

IV Reunión de Geomorfología
Grandal d'Anglade, A. y Pagés Valcarlos, J., Eds.
1996, Sociedad Española de Geomorfología
O Castro (A Coruña)

EL COMPLEJO MORRENICO FRONTAL DEL VALLE DEL TRUEBA (ESPINOSA DE LOS MONTEROS, BURGOS)

Serrano Cañadas, E.

Dpto. Geografía, Urbanismo y Ordenación del territorio. Universidad de Cantabria, 39005 Santander.

RESUMEN

En Espinosa de los Monteros se localiza el complejo morrénico frontal del glaciar Pleistoceno del Trueba. Se compone de cuatro arcos morrénicos bien conservados y cuatro niveles de terrazas. De ellas, los dos niveles intermedios (T-II y T-III) enlazan con los frentes morrénicos y se interpretan como fluvio-glaciares. Las restantes se atribuyen a una dinámica fluvial. Se registran, pues, siete fases morfo-genéticas mayores, cuatro de ellas en relación con la deglaciación del pleniglaciación pleistoceno.

Palabras clave: Geomorfología glacial, fases glaciares, Pleistoceno, Cordillera Cantábrica, Montañas de Burgos.

ABSTRACT

Around Espinosa de Los Monteros (Burgos, Spain) there is the morainic frontal complex of the Trueba pleistocene glacier. These complex has four moraine ridges well kept and four terrace levels. The two intermediate levels (T-II y T-III) link with the moraines and they are fluvio-glacial deposits. It is possible to establish seven main morphogenetic phases, four of them related with the deglaciation of the pleistocene pleniglaciación.

Key words: Glacial geomorphology, glacial phases, Pleistocene, Cantabrian Range, Burgos Mountain, Spain.

INTODUCCIÓN

El río Trueba nace en las proximidades del macizo de Castro Valnera (1.707 m), en el Puerto de las Estacas de Trueba, afluye al río Nela y drena sus aguas al Ebro. Su cabecera se enclava en la Cordillera Cantábrica Oriental, entre las provincias de Cantabria y Burgos, limitando al norte por el cordal de dirección NE-SW de Castro Valnera. El conjunto estudiado se ubica en los montes vasco-cantábricos, sector cántabro y ha sido definido geológicamente como la unidad tectónica periasturiana, o dominio de hundimiento periasturiano (CIRY *et al.*, 1967; GARCIA MONDEJAR 1982), y geomorfológicamente como la "región de las grandes formas monoclinales"

(HAZERA, 1968). Todo el sector se articula como un complejo monoclinual de buzamiento SE, que forma parte del flanco de una amplia deformación cuyo eje, al norte de Castro Valnera, está fracturado y desnivelado. El macizo se encuentra fragmentado en bloques, con fracturas de dirección dominante NW-SE, y NE-SW que lo compartimentan. La montaña pasiega que nos ocupa se labra sobre los materiales cretácicos de facies Urgoniense, unidad sedimentológica principalmente calcárea, de edad Aptiense-Albense (CIRY *et al.*, 1967; RAT, 1952; PASCAL, 1983), las formaciones areniscosas y calcáreas alternantes del Albense y Cenomanense y, ya en la Montaña de Burgos, las margas y calizas arcillosas de facies turbidítica (flysch de bolas) del Cenomanense, en los que se ha labrado el surco de Espinosa, donde se ubican las morrenas frontales.

EL MODELADO GLACIAR:

El descubrimiento de los testigos glaciares de Castro Valnera (SAENZ, 1934 y HERNANDEZ PACHECO, 1962), centrados en los valles del Asón y Gándara, inicia el interés por el modelado glaciar, que se completa con el reconocimiento del macizo por Lotze, quien determina la importancia y las líneas generales del glaciario pasiego, y del Trueba en particular (LOTZE, 1962, 1964). Posteriormente, se han realizado análisis de detalle (HAZERA, 1968; MUGNIER, 1969; SERRANO, 1995) y síntesis interpretativas de conjunto para la montaña cantábrica o partes de ella (ORTEGA, 1974; MARTINEZ DE PISON y ARENILLAS, 1979; 1984; ALONSO *et al.* 1981; FROCHOSO y CASTAÑON, 1996) que inciden en la necesidad de realizar detallados estudios de campo en los que se establezca con precisión la delimitación y evolución del glaciario pasiego. Estas aportaciones permiten conocer la amplitud de los glaciares en torno a cumbres que no superan los 1.707 m. con lenguas que descendieron hasta cotas muy bajas, como los 425 m. del valle del Asón, los 600 del Miera o los 800 del Trueba en Espinosa de los Monteros. Además, la evolución glaciar puede sintetizarse en la existencia de un máximo pulsador y en restos menores en altura, también desdoblados, que testifican dos fases glaciares mayores.

Respecto a la cronología, existen tres claras posturas hasta los años 80. Aquellos que observaban la existencia de, al menos, dos glaciaciones bien diferenciables, Riss y Würm (LOTZE, 1962; HERNANDEZ PACHECO, 1961; ORTEGA, 1974), quienes no se inclinan por una u otra posición (MUGNIER, 1969; HAZERA, 1968), y, por último, los que no perciben la existencia de dos glaciaciones a partir de los restos glaciomorfológicos, y apuestan por la existencia de una sola fase reciente y pulsadora atribuible al Pleistoceno reciente (MARTINEZ DE PISON y ARENILLAS, 1979; 1984; MOÑINO *et al.* 1987; 1988).

El valle del Trueba soportó un glaciar de más de 40 km² con una lengua de 11 kms de longitud que remodeló el valle. Las formas de erosión se caracterizan por el neto control morfoestructural en su elaboración y organización, y por el modelado contrastado entre las zonas altas y las bajas. La artesa del Trueba tiene una nítida morfología glaciar y en sus márgenes se localizan un conjunto de morrenas que configuran los complejos laterales del Bº de Maillo, el Bº de la Cubilla y el Bº de La Sía, en la ladera oriental y el Bº de la Toba y el de Rioseco en la occidental. En el sector frontal el glaciar

abandonó el complejo morrénico de Espinosa. Estos depósitos poseen un gran interés por permitir confirmar la existencia de un glaciario de gran entidad.

LAS MORRENAS FRONTALES DE ESPINOSA DE LOS MONTEROS

A 800 m. de altitud se localiza un primer conjunto de morrenas que cierran el valle del Trueba. A la salida del mismo forma un amplio anfiteatro en el que se puede observar la sucesión de cordones arqueados, muy marcados topográficamente. Se distinguen cuatro arcos separados por barquillas intermorrénicas. Al frente se presentan dos arcos principales, los más voluminosos, que alcanzan la cota de 804 m. En su interior se suceden los arcos menores, uno voluminoso (arco del cementerio) y sendos menores intercalados entre ellos. Todo el conjunto señala una apertura del glaciar a la salida de la artesa, formando un frente lobulado mediante el cual el hielo se expandiría, de modo limitado, sobre el surco de Espinosa.

La profusión de bloques en el entorno y en las crestas morrénicas y las formas características, en general bien conservadas, permiten afirmar que se trata de morrenas glaciares. Estas enlazan con las pequeñas cuestas que se suceden al sur, a 750 m. de altura. Entre los frentes de cuesta y la morrena distal del glaciar se localiza un depósito limoarcilloso con estructura microrítmica horizontal, muy desfigurado, que señala la presencia de un lago proglaciar obturado entre el frente de la cuesta y la morrena. Sobre los dorsos inmediatos al glaciar, así como sobre el depósito lacustre, se observa la presencia de bloques erráticos.

La loma del polideportivo de Espinosa ha sido atribuida a un origen glaciar (HAZERA, 1968), aunque en la actualidad no conserva su forma originaria. En el afloramiento generado por las construcciones de viviendas hemos podido estudiar en detalle un perfil de 2,30 m. de espesor visible sobre un total de aproximadamente 5 m. Las obras han sacado grandes bloques de areniscas de unas dimensiones de 1,5x2x3 m y 2,5x2 m. Son bloques subredondeados y angulosos que presentan estrías.

Cuadro I: Análisis mecánico de la fracción arenosa (A) y gruesa (B)

A:

NIVEL	LIMOS Y ARCILLAS %	ARENAS			COLOR	PARAMETROS DE LA FASE ARENAS					
		FINAS %	MEDIAS %	GRUESAS %		Q50	Mz	I	So	SKI	k'g
P.1.1	56,37	18,29	15,44	9,89	2,5Y6/6	234	260	1,04	1,58	0,36	0,39
P.1.2	48,42	18,06	14,42	19,1	2,5Y6/4	331	488	1,18	2,32	-0,61	0,33
P.1.3	35,36	10,7	13,44	49,73	2,5Y7/4	812	790	0,88	2,52	0,35	0,48
P.1.4	17,63	9,35	25,07	47,94	2,5Y6/4	575	592	0,89	2,54	0,27	0,61
P.1.5	25,86	34,82	18,57	20,73	2,5Y5/4	225	393	1,19	1,85	-0,23	0,36
P.1.6	34,74	26,14	17,48	21,63	2,5Y6/4	300	436	1,14	2,07	-0,33	0,35
E.1	35,31	31,76	18,28	14,64	10YR7/3	200	326	1,07	1,60	-0,49	0,40
E.2	33,36	17,26	16,37	33	10YR6/4	520	654	1,05	5,91	0,19	0,32
E.3	18,25	17,63	27,58	36,53	10YR5/6	425	545	1,09	2,43	0,08	0,38
E.4	41,08	30,04	16,24	13,24	10YR6/6	196	320	1,08	1,52	-0,49	0,42

B:

NIVEL	GRANULOMETRIA							MORFOMETRIA			LITOLOGIA				
	2-4 %	4-6 %	6-8 %	8-12 %	12-16 %	16-24 %	>24 %	A %	SA-SR %	R %	Ca %	A %	Cu %	Co %	M %
P.1.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P.1.2	60	34	6	-	-	-	-	20	56	24	46	52	-	2	-
P.1.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
P.1.4	58	34	6	2	-	-	-	8	74	18	38	60	-	-	2
P.1.5	38	30	14	18	-	-	-	12	76	12	42	56	-	2	-
P.1.6	42	26	12	14	2	4	*	26	68	6	16	82	-	2	-
E.1	28	26	22	8	6	10	-	2	2	58	38	2	94	4	-
E.2	38	32	12	14	-	8	6	2	8	52	38	2	88	10	-
E.3	26	18	16	24	10	2	2	4	12	40	44	-	92	8	-
E.4	28	28	22	6	1	1	-	4	20	46	30	2	98	-	-

A, aristados, SA, subaristados, SR, subredondeados, R, redondeados.

Ca, calizas, A, areniscas, Cu, cuarzos, Co, conglomerados, M, margas.

En el perfil (P.1) hemos podido observar dos formaciones diferenciadas. En la zona inferior, un depósito arcillo-limoso con gravas dispersas de 10 cm. de espesor visible, compacto y sin estructura apreciable (facies Fm) que denota una escasa competencia y clasificación moderada, reposa bajo un nivel discontinuo de arenas (facies Sh), estratificado y bien clasificado, con gravas y cantos pequeños. Por encima, un depósito heterométrico de 65 cm. con incipiente estratificación y dominio de gruesos muy heterométricos con cantos imbricados y subredondeados a redondeados (facies Gm), y matriz arenosa que denota una fuerte competencia y mala clasificación. Se trata de una formación depositada por aguas corrientes que denota un medio fluvio-glaciar.

Sobre la formación anterior reposa una unidad deposicional de 110 cm. con estructura caótica, compacto y con dominio de gruesos que incluye los megabloques de areniscas. Los cantos presentan formas aristadas y subaristadas y una señalada heterometría. La matriz es arenosa y muestra una distribución en todos los rangos, con escasa competencia y mala clasificación. Se trata de un

diamicton masivo con matriz que por su estructura, la variabilidad textural y los parámetros de la fracción fina interpreto como un depósito morrénico supraglaciario de fusión.

En conjunto, el corte constituye una formación fluvioglaciario, generada en un ambiente proglaciario proximal, sobre el que reposa un depósito morrénico supraglaciario de fusión, que armaría una morrena frontal cuya morfología está muy deteriorada en la actualidad. Junto a este depósito, las morrenas de Espinosa de los Monteros, bien conservadas, señalan la máxima extensión del glaciario en el Trueba y atestiguan una fase glaciario pulsadora con, al menos, cuatro pulsaciones menores observables.

LAS TERRAZAS DEL TRUEBA

Aguas abajo de las morrenas frontales de Espinosa se desarrolla, formando parte del complejo morrénico frontal, un sistema de terrazas escalonadas.

Cuadro II.- Niveles de terrazas

NIVEL	TERRAZA	CARACTERISTICAS
T-I	T+70	Resto aislado que Hazera (1968) relaciona con un origen glaciario. No hay pruebas de que se trate de un depósito morrénico y tampoco de una morrena.
T-II	T+45	Terraza fluvioglaciario que enlaza con las morrenas de Espinosa.
T-III	T+10	Terraza principal por su extensión y continuidad. Terraza fluvio-glaciario distal.
T-IV	T+4	Terraza fluvio-torrencial. Fase de acumulación postglaciario.
N.A.F.		Ultimo nivel que señala la llanura de inundación.

* Terraza I (T-I).- Pequeña superficie plana que alcanza los 771 m al S.E. del polideportivo. Se apoya en una microcuesta armada por areniscas y no posee ningún corte, presentando en superficie un depósito de cantos y bloques heterométricos subredondeados a redondeados, con tamaños que superan 1,5 m de eje L, formas aplanadas muy frecuentes y litologías variadas, conglomerados, areniscas, y calizas. Este rellano coincide altitudinalmente con la morrena del polideportivo, si bien su nivel de base, señalado por la microcuesta (760-770 m.), queda por encima del nivel de base morrénico. Este hecho nos lleva a pensar que se trata de un resto anterior a la instalación del frente morrénico. A su vez, el depósito tiene su culminación significativamente más alto (771 m.) que el nivel de base de las morrenas de Espinosa (750 m.).

* Terraza II (T-II).- Nivel de terraza representada por retazos aislados que se prolonga hasta aguas abajo de la Venta de Montija. En la trinchera de la carretera hemos podido estudiar los depósitos de este nivel a 2 (E.1), 3 (E.2) y 5 kms (E.3) de las morrenas frontales de Espinosa, con las que enlazan morfológicamente.

Los depósitos estudiados se caracterizan por presentar una estructura caótica con imbricaciones de cantos y bloques; dominio de gruesos, con cantos heterométricos, subredondeados y redondeados, con frecuentes cantos y bloques de arenisca muy alterados; y matriz limoarenosa y arenosa, que denota una fuerte competencia y mala clasificación. Comparando los distintos depósitos, se aprecian cambios menores, con un paulatino dominio de las formas redondeadas en los cantos, una mejor clasificación y un descenso de la competencia del agente de transporte en los sectores distales. También se observa un aumento del grosor del depósito, que presenta 1,20 m. en las proximidades de Espinosa y más de 4 m en la Venta de Montija. La formación presenta unas características sedimentarias propias de un depósito fluvio-torrencial. El conjunto se encuentra surcado por canales erosivos y coincide altitudinalmente con el nivel de microcuestas (750 m.), al sur del actual cauce del Trueba. Esta terraza enlaza con las morrenas frontales, por lo que, dada su posición geomorfológica, constituye el nivel fluvio-glaciar de la fase Pleniglacial. Se trata, pues, de los restos de una plana proglacial que distribuiría los materiales de las morrenas en un amplio sector entre Espinosa y la Venta de Montija.

* Terraza III (T-III).- Se trata de la terraza principal, por ser la más extensa y continua, y en este nivel se sitúa la población de Espinosa de Los Monteros. Presenta como característica esencial su continuidad en el interior del anfiteatro morrénico e, interrumpidamente, en la artesa del Trueba hasta las proximidades de Bárcena. No hay cortes de calidad, pero en el E.4, aguas abajo de Espinosa, se observa un depósito sin estructura aparente en el que dominan los gruesos, con una incipiente clasificación, variada morfometría y predominio de cantos subredondeados y redondeados. La matriz es limoarenosa y denota una débil competencia y una moderada clasificación. Su posición geomorfológica y las características sedimentarias lo relacionan con una terraza fluvio-glaciar distal.

* Terraza IV (T-IV).- Terraza de origen fluvial a + 4 m. alojada en la incisión del nivel anterior, se caracteriza por el dominio absoluto de los cantos redondeados. Este nivel presenta continuidad aguas arriba hasta el sector de las Machorras, donde está ampliamente representada, configurando el fondo del valle prácticamente en toda su amplitud, mediante una terraza +1-2 m. Constituye una fase de acumulación claramente postglaciar, en relación con los conos de deyección que invaden el fondo del valle.

CONCLUSIONES

El valle del Trueba en el sector de Espinosa de Los Monteros presenta un complejo morrénico frontal compuesto de cuatro arcos morrénicos y una plana proglacial (T-II) que superó los 5 km de longitud, hoy prácticamente desmantelada. Encajada en esta plana proglacial se observa la existencia de otra terraza fluvio-glaciar (T-III) relacionada con una fase de retroceso, intramontana y ajena al complejo frontal.

Las formas de origen glaciar de Espinosa de Los Monteros permiten confirmar la existencia de un glaciarismo extenso y reciente en la vertiente meridional de la montaña pasiega, con una lengua que superó los 13 km de longitud y tuvo su frente a 750 m. de altura, partiendo de unas montañas que no superan los 1700 m de altura.

Las morrenas frontales del Trueba representan la máxima expansión de los glaciares Pleistocenos en la montaña pasiega. Todos los restos los atribuimos a una única fase glacial, el Pleniglacial, pulsadora y reciente. Dada la buena conservación de las formas y la relación con las terrazas posteriores, la morfología glacial pertenece al Pleistoceno reciente, y tendría al menos cuatro pulsaciones o fases de equilibrio menores. Tras la incisión y desmantelamiento de las formas pleniglaciares durante una fase cataglacial le sigue una fase de equilibrio y pulsación glacial, ya intramontana, que construye la terraza fluvio-glacial inferior (T-III). Una nueva incisión, posiblemente relacionada con la desaparición de los glaciares en el macizo de Castro Valnera, da paso a una última fase de acumulación claramente postglacial (T-IV). Esta ha sufrido una nueva incisión en tiempos muy recientes.

En el sector de Espinosa de los Monteros se aprecian, pues, siete fases morfogenéticas recientes, con subfases menores en el Pleniglacial, atribuibles a cambios morfodinámicos, en relación con el retroceso de los glaciares pleistocenos, y morfoclimáticos.

BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO, F.; ARENILLAS, M.; SAENZ, C.(1982).- La morfología glacial en las Montañas de Castilla La Vieja y León. *I Congreso de Geografía de Castilla-León*, Concejo General de Castilla y León. Burgos :23-41.
- CIRY,R.; RAT, P.; MANGUIN, J.P.; FEUILLE, P.; AMIOT, M.; COLCHEN, M.; DELANCE, J.H.(1967).- Des Pyrénées aux Asturies. *C.R. des Séances de la Societé Géologique de France*, fasc. 9 :390-444
- FROCHOSO, M.; CASTAÑON, J.C.(1996).- El relieve glacial de la Cordillera Cantábrica. En Gómez Ortiz y Pérez Alberti (eds.), *La morfología glacial de la Península Ibérica*, Universidad de Santiago de Compostela, Santiago de Compostela (en prensa).
- GARCIA MONDEJAR, J.(1982).- Tectónica sinsedimentaria en el aptiense y albiense del dominio periasturiano. En *El Cretácico en España*, Universidad Complutense de Madrid, Madrid: 63-76.
- HAZERA, J. (1962).- Formaciones subáridas de piedemonte del Surco de Espinosa (cuenca superior del Ebro). *Estudios Geográficos*, XXIII, 88 :443-453.
- HAZERA, J.(1968).- *La region de Bilbao et son arriere pays. Etude geomorphologique*. Munibe, XX, fasc. 1-4. San Sebastián.
- HERNANDEZ PACHECO, F.(1961).- La pequeña cuenca glacial de la Peña Lusa en la Cordillera Cantábrica, Santander. *Boletín Real Sociedad Española de Historia Natural*, secc. Geología, LIX, 2 :191-205.
- LOTZE, F.(1962).- Pleistocene Vergletscherungen im ostteil des Kantabrischen Gebirges (Spanien). *Akademie der Wissenschaften und der Literatur*. Mainz, 22 p.
- LOTZE, F.(1963).- Acerca de unas glaciaciones pleistocenas en el Grupo de Valnera (cadenas cantábricas orientales). *Notas y Comunicaciones del IGME*, nº 72 :257-262.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS; M.(1979).- Algunos problemas de morfología glacial en la España Atlántica. *Acta Geológica Hispánica*, t-14 : 445-450.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ARENILLAS; M.(1979).- Nuevos problemas de morfología glacial en la España Atlántica. *Estudios Geográficos*, XLV, nº 175: 160-174.
- MARTINEZ DE PISON, E.; ALONSO, F. (1993).- Algunas reflexiones sobre el glaciario en las montañas españolas. *Cuadernos de sección, Historia nº 20, Homenaje Félix Ugarte*, :109-121.
- MOÑINO, M; CENDRERO, A.; DIAZ DE TERAN, J.R.(1987).- Glaciario en el Alto Miera (Cantabria). *Actas V Reunión Sobre el Cuaternario*, AEQUA, Santander :179-182.

- MOÑINO, M; RIVAS, V.; CENDRERO, A.(1987).- El valle glaciar de Lunada. *En Guía de excursiones, V Reunión Sobre el Cuaternario*, AEQUA, Santander :35-41.
- MOÑINO, M; CENDRERO, A.; DIAZ DE TERAN, J.R.(1988).- Dinámica glaciar cuaternaria en la vertiente Norte de Castro Valnera. *Congreso Geológico de España*, vol. 1 :339-402.
- MUGNIER, C. (1968).- El karst de la región de Asón y su evolución morfológica. *Cuadernos de Espeleología*, 4. Santander, 146 p.
- ORTEGA VALCARCEL, J.(1974).- *La transformación de un espacio rural: Las montañas de Burgos*. Universidad de Valladolid. Valladolid, 531 p.
- PASCAL, A.(1983).- L'Urgoniense. Systemes biosedimentaires et tectogenese. *En Vue sur le Cretace basco-Cantabrique et nord-Iberique*. Memoires Géologiques de la Université de Dijon, Institut des Sciences de la Terre, Dijon :45-75.
- RAT, P.(1959).- *Les pays cretacés basco-cantábriques (Espagne)*. Publication Université de Dijon, v. 18, Dijon 525 p.
- SAENZ, C.(1935).- Restos glaciares de Castro Valnera. *Boletín Real Sociedad Española Historia Natural*, XXXV :236-237.
- SERRANO CAÑADAS, E.(1995).- Geomorfología glaciar del alto Trueba. Meaza *et al.* (eds).- *Libro guía de excursiones XI Jornadas de Campo de Geografía Física*, A.G.E.:91-102

Pies de Figura

Figura 1. Situación del área de estudio.

Figura 2. Reconstrucción paleoglaciar del valle del Trueba.

Figura 3. Esquema geomorfológico del complejo morrénico frontal de Espinosa de los Monteros. 1, Relieves en cuesta. 2, ríos y arroyos. 3, arcos morrénicos. 4, material morrénico disperso. 5, Depósito lacustre. 6, bloques dispersos. 7, artesa glaciar. 8, umbral glaciar. 9, escarpes. 10, T-I. 11, T-II. 12, T-III. 13, T-IV. 14, surcos erosivos fluviales. 15, paleocauces recientes. 16, cono de deyección.

Figura 4. Perfil vertical del depósito del Polideportivo (Espinosa de Los Monteros). E, espesor. C F, código de facies (Dmm, diamictón masivo con matriz fina. Gm, gravas masivas. Sh, arenas con gravas y cantos y laminación. Fm, finos masivos). L, litología. E, estructuras. A. Textura de cantos y bloques: 1, 2-4 cm.; 2, 4-6 cm.; 3, 6-8 cm.; 4, 8-12 cm.; 5, 16-24 cm.; 6, >24 cm.
B. Petrografía: 1, areniscas. 2, calizas. 3, conglomerados. 4, margas. C. Morfometría: A, aristada. S, subredondeado. R, redondeado.

Figura 5. Perfil geomorfológico del Trueba aguas abajo de Espinosa de Los Monteros. M-I, morrena externa. M-II, morrenas internas. t-I, nivel de terraza I, t-II, nivel de terraza II. t-III, nivel de terraza III, t-IV, nivel de terraza IV. P.1, E.1, E.2 y E.3, situación de las muestras del cuadro I.









