urreakoaitza. En primer término, a la derecha loma de pizarras, sin bloques, sobre la cual yace el cordón morrénico de bloques. Más a la izquierda, delante en primer término izquierda, cárcava de paredes escarpadas, sin agua corriente, que lleva el mismo rumbo que el cordón morrénico.

pizarra in situ con una altura de 7 a 10 metros. En la fig. 5, a la izquierda asoma un bosquecillo de hayas, que albergado en el fondo de la hoya, prospera bien protegido contra el viento. Unos 150 metros más allá, hacia el este, cruza la pendiente un segundo cordón de escombros, también oblicuamente, pero con rumbo noreste, en dirección hacia la continuación del cordón principal, se dobla, adosándose a él, se dirige hacia el este y termina poco después extendiéndose en forma de lengua ancha, cubierta de vegetación (Campo de bloques II).

El cordón principal de bloques o escombros parte del collado Urdilleco-lepoa, a unos 300 a 400 metros al este de él, con rumbo oriental, desciende por la pendiente y tuerce luego unos 105 grados hacia el estsureste. En la fig. 5 se ve en perspectiva la parte inferior de este cordón y el lugar de cambio de rumbo. Entre el cordón detrítico y la lengua del campo de bloques II antes citado, de menor altitud, se encuentra una garganta de hasta 6 metros de honda, sin agua corriente, cuya sección transversal por debajo del campo de bloques se hace asimétrica: observamos que con sus dos flancos, escarpado el del lado sur y tendido el del lado norte, esta garganta reproduce el desigual perfil transverso del espolón de pizarra sobre el cual se ha depositado el cordón principal de bloques. La superficie de la pizarra, que asoma en la fig. 5 inmediatamente a la derecha del observador y del arbolito del primer término, forma más allá de la estacada del segundo término, la vertiente que asciende suavemente desde el fondo del valle visible al fondo y alcanza aquí varios metros más de altura que al sur del cordón de bloques, en donde no aflora ya en la garganta; esto nos permite deducir que en este sitio, la pizarra buza con mayor rapidez hacia el sur. A la espalda del observador, en el interior de Azcárate, el cordón de bloques se dobla en forma de arco hacia el sureste y termina, bajo la iglesia, a los 460 metros de altitud, después de haber alcanzado una longitud de 1700 metros. En caso de haber existido una continuación de este cordón, ha debido quedar destruida por la erosión regresiva de fecha reciente, procedente del circo de Betelu. Las casas y tapias de

huertas cruzan este cordón y demuestran así su estabilidad.

El cordón principal de bloques que parte del Urdilleko-lepoa sólo sigue la máxima pendiente en un trayecto de 300 a 400 metros de largo. Por debajo de la inflexión vista en la fig. 5 tuerce cada vez más hacia el sur.

Lo mismo uno que otro de estos cordones están compuestos exclusivamente por bloques de caliza urgoaptiense de los más distintos tamaños y formas y de su disgregación procede el escombros intercalado entre ellos. Faltan aquí los componentes arcillosos y arenosos. En cambio, un cemento puramente calcáreo mantiene sólidamente trabados entre sí los bloques. Los de tamaño superior a los ocho metros cúbicos se encuentran, sobre todo, en el collado 705 y en caóticos montones a su pie. No existe ordenación alguna en ningún sitio. En un lado aparece sólo bloques ciclópeos mientras en otro faltan; al extremo inferior vuelven a aparecer en la iglesia de Azcárate pero siempre y en variables proporciones se encuentran entremezclados con ellos los componentes de menor tamaño.

Los cordones de bloques quedan bruscamente limitados por el norte. Las laderas de pizarra in situ están recubiertas únicamente por una delgada película fangosa y ni un solo canto de caliza se ve sobre ella (fig. 5, a la derecha del arbolillo del primer término). Su límite meridional, si bien, claramente destacado morfológicamente, no se define por su constitución litológica. Los fragmentos de caliza aparecen dispersos sobre el ángulo sureste del espolón de pizarras que llega hasta Azcárate, salvo en los sitios en que ha sido alcanzado ya por la erosión fluvial regresiva de época posterior. Estos restos calizos son de pequeño tamaño y están más sueltos que los más de mayor volumen de los cordones detríticos y, a su vez, quedan empastados en un barro gris fuertemente cementado. En uno de estos bloques, de 80 cm. de largo, situado a unos 30 metros de la última casa del camino que, partiendo de la iglesia de Azcárate, sube exactamente hacia el oeste, a la altitud de 480 metros, se ve una superficie de 40 x 20 centímetros pulimentada y ligeramente

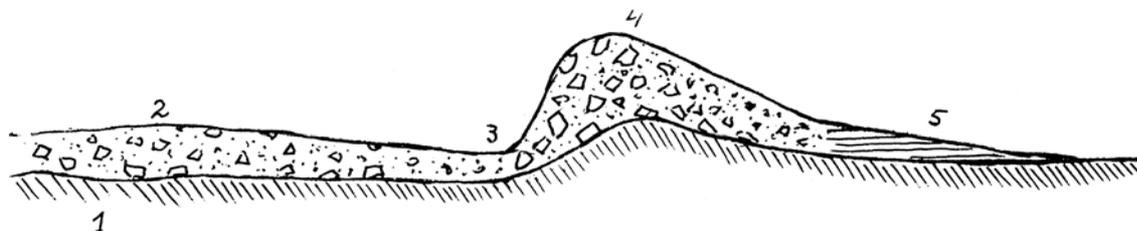


Fig. 6

- 1 pizarra, cuya superficie ha sido limada por el glaciar cuaternario.
- 2 Morrena de fondo.
- 3 Regata excavada por la acción erosiva con agua de fusión del glaciar.
- 4 Morrena, constituida por bloques esquinados y cantos menudos y gravas de caliza urgoniana, acumulados en típica disposición caótica glaciar.
- 5 depósitos arcillosos.

cóncava y con estrias gruesas, que partiendo del centro divergen hacia los bordes en forma de abanico orientado hacia el noreste.

b. Interpretación

P. LAMARE (1936, pág. 407) considera, muy plausiblemente, como grandes argayos y deslizamientos (*grands éboulements et glissements*) lo mismo la masa caliza de Urreacoaitza que los cordones de cantos y bloques que en forma arqueada aparecen situados al oeste de ella. Sin embargo, no me satisface por entero tal explicación, ya que una masa de caliza de más de cinco millones de metros cúbicos que se haya deslizado más de 1200 metros sobre una superficie de 20 grados de inclinación a lo sumo sin quedar convertida en un montón de escombros, es difícil de admitir mientras no se suponga la existencia de una materia deslizante que hubiera facilitado el transporte pendiente abajo. Asimismo, tampoco es fácil suponer que los campos de nieve formados al pie de la vertiente norte del Balerdikoaitze, en colaboración con el clima nival en el cual la roca quedara sometida a la acción alternante de la fusión y refusión del hielo, hayan facilitado el resbalamiento, sobre su helada superficie, de estos cordones de bloques. Exponemos a continuación nuestro criterio, sobre este problema.

El cordón de bloques de Gurdillo-ko-lepoa (Urdille-co-lepoa, collado 705), que desciende hasta Azcárate, lo describe LAMARE (loc. cit. fig. 285 y pág. 407) como una corriente de bloques («*coulée de blocs*»). Casi todos los autores consideran las co-

rrientes de bloques como formaciones debidas a fenómenos de solifluxión bajo un clima nival periglaciario, en donde los bloques se deslizan por la pendiente por muy ínfima que ésta sea merced a la tierra fluida sobre la cual reposan (H. WEBER 1958, pág. 195, 294/50). Indirectamente, podría servir este modo de interpretarlo para suponer la existencia de una glaciación de montaña. Por mi parte únicamente considero como corriente de bloques el segmento inferior que en forma de lengua se abre en el cordón pequeño, situado al sur, descrito antes. En este lugar es donde, por su forma, se parece a la de una lengua glaciar aplanada y muestra su frente de contorno convexo, típico de las corrientes de bloques (H. WEBER. loc. cit.; H. JACKLI 1957, páginas 41-46; E. K. Gerben 1959, páginas 197-98). Por el contrario, el segmento superior de este cordón y la mayor parte del cordón principal tienen forma alargada, a veces con crestas en su parte media y no siguen, como sería lógico, la pendiente máxima si sólo fueran guiadas por la acción de la gravedad. Aun admitiendo que los caracteres litológicos pudieran explicarse por el fenómeno de la solifluxión, en cambio, los argumentos morfológicos nos hablan en favor de la acción directa del glaciar.

Los vientos procedentes de los rumbos entre el oeste y el norte, portadores de nieve, al quedar encajados entre la pared norte del Balerdikoaitze y Urreacoaitza se veían obligados a pasar a toda prisa el collado de Urdille-co-lepoa. Una vez traspuesto el collado, al perder presión, el viento se desprendería de la carga de nieve, acumulándose ésta en forma de cornisas o bandas que por tal circunstancia



Fig. 7.—El Balerdikoaitze visto por su flanco noreste. Las sombras acentúan la forma de hoyos o circos tallados en la roca viva por la labor abrasiva de los pequeños glaciares aquí constituídos durante la época wurmiense

Fot. Kopp

han debido alcanzar mayor altura que los mantos de nieve depositados en campo abierto; en algunos puntos, tal vez llegarían a tener el doble del espesor de estos últimos. (En condiciones semejantes, hemos podido ver en la primavera de 1962 en la región de la morrena terminal de Starnberg —en el antepais alpino bávaro, a los 670 metros de altitud, que la nieve caída durante las tormentas de febrero, una vez terminado el periodo nival, sólo permanecían tres o cuatro días en las vertientes del norte mientras que en las situadas al este duraron tres semanas— hasta el 17 de abril). De modo semejante, han podido originarse acumulaciones de nieve en los pequeños circos de las paredes del Balerdikoaitze orientadas hacia el este y estenoreste, desde los cuales, se desplomarían aludes o saldrían lenguas de neviza, atacarían la pizarra al pie de la montaña y aumentarían las masas de nieve en la vertiente oriental del collado. La existencia de un pequeño glaciar procedente de esta nieve la razonamos como sigue: los bloques amontonados que aquí vemos no han podido deslizarse sobre su superficie sueltos o en grupos inconexos sino que formarían una barrera homogénea, alta y estrecha. Por delante de esta barrera morrénica asoma ahora la superficie del substrato pizarroso a más altura que detrás de ella, en un punto en donde ya no era alcanzada por la erosión fluvial del arroyo periférico de fusión glaciar resultante de un primer estadio de retroceso; en este sitio se constituyó una pequeña depresión terminal al pie del glaciar, cuyo borde detritico se conserva.

El barro procedente de esta barrera o cordón

morrénico fue disgregado durante la fase de máxima glaciación, depositándose por delante de la barrera. En el interior de ésta quedaron, en cambio, trabados los bloques con el cemento barroso formando así la morrena de fondo.

Las estriaciones antes señaladas (pág. 11) en el camino del collado a Azcárate no son resultantes de acciones tectónicas, es decir, no tienen el carácter de espejo de falla sino que son típicas de la labor de lima y pulimentado propias del glaciar, son testigos evidentes del empuje del hielo, que a la altitud de 480 metros se dirigía hacia el noreste. Según esto que acabamos de decir, la morrena terminal podría considerarse en parte como morrena lateral. Al sur de Azcárate, la erosión regresiva fluvial ha destruido ya los depósitos de la morrena derecha.

El límite superior del glaciar se hallaba hacia los 750 metros de altitud por el flanco del collado 705. Las escarpadas paredes que se alzan en derredor han contribuido menos que el viento a la acumulación de la nieve. Esto nos lleva a suponer que la zona de formación de la neviza, ha debido extenderse 700 metros más abajo; desde este punto ha salido la lengua glaciar, que con 1300 metros de longitud llega hasta la iglesia. El límite entre la zona glaciar y la de ablación —que aquí, naturalmente ya no corresponde al límite climático de la nieve perpetua— debía estar hacia los 650 metros de altitud.

La edad de la morrena de Azcárate es incierta. La buena conservación que presenta habla en favor de una fase glaciar wurmiense reciente; sin embargo, el cemento calcáreo que traba los bloques puede indicar una edad más antigua.



Fig. 8.—Barranco de Arritzaga. Al fondo, valle en U (glaciar), que se continúa en valle en V (fluvial) desde la fuente de Pardelus (1080 m.)

Fot. LLARENA 6 - 8 - 1945

4. Grupo de Castro Valnera

En 1962, F. LOTZE publica su trabajo sobre las glaciaciones pleistocenas del macizo de Valnera, (Castro Valnera) en las provincias de Santander y Burgos, distante 140 kilómetros al oeste de la Sierra de Aralar, de 300 metros más alta su cumbre y, asimismo, formando parte de la divisoria de aguas cantábrico-mediterránea. Existen aquí graderías de calizas urgoaptenses de gran espesor, que en la región de las nieves perpetuas cuaternarias llevan un rumbo norte-sur, tienen paredes escarpadas o acantiladas por el oeste y, en cambio, se tienden suavemente hacia el este. En las pizarras de Valnera, al lado oeste, se alzan las cimas hasta altitudes comprendidas entre los 1500 y 1707 metros; al lado este, el macizo de Lusa posee altitudes que apenas pasan de los 1500 metros. Entre ambos macizos, LOTZE ha reconocido las huellas de un campo de neviza, de 4 a 5 kilómetros de anchura y una extensión de más de 30 kilómetros cuadrados, en el cual se constituyó un casquete glaciar de 200 a 300 metros de espesor. Siguiendo el mismo rumbo estratigráfico de las capas, la masa principal del glaciar descendía hacia el sureste por el amplio valle del Trueba hasta cerca de donde está Espinosa de los Monteros, en donde aparecen cantos erráticos y morrenas. Esta corriente sustrajo una gran parte de la masa helada a los otros glaciares que a través de los portillos abiertos en las calizas, se abrían paso hacia el este y el oeste. Esta fue la causa de que dos de las lenguas glaciares del grupo de Lusa apenas salieran de su circo, quedando así reducidas a glaciares colgados. En cambio, el glaciar de Bustalveinte, aun sometido a iguales condiciones de exposición, pero con una cuenca de recepción autónoma, alcanzó un gran desarrollo, llevando sus morrenas 400 metros más abajo, incluso a menor altitud que la lengua del valle del Miera en el glaciar principal de Valnera, que, además de recibir mayor cantidad de nieve, se alimentaba del hielo procedente de circos adyacentes.

Estas y otras formaciones morrénicas llegan en esta región hasta los 600-550 metros de altitud. De estos datos deduce LOTZE para el límite de la nieve perpetua cuaternaria la altitud de 1000 a 1100 metros. Por la coincidencia de las cantidades actuales de precipitaciones atmosféricas en ambas regiones (Mapa de LAUTENSACH, 1951) no debe, por tanto, sorprendernos que en Castro Valnera fuera tan bajo el límite de la nieve perpetua como en la Sierra de Aralar.

LOTZE supone que todas las morrenas terminales por él estudiadas en Castro-Valnera que descienden por debajo de los 800 metros de altitud deben pertenecer a la glaciación risiense, mientras que las dos guirnaldas morrénicas del grupo de Lusa, de menor extensión, las atribuye al wurmiense porque solo descienden hasta los 950-1130 metros de altitud y además se conservan mejor sus depósitos (LOTZE, pág. 160). Considero dudosos estos resultados en

tanto no existan otros argumentos, sobre todo de orden estratigráfico, por las siguientes razones:

1. En ninguno de los valles glaciares descritos, señala LOTZE la presencia simultánea de los depósitos risienses y los wurmienses.

2. La diferente altitud de las morrenas terminales del grupo Lusa, aun cuando sean de la misma edad que las restantes (las figs. 3 y 7 de LOTZE parecen indicarla) queda suficientemente explicada por cuanto digo en líneas anteriores.

3. El río Miera, que en su curso inferior se ha encajado en estrecha garganta de paredes acantiladas, apenas muestra esta misma disposición en su curso superior por debajo del nivel del valle en U y de su correspondiente morrena (LOTZE, fig. 5).

4. El aspecto de formación reciente que tienen las morrenas es, en general, un medio poco seguro de atribuirles una determinada edad. A juzgar por la fig. 5, lámina III, la morrena lateral del Miera, se conserva muy entera y poco arrasada: la laguna de Brenascobar, originada por esta morrena, que le cierra su desagüe, (fig. 5) se halla aun libre de materiales detriticos. Si, no obstante, las morrenas del grupo de Lusa dan la impresión de ser más recientes que las demás, habría que contar con la posibilidad de que las formas morrénicas pequeñas y cortas conservan más fácilmente su aspecto reciente, sobre todo su mayor ángulo de inclinación, que las anchas y gruesas y que un glaciar lateral, de reducida extensión que traspone un collado como afluente de una masa grande de hielo se halla sometido a oscilaciones mucho menores por lo cual no reaccionan tan claramente como las lenguas glaciares de gran longitud. Según esto, las escarpadas lenguas glaciares del grupo de Lusa pueden haberse conservado más intactas en su estadio final que las de mayor longitud, acumulando así morrenas frontales de pendiente más pronunciada. Sobre este último punto, no puedo emitir juicio alguno, ya que no he visitado aquella región. En cambio creemos que las objeciones expuestas en los puntos 1 a 3 serían suficientes para atribuir la edad wurmiense a todas las huellas descritas y representadas gráficamente por LOTZE en la región de Castro Valnera.

B. Deducciones climatológicas

1. El valor del descenso del límite de la nieve perpetua

Como resultado de nuestros estudios vemos que el límite climático de la nieve perpetua del período wurmiense en la Sierra de Aralar está unos 400 metros más abajo que el resultante de la interpolación hecha con los datos obtenidos en la investigación del glaciario en otros macizos montañosos: Montes de Reinosa (HERNANDEZ-PACHECO 1944), Picos de Europa (OBERMAIER 1914) Pico de Ory (ALIMEN, FONTBOTE, SOLE SABARIS 1957). Pode-

mos preguntarnos: ¿ocurre lo mismo con el límite actual de la nieve perpetua, es decir en la época actual? ¿se encuentra perjudicada la región montañosa en donde se alza la Sierra de Aralar al compararla climatológicamente con sus congéneres de los Pirineos, Asturias, Burgos y Santander? Y por tanto ¿estaría aquí el límite inferior del bosque, como supone HERMES 1955, pág. 50. 600 a 800 metros más bajo?). O, finalmente: ¿estarían la sierra de Aralar y sus montañas contiguas sometidas durante la estación fría a condiciones especiales tan desfavorables que hicieran descender el límite de la nieve perpetua mucho más que en cualquier otra región?

Basándose en los datos obtenidos en los glaciares actuales, A. KLEIN (1953) deduce que en el noroeste, centro y suroeste de Europa, el límite de la nieve perpetua depende únicamente de la suma de las precipitaciones nivales anuales y del calor de fusión del verano. Según este autor, otros factores climáticos que influyen en la cantidad de hielo de un glaciar, tales como la irradiación solar, el albedo, la presión del vapor atmosférico, etc., están en la Europa central y occidental oceánica tan íntimamente ligados a los dos antes mencionados, que no necesitan ser considerados separadamente.

Sea h la altitud de la nieve perpetua expresada en cientos de metros, ΣT_+ la suma de temperaturas mensuales medias por encima de 0°C en el límite de la nieve perpetua y N_s la cantidad anual de nieve en milímetros caída en ese mismo límite, con lo que tendremos resumida en la siguiente ecuación el resultado obtenido por KLEIN

$$(1) \quad h - \frac{\Sigma T_+}{2,1} = 26,5 - \frac{N_s}{150}$$

Si en vez de ΣT_+ sólo se conoce la temperatura media del mes más cálido (**$T_{\text{máx.}}$**), según los datos de KLEIN, en la Europa central y occidental oceánica se puede sustituir ΣT_+ por $3 T_{\text{máx.}}$:

$$(2) \quad h - \frac{T_{\text{máx.}}}{0,7} = 26,5 - \frac{N_s}{150}$$

De estas relaciones entre distintos factores climáticos obtenidas empíricamente por KLEIN no conozco hasta ahora ninguna crítica negativa. Por lo que, cuanto a continuación decimos, nos sirve para comprobar su exactitud:

Conforme con la fórmula de KLEIN nos preguntamos: ¿a qué altitud se encuentra el límite actual de la nieve perpetua en la Sierra de Aralar? Como gradiente térmico vertical medio tomamos para el verano $0,5^\circ$ 100 m. (cuadro 4, línea 5). Como gradiente medio vertical de precipitaciones se ha tomado el 9% de la suma anual por cada cien metros en Santander. Según LAUTENSACH (1951), este valor es bastante mayor en los sitios bajos y menor en los

altos. Bajo tales supuestos, el límite de la nieve perpetua estaría hoy en la Sierra de Aralar a 2.400 metros de altitud y, por consiguiente, durante el período glacial wurmiense, habría descendido 1350 metros. Comparemos ahora estos datos con los obtenidos en el Pic du Midi (Pirineos franceses): límite actual de la nieve perpetua 2.800 metros; durante el wurmiense: 1.600 metros de altitud, es decir, que descendió 1.200 metros (KLEIN 1953). Deducimos de aquí, primero, que en la Sierra de Aralar, el límite actual de la nieve perpetua sería más bajo; y segundo, que en el wurmiense ha debido descender mucho más que en los Pirineos altos. Si en la época actual existen en la Sierra de Aralar condiciones climáticas desfavorables, parece evidente que a éstas podemos atribuir una acentuada influencia en el descenso del límite de la nieve perpetua. Entre las condiciones climáticas desfavorables no parece que se encuentre una diferencia térmica sensible entre la Sierra de Aralar y las regiones contiguas lo mismo del lado oriental que del occidental. Por el contrario, en los Pirineos occidentales y al oeste de éstos existe una zona de lluvias máximas (LAUTENSACH 1951) que, más que otros factores determinan una mayor densidad de la red fluvial, como ya decimos antes (pág. 4). Por tanto, deducimos de todo esto que las circunstancias climáticas desfavorables, al menos en la época actual, se deben a la exposición de la Sierra de Aralar frente a los vientos procedentes del oeste.

Si con este intento de estimar por extrapolación la situación del límite de la nieve perpetua a altitudes grandes teóricas no lográramos eliminar toda clase de dudas, las reflexiones siguientes, independientes de este primer resultado, nos servirán para determinar las altitudes y reducir el campo de los errores cometidos.

2. Temperaturas y precipitaciones atmosféricas en San Sebastián.

¿En qué grado puede el hallazgo geológico obtenido por las investigaciones glaciológicas en la Sierra de Aralar completar o modificar las ideas ahora reinantes sobre el clima cuaternario de la región vasca?

Interpretando e interpolando debidamente los datos antiguos, tendremos para las temperaturas medias del wurmiense en San Sebastián, resultados aplicables también a las regiones más o menos alejadas de este punto, como muestra el cuadro siguiente núm. 1.

Cuadro número 1

Temperaturas medias, en grados centígrados, de San Sebastián durante la fase de máxima glaciación wurmiense, según varios autores

Autor		Año	Enero	Julio
POSER	1948	8	+3	13
KLUTE	1951	3	—6'5	12,5
BUDEL	1951	no existen datos		10,5
KLEIN	1953	± 0		
KAISSER	1960	o todavía inferior		

Mi propio ensayo reconstructivo se desarrolla como sigue:

1. El límite nórdico del bosque, según BUDEL (1953) se encuentra bastante más abajo del que hasta este año citado se suponía, esto es, en las cuencas del Ebro y Duero. Por tanto, en la costa cantábrica ha debido ser **T_{máx.} < 10°**.

En el norte de la Península Ibérica no cabe esperar desviaciones importantes del límite del bosque respecto a la isoterma de julio de 10,° como en cambio ocurre en regiones de régimen oceánico o continental extremos, y que además, apenas influirían, al otro lado de la divisoria climática cantábrica sobre los cálculos antes anotados.

2. Los cálculos de la media anual para San Sebastián muestran la tendencia a descender, a juzgar por los datos registrados por los observatorios del suroeste y centro de Francia, de año en año más abundantes. La reciente evaluación (carta de K. KAISER completando su dato: —2° en Burdeos, 1960) tiene en cuenta la mayor parte de los datos últimamente obtenidos y nos sirve de punto de partida de las reflexiones que siguen. Si con WEISCHET (1954, pág. 106-110) se concede una menor importancia a los fenómenos del suelo helado permanente en su relación con la temperatura anual, podremos aceptar una media anual de algo más de 0°.

3. La amplitud anual de la media mensual es actualmente de 11,7° y no ha debido ser mucho mayor durante el período glacial merced a la propiedad compensadora del cercano mar. No obstante, podríamos admitir un pequeño aumento de la amplitud. Los años excepcionalmente fríos de la época actual, que según FLOHN (1952) sirven de modelo para la circulación atmosférica del cuaternario, nos enseñan que en los climas oceánicos no tropicales, las temperaturas anuales acostumbra a descender con mayor intensidad que las del verano, porque estas últimas se mantienen con un cierto valor debido a la insolación. En general, en Europa los descensos de la temperatura invernal de la época glacial muestran cifras mayores en invierno que en verano (WOLDS-TEDT 1961, pág. 319). Por tanto veremos que el clima se hizo más continental en el cuaternario. Basándome en estas reflexiones, estimo la oscilación anual del clima Wurmense en San Sebastián de 13 a 14°

4. Un ejemplo comparativo reciente en el cual se cumplen las condiciones 1 a 3 no lo ofrece la Laponia septentrional. El curso anual de la temperatura en Vardö (Cuadro 4, líneas 2 y 3) podría representar con cierta aproximación el de la época glacial en San Sebastián (acaso serían más bajas las temperaturas estivales). La curva térmica diaria no la podemos utilizar en esta comparación porque tanto la duración de la irradiación solar como el ángulo de su incidencia con el suelo son muy distintos de una a otra localidad. A la menor irradiación solar de Laponia corresponde una menor suma de precipitaciones (Cuadro 4, línea 6) con lo cual, el límite de la nieve perpetua se encuentra a la misma altitud en ambos casos. Igualmente, la temperatura asciende con mayor intensidad lo mismo en Vardö que en San Sebastián hacia el interior del país, (NUSSBAUM y GIGAX 1953, AHLMANN 1933, 1948) debido a que en ambos casos, una cordillera paralela a la costa y cercana a ella separa la estrecha faja litoral oceánica de un país interior de rudo carácter continental. Los vientos portadores de agua de la época glacial soplaban en Guipúzcoa lo mismo que ahora en Laponia nórdica, aproximadamente paralelos a la costa (pág. 17) y Vardö tiene más o menos, el mismo ciclo anual de la distribución de las precipitaciones atmosféricas que San Sebastián. Mostrada por tales circunstancias climatológicas y fisiográficas la semejanza entre ambos países, en lo que a continuación decimos, nos seguirá siendo útil esta comparación entre Laponia y Guipúzcoa.

5. En los puntos 1 a 3 hemos valorado el curso de la temperatura durante el wurmiense. Los caminos seguidos para determinarlo son completamente independientes unos de otros y lo mismo respecto a las verificaciones que proponemos a continuación; esta verificación consiste en incluir en las comprobaciones de las fórmulas de KLEIN las temperaturas determinadas y ver si el resultado del cálculo de las precipitaciones concuerda con las otras ideas que hemos adquirido en la cuestión: o, si por el contrario, es necesario añadir otras magnitudes a la temperatura o a las precipitaciones para obtener resultados libres de objeciones siempre que por delante permanezca válida la regla de KLEIN (1953). Para ello incluimos como condiciones previas los gradientes barométricos o altitudinales de la temperatura y de la precipitación, valores que no están ligados al lugar sino que son típicos de las masas atmosféricas (WEISCHET 1954, pág. 99). Por tal razón no debemos partir tanto de las condiciones actuales de Guipúzcoa (pág. 4 y cuadro 4, línea, 5) como de las que sea posible obtener del ejemplo lapón, pero con la limitación de que las inversiones térmicas del invierno han debido ser mucho más frecuentes en el cuaternario que ahora en la región guipuzcoana, fuertemente vallificada. Sin embargo, estas inversiones no son tan reiteradas en Guipúzcoa como en el país de fiordos de Alten, del cual proceden las mediciones de los gradientes barométricos y que ya muestran caracte-

res más continentales en el ciclo anual que en Vardö (cuadro 4 línea 4).

6. Si, sirviéndonos de las premisas antes indicadas (cuadro 4, líneas 2 a 5; t **wurmiense** San Sebastián. t **reciente** = Vardö) tratamos de valorar el ciclo térmico anual del límite de la nieve perpetua en la Sierra de Aralar, obtendremos los números de la primera columna del cuadro 2, que comparados con ejemplos actuales parecen aceptables. Desde luego, podrían corresponder mejor a las circunstancias más continentales que los anotados para San Sebastián en el punto 3 (pág. 15). Es posible que el error se deba al cálculo. O lo que sería más interesante que, en efecto, entonces reinarian condiciones continentales que determinaban el límite de la nieve perpetua en la región guipuzcoana y navarra de la Sierra de Aralar. El capítulo B 3 trata esta cuestión.

Cuadro 2

Temperaturas medias (°C) de los límites de la nieve perpetua wurmiense (1) y actuales (2-4)

(1)	(2)	(3)	(4)
Sierra de Aralar Wm 1050 m.	Por encima de Haldde (Laponia) 1100-1150 m.	Por debajo de Vassitjakko 1200m.	Cumbre del Sonnblick (Tauern, Austria) 3106 m.
Año—31/2 a —4	—4,4	—4,0	—6.4
Mes más cálido 4	7,0	4,3	+0,7
Mes más frío —9	—10,5	—11,0	—12,8
Amplitud 13	17,5	15,3	13,5

Fuentes bibliográficas y explicaciones del cuadro 2:

1. **Wm** = Máximo del wurmiense, período de la mayor extensión de las morrenas terminales de la Sierra de Aralar. Datos de nuestro propio texto.

2. Extrapolación lineal según **TW 2** (**TW** = Tabellenwerke = Cuadros numéricos, al final de la Bibliografía).

Posición de las estaciones, véanse explicaciones del cuadro 4 línea 4.

Límite de la nieve perpetua según AHLMANN 1948.

3. Vassitjakko: entre Narvik y Torneträsk, 1372 m. alt. Temperatura extrapolada linealmente según TROLL (1956, pág. 824) para Vassitjakko y los tomados de TW 6 para Abisko (Torneträsk 393 m.) junto al lago del mismo nombre en la frontera occidental de Suecia con Noruega. El límite de la nieve perpetua actual se encuentra en el pequeño glaciar Karsa,

de dos kilómetros cuadrados de extensión, a 17 km. al oeste de Abisko, que en los años de nevadas medias se encuentra a los 1200 metros de altitud (AHLMANN 1948, págs. 4,42,50).

4. La estación cimera del Sonnblick, según TROLL (1956) se encuentra a 250 metros por encima del límite actual de la nieve perpetua. Según WEISCHET (1954, pág. 101), la media anual queda un poco por encima de los —5. Los límites nivales de los climas más oceánicos tienen mayores altitudes medias anuales: Sântis 2505 m. (Suiza) y Zugspitze (2968 m. Alemania-Austria); —2,5° Pirineos (localidad no citada 2800 m.) y Escocia (localidad no citada) —1° (WEISCHET, loc. cit.).

7. Si se acepta el curso anual de la temperatura wurmiense obtenida en el punto 6 como aproximadamente correcto, tendríamos que según la ecuación (1) (pág. 14), en el límite de la nieve perpetua de entonces se habrían acumulado al año **Ns** = 3.000 milímetros de nieve. Si la distribución anual de las precipitaciones atmosféricas fuera la misma que la actual —aceptando previamente esta hipótesis, que, por lo demás apenas influye en el valor obtenido (véase más adelante),— el total de precipitaciones caídas (es decir, la lluvia también), expresado con el símbolo **N total** habría sido de 3.600 milímetros. Conformes con KLEIN (1953), consideramos como nieve las precipitaciones atmosféricas que caen mientras la temperatura media es inferior a +1° C.

Para deducir de aquí la cantidad total de precipitaciones **n total** para San Sebastián, necesitamos saber el gradiente medio de ellas durante el wurmiense. Según LAUTENSACH (1951, pág. 150) «el 10% del valor de la estación inferior» en no pocos casos sobradamente suficiente por cada 100 metros de ascensión, es a nuestro punto demasiado pequeño ya que en el cálculo daría cifras improbables de precipitaciones demasiado altas durante el wurmiense. Me parecen más aceptables los datos de los gradientes actuales de Laponia. Si también para aquí es valedera la fórmula de KLEIN, tales gradientes de los dos ejemplos lapones del cuadro 2 se encuentran, aproximadamente, en el 30% del valor de la estación inferior por cada 100 metros de ascenso. Aplicando este valor para el San Sebastián del wurmiense, nos da **n total** = 860 mm. de los cuales 2/3 serían de nieve. Creemos que este valor es muy admisible. Se ajusta a la idea que generalmente se tiene de una disminución de las precipitaciones del período glaciario en la Europa occidental en un 50 a 80% de la suma anual de ahora. El cuadro 3 muestra las variaciones del cálculo aplicando diferentes gradientes pero manteniendo siempre idéntica distribución anual de las precipitaciones. Pero incluso si, por el contrario, la curva de precipitaciones mostrase un máximo estival del mismo valor relativo por ejemplo, que el del máximo invernal actual, las sumas anuales wurmienses serían solamente 1/6 más altas, según esto tendríamos todavía valores aceptables dentro del campo de lo probable.

Cuadro 3

Suma de las precipitaciones wurmienses n total. deducida por el cálculo para San Sebastián aplicando diferentes gradientes barométricos (aumento de las precipitaciones referido a los valores medidos en la estación inferior) y temperatura estival $t_{max}=4^{\circ}C$ en el límite de la nieve perpetua

Gradiente barométrico %/100 m.	Precipitación total en mm.	en % de la actual
40	690	52
30	860	65
20	1160	82
15	1400	105

Resumiendo, de cuanto antecede deducimos los siguientes resultados:

En la costa vasca, durante el wurmiense había inviernos fríos, largos y bastante abundantes en nevadas. La disminución de temperatura respecto a la actual era, para San Sebastián, de 12 a 13 grados, si se tiene en cuenta la hipótesis de que el valor de las precipitaciones era el de los 2/3 del alcanzado actualmente. Es posible, sin embargo, que el fuerte descenso del límite nival del país guipuzcoano se deba a una mayor riqueza en precipitaciones más que a un aumento del frío, como se venía suponiendo. En efecto, la acumulación de la nieve aportada por los vientos procedentes de occidente debieron motivar que la formación de campos de neviza se hallara casi exclusivamente en las vertientes orientales de las montañas cantábricas (Azcarate, pág. 9; Castro Valnera, LOTZE 1962, pág. 162) y, tal como hasta ahora lo vemos comprobado, de preferencia allí donde las paredes acantiladas de las montañas miran hacia el oeste en vez de hacerlo, como es general, solamente hacia el norte. Como los glaciares cantábricos debido a su poca masa, podían seguir con más prontitud y fidelidad las variaciones climáticas que los grandes casquetes del norte de Europa, es decir, que alcanzaron su máxima extensión antes que estos últimos, deducimos que las morrenas terminales aquí descritas podrían pertenecer ya al wurmiense antiguo, que según WOLDSTEDT (1958, pág. 394) y BUTZER (1958) era húmedo y cálido en el ámbito mediterráneo, en tanto que la fase principal del wurmiense produjo un mayor aumento del frío (fenómenos de suelo helado en el suroeste de Francia) y una reducción de las precipitaciones atmosféricas. (Un ciclo frío de carácter semejante lo tenemos actualmente, a escala menor, en los inviernos influidos por factores continentales en los países litorales del norte del Mar Egeo (SCHULTZE 1937, Lit TW 5). Si esta hipótesis es acertada, para asegurarla necesitamos aumentar los datos de temperatura y precipitaciones de San Sebastián.

3. LA IMPORTANCIA DEL CLIMA FORMADO POR LA IRRADIACION SOLAR ESTIVAL

a. Nubosidad y ciclo de la irradiación solar

En el capítulo anterior vimos que basándonos en el límite climático de la nieve perpetua hallado a los 1050 metros de altitud, pudimos obtener valores más probables que los que hasta ahora había para el ciclo térmico anual y para la suma total de precipitaciones. Queda por preguntarnos si ha existido durante el wurmiense un máximo de sequedad estival comparable al actual o bien si con el desplazamiento de la zona climática térmica y vegetal se ha trasladado también hacia el Sur la zona de las lluvias máximas estivales. Si esto fuera así, un clima de irradiación solar estival se reconocería en las fuertes diferencias de altitud del límite de la nieve perpetua cuaternaria según la posición de las laderas de las montañas, sometidas a diversa exposición, como KLUTE (1958, pág. 278) dedujo de los datos obtenidos en las vertientes norte y sur de los Pirineos centrales y orientales (ALIMEN, FONTBOTE, SOLE SABARIS 1957). A pesar de la mayor cantidad de precipitaciones en el extremo occidental de los Pirineos, podría servir esta causa para explicar la glaciación de Azcarate, que se halla a 400 metros más baja respecto al límite nival climático, si es que las morrenas fueran de la misma edad. Pero como esto no es seguro, trataremos de estimar la influencia de los factores de irradiación y climáticos mediante otros razonamientos.

El cuadro 2 nos muestra claramente que en la Sierra de Aralar, en el límite climático de la nieve perpetua, a pesar de los 3000 mm. de nieve acumulada anualmente, la temperatura anual media resulta demasiado baja para un régimen oceánico y el ciclo térmico demasiado continental (siempre que las premisas o condiciones previas expuestas en el capítulo B 2 sean acertadas). Una fuerte irradiación solar de verano en la Sierra de Aralar, a pesar de las temperaturas bajas, pudo haber impedido que el límite de la nieve perpetua descendiera tanto como hubiera correspondido a la elevada suma de precipitaciones y como, en efecto, esto es lo que ha sucedido en Azcarate. Pero nos preguntamos ahora: ¿La vertiente oriental del Balerdiko aitze recibe realmente mucha menor cantidad de radiación solar que el barranco de Arritzaga?; ¿resulta ciertamente perjudicado Azcarate por su situación topográfica? Los cálculos hechos respecto a las posibilidades de la insolación astronómica y de su distribución anual y diurna nos dan los siguientes resultados:

Sobre la ladera oriental de la montaña que desciende hasta Azcarate con una inclinación de unos doce grados, vemos que los valores absolutos de la irradiación solar o insolación no varían al compararlos con los obtenidos en una superficie horizontal. En cambio, en todas las estaciones del año estos valores absolutos están desplazados entre 60

y 80 minutos hacia el lado de la mañana, con lo cual la puesta del sol pero no su salida, se anticipa de 60 a 70 minutos. Además, poniendo como ejemplo un punto situado en la parte alta de Azcárate, de 540 metros de altitud y distante 800 metros al este-sureste de Urdille-co-lepoa (collado 705) todavía se pierde una hora u hora y media de sol de la tarde por la sombra del Balerdikoaitze, sobre todo en los períodos de transición entre las estaciones del año. Sólo durante el semestre estival astronómico no desaparece el sol antes de las tres y media de la tarde detrás de la cortina montañosa y el aire frío que luego baja de las paredes en sombra hace disminuir sensiblemente la temperatura allí donde no luce ya el sol.

Esta desfavorable situación térmica de la tarde no es recompensada la insolación, aún reforzada, de la mañana. El sol matutino no calienta tanto al aire frío como el vespertino, que ha recibido ya más calor. Además, si llegan a formarse vientos ascendentes, éstos quedan impedidos de llevar su calor a las paredes de la montaña porque los vientos del oeste y noroeste, frecuentes, entorpecen su camino (cuadro 4, línea 12). Por último, la nieve acumulada en las crestas hace bajar el aire frío de la montaña, que es lo que ha debido ocurrir, con frecuencia en Azcárate al formarse las masas de nieve en el Urdille-co-lepoa (pág. 11).

Si la posición topográfica de Azcárate reduce sus horas de sol vespertino, las variaciones de la nubosidad actúan también en el mismo sentido desfavorable en cualquier momento del día. Si las altiplanicies situadas al sur de la divisoria climática, citada en la pág. 4, se calientan rápidamente, el aire frío del mar sube por las laderas de los montes y constituye mantos de espesa niebla.

Por lo general, los mantos de niebla se disgregan, y no siempre, a partir del mediodía, lo que hace que el sol no lo reciban las zonas ocultas por ellos. Lluvias medibles sólo se forman si, además, penetra un viento nórdico, cuya frecuencia es muy variable; no obstante, la disminución de la presión atmosférica hacia el interior de España a la cual se debe la niebla o por lo menos los mantos de niebla alta, se reconoce bien en el mapa de isóbaras anuales **TW 4**, (pág. 118). Este régimen de vientos reina durante los meses de abril a julio (loc. cit. pág. 119) y hace que entonces en la región cantábrica, el aumento de la temperatura quede retrasado respecto a la curva sinusoidal teórica que podría esperarse (cuadro 4 línea 1). Al mismo tiempo, la nubosidad obtiene en abril y junio dos máximos que alcanzan o superan los de los meses más lluviosos de invierno (línea 11) Como estos máximos no coinciden con un aumento de precipitaciones, debe tratarse, no de una nubosidad que se origine por las corrientes creadas merced a las diferencias regionales de la presión atmosférica sino por corrientes de convección locales resultantes de la desigualdad del calor recibido por la superficie del terreno. De nuevo observamos que esto es lo que parece ocurrir en Vardó: desde fines de mayo hasta fines de agosto los días de lluvia medible son muy raros y, en cambio, los de niebla, los más frecuentes (cuadro 4, líneas 7 y 9).

Si se comprobara que este caso de atmósfera en donde se constituyen masas de aire más o menos estacionarias pero con frecuente formación de nieblas estuviera ligada al rápido calentamiento de las altiplanicies del interior como ocurre en Guipúzcoa, habría que atribuir a la misma causa las variaciones en el tiempo del comienzo de la insolación máxima, esto es, sobre todo de la matutina, registradas no sólo en el curso anual sino en el diurno. La observación realizada in situ confirma esta hipótesis. Por las tardes y al final del verano, se compensan lentamente los contrastes térmicos entre la costa y el interior del país. Lo mismo ocurre, aunque en grado menor, con las nieblas bajas del otoño las cuales reducen la irradiación solar matutina, tan importante para las vertientes orientales de los valles.

Deducimos de todo esto que la vertiente oriental al pie de la cual se halla Azcárate, está en manifiesta desventaja respecto a una vertiente occidental cualquiera en cuanto a la escasa cantidad de calor solar que recibe. Las circunstancias topográficas que lo rodean contribuyen así a acentuar las diferencias con el barranco de Arritzaga, que situado al sur de la masa caliza urgoaptiense del Balerdi, tiene una orientación arrumbada hacia el oeste.

b. Posibilidades de interpretación

Como conclusiones de nuestro estudio obtenemos el siguiente dilema:

1. O bien son las dos morrenas de distinta edad (la del barranco de Arritzaga y la de Azcárate). Entonces no nos permiten sacar ninguna conclusión sobre el clima de alguno determinado de los períodos de glaciación del cuaternario mientras una de las dos halladas no se encuentre junto a otra cuya edad sea con seguridad la misma, pero que se halle bajo otras condiciones de exposición climática.

2. O bien las morrenas son de la misma edad. Según esto, tiene que haber reinado durante el wurmiense un clima de irradiación solar estival comparable al actual, que hizo bajar tanto el nivel de la nieve perpetua frente al barranco de Arritzaga como en otro caso sólo hubiera podido conseguir bien un decrecimiento estival de la temperatura de 4 a 5 grados, bien un aumento de la niviosidad a vez y media la calculada o en último término incluso una combinación de ambas posibilidades. De haber existido una irradiación solar que actuara con eficacia sobre la masa glaciaria, ha tenido que ser sobre todo durante el verano. En este caso, el máximo matutino de nubosidad ha debido coincidir con la fusión glaciaria del comienzo del verano retrasándola de modo sensible y obligando a descender de altitud al límite de la nieve perpetua acumulada en las vertientes orientadas hacia levante. Vemos así que la sequedad atmosférica del período estival ha desempeñado en el ciclo anual del clima del norte de España la misma misión que en la época actual y que la distribución de la presión atmosférica y de los vientos han debido ser semejantes a las de ahora. Conforme con la opinión de KLUTE (1951, pág. 278) el autor estima como la más probable esta última hipótesis.

Cuadro 4
Algunos datos climáticos de Vardö y San Sebastián

	Enero	Febr	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.	Año	Ampl.
Temperatura (°C)														
1. Media mensual de San Sebastián	7.4	7.8	10.6	12.1	14.4	16.7	18.5	19.1	17.9	14.2	10.5	8.9	13.1	11.7
2. » » » Vardö (1895)	-5.6	-6.2	-4.9	-1.8	1.4	5.6	8.6	9.2	6.3	1.5	-2.3	-4.4	+0.6	15.4
3. » » » Vardö (1958)	-5.0	-5.5	-4.2	-1.1	2.2	5.8	8.7	8.7	6.3	1.2	-1.4	-3.4	+1.1	14.2
4. Gradiente barométrico de Alten-Haldde (centígrados/100 m.)	.23	.24	.38	.65	.75	.71	.59	.63	.69	.50	.33	.23	.50	21.5
5. Gradiente barométrico de Santander	.56	.59	.63	.62	.51	.52	.55	.49	.48	.55	.68	.48	.55	18.3
Precipitaciones atmosféricas (en mm)														
Vardö $\varphi = 70^{\circ} 22' N$, $\lambda = 31^{\circ} 8' E$														
6. Media mensual	63	63	58	38	33	33	38	43	48	63	53	61	595	
7. Número de días de precipitaciones > 0,1 mm	14	14	16	12	11	9	9	10	14	17	16	15	157	
8. de ellos, días de nieve	12.8	12.2	14.1	10.9	8.4	3.1	0.1	0.1	3.6	9.9	12.7	13.4	101	
9. Días de niebla	—	—	—	0.2	1.8	3.5	6.3	5.4	1.0	0.4	—	—	18.6	
San Sebastián ($\varphi = 43^{\circ} 19' N$ $\lambda = 1^{\circ} 59' W$)														
10. Media mensual	119	97	118	115	104	80	71	63	118	149	152	149	1334	
Otros datos														
11. Nubosidad en San Sebastián (0-10)	7.0	7.0	6.6	7.1	6.6	6.7	5.9	5.6	5.9	6.4	6.8	7.1	6.6	
12. Frecuencia de los vientos del Oeste (W) y Noroeste (NW) en Bilbao (%).	20	21	42	47	58	54	64	48	50	32	26	26	41	

(en vez de 25)

Fuentes bibliográficas y explicaciones del cuadro 4

Líneas 1 y 10 Lit. TW 4; medias de los años 1901 a 1958
 Líneas 2, 7, 8, 9: TW 1; medias de 1841 a 1890. La isoterma 0° pasa por Vardö el 3 de Mayo y el 26 de octubre.
 Líneas 3 y 6: TW 6; medias de 59,40 y 56 años. Los datos de la escala Fahrenheit o los expresados en décimas de pulgada se exponen en grados centesimales y en mm.
 Línea 4: TW 2; medias de 1916 a 1925.

Estación de valle
Alten:

φ 69° 58' N
 λ 23° 15' E
 H (altitud) 7 m.

Estación de la montaña
Haldde

φ 69° 56' N
 λ 22° 56' E
 H = 904 m.

Distancia entre ambas estaciones: 15 km.
 Línea 5 TW 7; de tres estaciones situadas a 14,244 y 1200 m. de altitud
 Medias de 30 y de 20 años
 Líneas 11 y 12: TW 3; Línea 12 de cinco años

B I B L I O G R A F I A

Ahlmann, H. W. son: The Swedish-Norwegian Arctic expedition 1931. Part X: Present glaciation around the Norwegian Sea. - Geogr. Ann. 16, Stockholm 1933. - - Geological Research on the North Atlantic coasts. - R. Geogr. Soc., Research Ser. No. 1, London 1948.
Alimen, H., Fontboté, J. M. & Solé Sabarís, L.: Livret Guide de l'Excursion N₁ Pyrénées. - 5. Congr. Int. Inqua. Madrid-Barcelona.
Büdel, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. - Eiszeitalter und Gegenwart 1, 16-26, Ohringen 1951. — 1953: Abb. S. 320 in Woldstedt 1961
Butzer, K. W.: Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. - Bonner geogr. Abh. 24, Bonn 1958.
Flohn, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. - Geol. Rdsch. 40. 153-178, Stuttgart 1952. - - Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. - Erdkunde 7, 266-275, Bonn 1953.
Gerber, E. K.: Form und Bildung alpiner Talböden. - Geogr. Helv. 14, 117-237, 1959.
Gómez de Larena, J.: ¿Huellas del glaciario cuaternario en la sierra de Aralar (Guipuzcoa-Navarra)? - Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. 46, 257-262. Madrid 1948. - -

Observaciones fisiográficas en el litoral de Guipúzcoa. I. La plataforma de abrasión o «rasamarea». - Bol. Inst. Español de Oceanografía 101, Madrid 1960.
Hermes, K.: Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. - Kölner Geograph. Arbeiten 5, Köln 1955.
Hernández-Pacheco, F.: Fisiografía, geología y glaciario cuaternario de las montañas de Reinos. - Mem. R. Acad. Cienc. exact. fis. y nat. 10, Madrid 1944.
Jäckli, H.: Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebiets. Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften. - Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie 36, Zürich-Bern 1957.
Kaiser, K.: Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. - Eiszeit-alter und Gegenwart 11, 121-141, Ohringen 1960.
Klein, A.: Die Niederschläge in Europa im Maximum der letzten Eiszeit. - Peterm. Mitt. 97, 98-104, Gotha 1953.
Klute, F.: Rekonstruktion des Klimas der letzten Eiszeit in Mitteleuropa auf Grund morphologischer und pflanzengeographischer Tatsachen. - Geogr. Rdsch. 1949, 121-126. - - Das Klima Europas während des Maximums der Weichsel-Würmeiszeit und die Änderungen bis zur Jetztzeit. - Erdkunde 5, 273-283. Bonn 1951.
Lamare, P.: Recherches géologiques dans les Pyrénées bas-

ques d'Espagne. - Mém. Soc. géol. France, nouv. sér. XII, 27, Paris 1936.

Lautensach, H.: Die Niederschlagshohen auf der iberischen Halbinsel. - Peterm. Mitt. 95, 145-160, Gotha 1951.

Lotze, F.: Pleistozane Vergletscherungen im Ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). Abh. Ak. Wiss. Lit. Mainz, math.-nat. Kl. 1962 Nr. 2, S. 151-169. 10 Abb., 4 Buntdrucktaf., Wiesbaden 1962.

Nussbaum, F. & Gigax, F.: La glaciación cuaternaria en la Cordillera Cantábrica. - Estud. geogr. 14 (No. 51), 261-270, Madrid 1953.

Obermaier, H.: Estudio de los glaciares de los Picos de Europa. - Trab. Mus. Cienc. Nat. 1914.

Poser, H.: Dauerfrostboden und Temperaturverhältnisse während der Würm-Eiszeit im nicht vereisten Mittel- und Westeuropa. - Naturwiss. 34, 10-18, 1947. - - Auftautiefe und Frostzerrung im Boden Mitteleuropas während der Würmeiszeit. Naturwiss. 34, 232-238, 262-267, 1947. - - Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. - Erdkunde 2, 53-68, Bonn 1948.

Schultre, H. J.: Neugriechenland. - Peterm. Mitt., Erg.-H. 233, Gotha 1937.

Troll, C.: Die Klimatypen an der Schneegrenze. - Actes 4. Congr. Int. Quaternaire 1953, 820-830, Rom 1956.

Wagner, G.: Ein geköpftes Tal im Kantabrischen Gebirge. - Aus der Heimat 68, Ohringen 1960.

Weber, H.: Die Oberflächenformen des festen Landes. - Leipzig 1958..

Weischet, W.: Die gegenwärtige Kenntnis vom Klima in Mitteleuropa beim Maximum der letzten Vereisung. - Mitt. geogr. Ges. München 1954.

Woldstedt P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 1. Bd. (3. Aufl) 1961; 2. Bd. (2. Aufl.) Stuttgart 1958.

OBRAS CON CUADROS NUMERICOS (TW)

Escandinavia:

1. **Mohn, H.:** Klima-Tabeller for Norge. - Kristiania, 1895.
2. **Johannsson, O. V.:** Die Temperaturveränderung mit der Höhe an der Erdoberfläche in Skandinavien. - Geogr. Ann. 9, 109-132. Stockholm 1927.

España:

3. **Alt, E.:** Klimakunde von Mittel- und Südeuropa. - Handbuch der Klimatologie. hrsg. v. **W. Köppen** & **R. Geiger**, Bd. III, Teil M. Berlin 1932.
4. Nuevo Atlas de España. Aguilar, Madrid 1961.

Turquía:

5. Ortalama ve Ekstrem Kiymetler. - Meteoroloji Bülteni. Türk. Cumh. Basvekalet, Ankara 1953.

Mundo:

6. Tables of Temperature, Relative Humidity and Precipitation for the World. - Meteorological Office, Air Ministry, London 1958.
7. **Bogel, R.:** Untersuchungen zum Jahresgang des mittleren geographischen Hohengradienten der Lufttemperatur in den verschiedenen Klimagebieten der Erde. - Ber. Dtsch. Wetterdienst 26 (Bd. 4). Bad Kissingen 1956.

Mapas:

Topographische Karte von Spanien 1 : 50.000
Blatt 89 Tolosa. 114 Alsasua.

INDICE DE MATERIAS

	<u>Página</u>
RESUMEN	3
Prólogo del traductor	3
Prólogo del autor	4
A. Huellas glaciares en la Cordillera Cantábrica	4
1. Datos generales sobre la Sierra de Aralar	4
2. Barranco de Arritzaga	6
3. Azcárate	8
4. Grupo de Castro Valnera	13
B. Deducciones climatológicas	13
1. El descenso del límite de la nieve perpetua	13
2. Temperaturas y precipitaciones atmosféricas en San Sebastián	14
3. La importancia del clima formado por la irradiación solar estival	17
Bibliografía: obras con cuadros numéricos utilizados; mapas.	19

Señas del Autor:

Dr. K.-O. Kopp. Institut für Geologie. Technische Hochschule München, Arcisstrasse 21. Alemania.

La obra de J. G. de LLARENA citada en el texto es el número 1 de las Publicaciones del Grupo de Ciencias Naturales ARANZADI