

EL BIERZO. ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE  
D'UN BASSIN INTRAMONTAGNEUX DANS LE NW DE L'ESPAGNE <sup>1</sup>

PAR

W. J. SLUITER <sup>2</sup>

AVEC LA COLLABORATION DE

A. J. PANNEKOEK

<sup>1</sup>) Cette étude a été le sujet d'une thèse soutenue à l'université de Leyde le 18 mars 1964. Les principaux résultats sont contenus dans la présente note. Les travaux de terrain ont été exécutés pendant les étés de 1959, 1960 et 1961 sous la direction du professeur A. J. Pannekoek, qui a aussi collaboré à la rédaction du texte de cette note. Nous tenons à remercier le dr. P. Hartman et M. C. F. Woensdregt pour l'interprétation des diagrammes aux rayons-x des minéraux argileux, M. A. Verhoorn qui les a pris, Mlles B. Nieuwenhuizen, H. B. J. Rijsbergen, L. Chou et M. J. Roodakkers pour leur aide au laboratoire, M. J. Bult pour l'exécution des dessins, Mme A. Spijker-Bouuaert pour la correction du texte français et Mlle P. H. Bitter pour la dactylographie.

Mi estancia en la casa de los muy estimados señores Blanco y Perez durante mi trabajo de campo lo recordaré con mucho agradecimiento.

<sup>2</sup>) Service géologique de Ghana.

## TABLE

SUMMARY . . . . .	145
RESUMEN . . . . .	146
CHAPITRE I INTRODUCTION . . . . .	148
1. But du travail . . . . .	148
2. Cadre topographique . . . . .	148
CHAPITRE II ÂGE DES DÉPÔTS . . . . .	150
CHAPITRE III TECTONIQUE NÉOGÈNE . . . . .	152
CHAPITRE IV SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS TERTIAIRES . . . . .	154
1. Généralités . . . . .	154
2. Altération superficielle ancienne . . . . .	156
3. Faciès de Las Médulas . . . . .	158
4. Faciès de Santalla . . . . .	161
5. Faciès de Vega de Espinareda . . . . .	163
6. Faciès de Fresnedo . . . . .	165
7. Faciès d'Astorga . . . . .	165
CHAPITRE V MORPHOLOGIE . . . . .	170
1. Surfaces d'aplanissement . . . . .	170
2. Pédiments et rañas . . . . .	172
3. Les terrasses quaternaires . . . . .	173
CHAPITRE IV HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET MORPHOGENÈSE . . . . .	175
1. Évolution au Miocène . . . . .	175
2. Évolution au Pliocène . . . . .	177
3. Évolution au Quaternaire . . . . .	178
REMARQUES FINALES . . . . .	179
BIBLIOGRAPHIE . . . . .	180

## SUMMARY

### SEDIMENTOLOGY AND GEOMORPHOLOGY OF EL BIERZO (NW SPAIN)

The purpose of this investigation was to study sedimentation in an intramontane basin in its relation to the relief of the surrounding mountain area.

El Bierzo, an intramontane basin in NE Spain, is partly filled by continental Tertiary sediments whose age is thought to be Vindobonian on the basis of comparison with those of the Duero basin. These deposits were analysed by sedimentological methods: determination of grain-size, grain roundness, pebble composition, mineralogy of the light and heavy fractions and of the clays (by x-ray).

In some places the Tertiary deposits overlie deeply weathered Paleozoic rocks, considered to be the C-horizon of paleosols of Tertiary age from which the red and more clayey A and B zones have disappeared. The latter, together with unweathered rocks, are thought to be the source material of the Tertiary beds.

Five different facies have been distinguished in the Miocene deposits. In the SW there are red-brown conglomerates with pebbles consisting partially of shale (Las Médulas facies). The main mass of the basin sediments are mostly silts and clayey silts with some gravels, the sandy fractions again consisting mainly of shale fragments (Santalla facies). These deposits are therefore thought to derive from the same source as those of Las Médulas and to represent the finer fractions which were transported farther. Near the borders of the basin there are some local grey calcareous deposits containing breccias that are assumed to have been formed near faults (Vega de Espinareda facies). On top of the beds in the Santalla facies there are again local conglomerates of a more yellow colour (Fresnedo facies). The Astorga-facies, lastly, forms a transition to the deposits of the Duero basin in the E; it contains red conglomerates as well as sands and silts.

Among the clay minerals, illite usually predominates as in the source rocks, but in the stagnant waters of the basin centre montmorillonite was formed as well. Towards the E there is an increasing kaolinite content, and in one case a considerable amount of attapulgite was found. The heavy minerals are for the most part the common resistant species, with the addition of anatase (which occurs in lateritic soils) in the Astorga facies. These facts suggest that the Tertiary soil-forming processes were more intense (i.e. lateritic in type) in the eastern part than in the Bierzo basin proper.

Sedimentation started when some parts of the Miocene relief, covered by a thick soil, began to rise and were partly eroded, and others subsided so as to form an area of sedimentation. Remains of the Early Miocene topography are preserved in various places as surfaces with low relief on which remainders of Tertiary deposits and deep weathering are found. The most important of these is the Brañuelas surface, a plateau separating the Bierzo from the Duero basin. This plateau must once have been covered by Miocene sediments, which means that the deposits of both areas were connected and that drainage took place towards the E. After the tectonic movements that affected the Bierzo basin towards the end of the Miocene, the connection was severed and the drainage direction was reversed to the W.

Later, probably during the Villafranchian, pediments on the lower slopes of the uplifted mountain masses were covered by thin angular gravels (raña's) and fanglomerates, and the erosion surfaces were remodelled. During the remainder of the Quaternary, five terrace levels were formed in the easily erocable deposits of the Bierzo, and the partial evacuation of the basin deposits was accomplished.

## RESUMEN

### EL BIERZO, SEDIMENTOLOGÍA Y GEOMORFOLOGÍA DE UNA CUENCA INTRAMONTAÑOSA

Esta investigación fué iniciada con el propósito de estudiar la sedimentación en una cuenca en relación con el relieve de la orla montañosa que la rodea.

El Bierzo, situado en el centro del macizo al Oeste de la provincia de León, en parte está relleno de sedimentos continentales terciarios. La edad de estos probablemente es vindoboniense, en razón de su semejanza con los de la cuenca del Duero. Los sedimentos han sido analizados según métodos sedimentológicos: granulometría, morfometría de las arenas, determinación de la petrografía de los cantos, de la mineralogía de la fracción ligera y de los minerales pesados y mineralogía de las arcillas (por rayos x).

En varios sitios se halla una zona de profunda meteorización de las rocas paleozoicas que se encuentra varios veces debajo de los sedimentos terciarios. Suponemos que se trata de un horizonte C de suelos de edad terciaria, de los cuales han desaparecido los horizontes A y B rojos y más arcillosos. Consideramos estos, juntamente con las rocas frescas, como la materia de la cual nacieron los sedimentos terciarios.

En los sedimentos distinguimos cinco facies litológicas diferentes:

1a. En el Sudoeste se hallan conglomerados rojizos con cantos que en gran parte se componen de pizarra (facies de Las Médulas).

2a. La mayor parte de los sedimentos de la cuenca son arenosos y arcillosos con unas capas de grava; las areniscas se componen igualmente en la mayoría de fragmentos de pizarras (facies de Santalla). Por eso creemos que estos sedimentos tienen origen en la misma área de alimentación así como los de Las Médulas y representan las fracciones más finas que han sido transportadas más lejos.

3a. Cerca de los rebordes de la cuenca hay unos sedimentos grises calcáreos de origen local, que contienen brechas que puedan haberse formado cerca de las fallas (facies de Vega de Espinareda).

4a. Conglomerados de color más amarillo se encuentran localmente superpuestos a las capas que constituyen la facies de Santalla (facies de Fresnedo).

5a. Finalmente la facies de Astorga es una transición hacia los sedimentos de la cuenca del Duero más al Este; contiene conglomerados rojos así como arenas y arcillas, en parte de color gris.

Entre los minerales arcillosos lo que prevalece es generalmente la ilita, así como en la roca madre, pero hacia el Este hay un contenido creciente de caolinita, que indica una meteorización más intensiva en la parte oriental que en el mismo Bierzo. En los depósitos de la facies de Santalla se ve un porcentaje moderado de montmorillonita y una vez encontramos bastante cantidad de atapulgita cerca de Astorga, que puedan ser indicaciones de cierta evaporación en las cuencas miocénicas.

Los minerales pesados en gran parte pertenecen a la asociación común resistente

(circón, rutilo, turmalina), pero en la facies de Astorga aquellos se encuentran juntos con anatasa, mineral que se encuentra en suelos lateríticos.

La sedimentación empezó cuando unas partes del relieve miocénico, cubiertas de suelos rojizos de gran espesor, fueron elevadas y sometidas a la erosión, y otras se hundieron, formando áreas de sedimentación. Restos de la topografía del Mioceno inicial se han conservado en varios sitios como superficies de relieve bajo en los cuales se encuentran residuos de sedimentos terciarios y alteración profunda. El más importante de esos arrasamientos es la superficie de Brañuelas, una altaplanicie que separa el Bierzo de la cuenca del Duero. Esta altaplanicie algún tiempo tuvo que estar cubierta de sedimentos miocénicos, lo cual significa que los sedimentos de ambas regiones estaban reunidos y que el desagüe se efectuaba hacia el Este. Después de los movimientos tectónicos que han influido en la cuenca del Bierzo hacia el fin del Mioceno, la conexión ha sido rota, y la dirección del desagüe retornó hacia el Occidente.

Más tarde, probablemente durante el Villafranquiano, pedimentos en las pendientes más bajas de las cordilleras levantadas fueron cubiertos de rañas angulosas de un dm de espesor, y de fanglomerados. Durante el resto del Cuaternario, cinco terrazas se formaron en la cuenca del Bierzo y acabó la evacuación parcial de los sedimentos terciarios.

## CHAPITRE I

### INTRODUCTION

#### 1. *But du travail*

Le but de nos recherches a été d'établir la relation entre la sédimentation dans un bassin intramontagneux et le relief de son cadre.

El Bierzo, que nous avons choisi comme sujet de nos travaux, est une grande dépression située au milieu des montagnes paléozoïques de l'ouest de la province de León. La dépression est en partie remplie de dépôts continentaux d'âge tertiaire et quaternaire (fig. 1, carte), qui ont été maintes fois cités dans la littérature (Vidal Box, 1941; Hernández-Sampelayo, 1951, Birot & Solé Sabarís, 1954b) sans qu'on en ait jamais fait une étude sédimentologique détaillée. Aussi on pouvait s'attendre à ce qu'une telle étude fournisse d'intéressantes conclusions sur la provenance des sédiments et sur les conditions climatiques, hydrologiques et géomorphologiques sous lesquelles ils se sont formés, ou plus généralement sur l'évolution de cette partie de l'Espagne pendant le Tertiaire et le Quaternaire. Une telle étude pourrait, en outre, mener à une comparaison avec d'autres bassins tertiaires de l'Espagne, où des études de ce genre ont été réalisées (Riba, 1955; Mabesoone, 1959, 1962; Benayas et al., 1960).

Puis, plusieurs auteurs (op. cit.) ont mentionné l'existence d'importants aplanissements dans les montagnes environnantes. En suivant l'exemple des études faites sur la Cordillère Centrale (Schwenzner, 1937; Birot & Solé Sabarís, 1954a) on pourrait essayer d'établir la relation entre les dépôts et le relief entourant et contribuer ainsi à l'étude du problème des "sédiments corrélatifs" en général (Birot, 1955, spécialement p. 105-116; Pannekoek, 1957).

#### 2. *Cadre topographique*

El Bierzo, dont l'endroit le plus profond se trouve à une altitude de 420 m, est entouré des côtés nord, ouest et sud de massifs montagneux, s'élevant à des hauteurs de 1600 à 2200 m. C'est seulement vers l'est qu'il est bordé par un plateau moins élevé sur lequel s'étend la "Surface de Brañuelas" (col du Manzanal à 1230 m) et qui le sépare du bassin du Duero. Néanmoins le drainage du Bierzo est orienté vers l'ouest. Il s'effectue par le Sil avec ses affluents, qui se dirige directement vers le Miño et l'Atlantique en parcourant une gorge profonde, creusée dans le cadre montagneux qui entoure le bassin de ce côté. Nous allons discuter plus loin comment cet état de choses pourrait s'être produit.

Le bassin du Bierzo, d'une longueur de 50 km environ et d'une largeur variant de 15 à 30 km si l'on tient compte de quelques lambeaux de Tertiaire auxiliaires, est coupé du N au S par un sillon transversal, qui le divise en deux parties, le bassin de Bembibre en amont et celui de Ponferrada en aval.

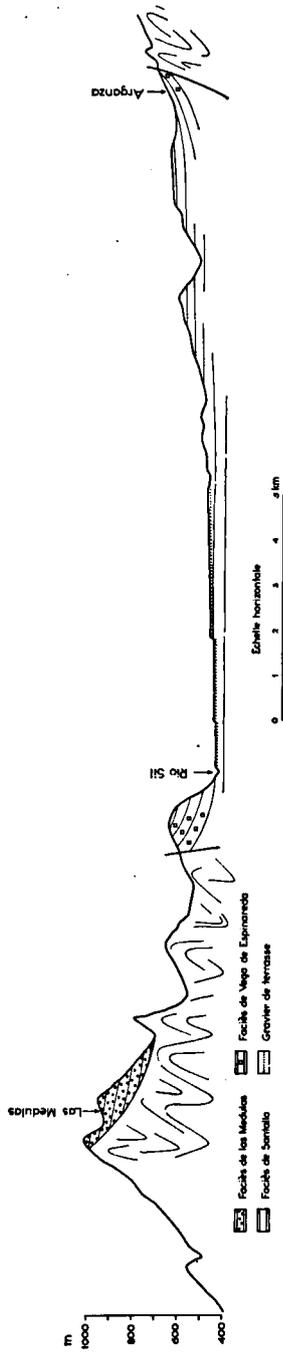


Fig. 1. Coupe S - N à travers le bassin de Ponferrada.  
*S - N section through the Ponferrada Basin.*

## CHAPITRE II

### ÂGE DES DÉPÔTS

Quant au cadre montagneux ancien, il suffit de dire qu'il consiste en majeure partie en sédiments légèrement métamorphiques datant du Cambrien supérieur, de l'Ordovicien et du Silurien (Hernández-Sampelayo, 1951, 1952; Matte, 1963). Il se compose surtout de schistes et de quartzites, tandis que le Silurien contient aussi des calcaires massifs qui se font remarquer dans le terrain par leurs parois rocheuses.

Une discordance sépare le Paléozoïque ancien du Stéphanien moins fortement plissé, qui se trouve dans quelques bassins au nord et à l'est du Bierzo, et qui se compose, à part d'un conglomérat de base, de grès et de schistes avec des couches de charbon. Un granite intrusif se trouve dans le sillon séparant les deux bassins.

L'âge des dépôts tertiaires et quaternaires devra retenir notre attention plus longuement.

Un âge paléogène a été attribué par Vidal Box (1954) à des dépôts se trouvant dans la partie sud du bassin, et caractérisés par leur couleur grise, leur dureté, leur contenu de calcaire, leur pendage de 35°-40°, et enfin par une discordance qui les séparerait des terrains néogènes et qui, d'ailleurs, n'a pas été observée par nous-mêmes. Par contre, dans le nord du bassin de Ponferrada on trouve des dépôts tout à fait semblables, qui ne sont, comme nous allons le montrer, qu'un faciès local du Néogène (faciès de Vega de Espinareda). Ce sont en partie des brèches de pente, formées lors de la résurrection des bords du bassin. Aussi nous préférons, jusqu'à nouvelle preuve, de mettre en doute l'existence de Paléogène au Bierzo.

Un âge néogène pour la plus grande partie des sédiments du Bierzo, dépourvus de fossiles, ne peut pas davantage être prouvé de manière certaine. Il y en a dont l'âge serait miocène pour certains auteurs, pliocène ou quaternaire pour d'autres. Il faut donc recourir à une comparaison avec les dépôts du bassin du Duero. Plus loin, nous allons montrer que les assises rouges du Bierzo correspondent, et sont rattachées par des lambeaux intermédiaires, aux dépôts fossilifères appartenant au Vindobonien supérieur du bassin du Duero (Bataller & Sampelayo, 1944; Crusafont & de Villalta, 1954). Dans les deux régions ils sont suivis de dépôts plutôt jaunes qu'on pourrait attribuer à la partie supérieure du même sous-étage et au Pontien.

Un grand laps de temps les sépare des graviers anguleux désignés comme "rañas", et des fanglomérats. Habituellement on assigne les rañas d'Espagne, vestiges d'un climat plutôt semi-aride, au Villafranchien. La faune la plus complète du Villafranchien, celle de Villarroya (Crusafont & de Villalta, 1957), par contre, présente les caractères d'un climat assez chaud et humide. Puisque les rañas de notre région dérivent de sols rouges, témoignages d'un tel climat chaud-humide, les rañas pourraient être un peu plus récentes que la faune de Villarroya. On pourrait interpréter un tel passage de climat humide à un climat plus sec comme l'expression locale des changements climatiques pendant le Quaternaire ancien (pré-Günz). Une telle interprétation n'est cependant pas basée sur des preuves absolues, et il est possible qu'il s'agisse d'une période humide plus ancienne, peut-être pliocène.

Pour la datation des terrasses quaternaires (voir chapitre V) on ne peut pas non plus se baser sur des fossiles, et il faut se contenter, sous toute réserve, d'une hypothèse de travail préliminaire. La basse terrasse (T4) pourrait être attribuée,

comme c'est la règle, au Würmien, la T5 étant alors tardiglaciaire ou holocène. Les vestiges d'une glaciation dans les massifs environnants ont été, du reste, également attribués au Würmien, sans exclure la possibilité d'une glaciation rissienne (Vosseler, 1931; Nussbaum & Gygax, 1952; Vidal Box, 1958).

La haute terrasse (T1), dans laquelle on ne trouve que du matériau miocène repris par l'érosion et pas encore de cailloux frais, pourrait correspondre à une glaciation ancienne moins froide, peut-être celle du Günz. Alors la T2, dans laquelle apparaissent pour la première fois des matériaux frais, devrait se placer dans la glaciation mindelienne et la T3 dans le Riss. Mais il faut retenir qu'une telle "datation" n'est rien qu'une première approximation.

### CHAPITRE III

## TECTONIQUE NÉOGÈNE

L'histoire géomorphologique, que nous allons développer plus tard (chapitre VI), démontre que des mouvements du sol ont dû se produire à différents moments du Tertiaire, donc en plusieurs phases. Dans le présent chapitre nous essayerons de localiser quelques déformations visibles sur le terrain (fig. 2).

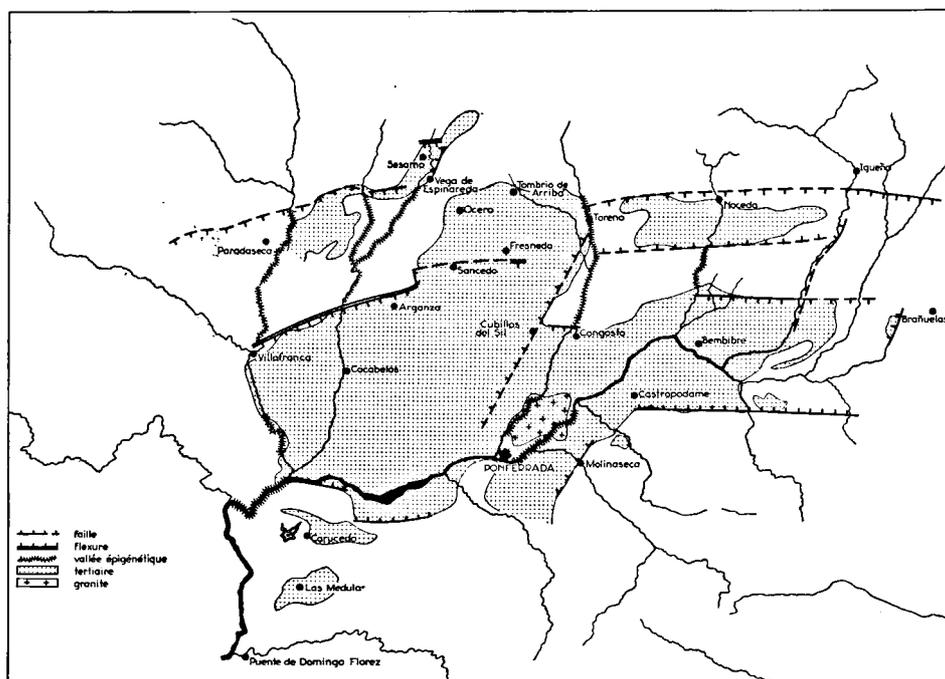


Fig. 2. Esquisse des principales failles néogènes et des cours epigénétiques.  
*Sketch map of the main Upper Tertiary faults and of the superimposed valleys.*

Le premier mouvement dont on peut enregistrer des traces est celui qui a engendré le commencement de la sédimentation, d'une part par une résurrection du cadre, d'autre part par une subsidence de l'aire de déposition, comme l'a envisagé Vidal Box (1941). A plusieurs endroits on peut retrouver des failles ou des flexures dont le mouvement s'est en effet poursuivi pendant la sédimentation. C'est là que s'est formée localement une brèche sédimentaire, que nous allons désigner sous le nom de "faciès de Vega de Espinareda" et qui passe latéralement au type normal du bassin. C'est le cas à Santalla au bord sud du bassin de Ponferrada, à Vega de Espinareda et à Arganza au bord nord de ce bassin (fig. 1, carte).

D'autres failles et flexures ont dû se former après la sédimentation miocène. Entre Villafranca et Arganza se situe une flexure entre le Paléozoïque et le Miocène,

où ce dernier a une inclinaison de 51°. Au nord de Vega de Espinareda les couches miocènes et leur plan de contact avec le Paléozoïque sont même redressés dans une position verticale.

Le bassin de Bembibre et le lambeau de Noceda au nord de celui-ci sont probablement entourés de failles aussi, bien que des contacts anormaux n'y soient guère visibles ou pas convaincants. La grande paroi au sud de Bembibre, par exemple, a le caractère d'une ligne de faille, ce qui est étayé par le fait que le sédiment ne devient pas plus grossier au fur et à mesure qu'on se rapproche du bord du bassin. Au bord nord du bassin de Bembibre on peut même observer un contact entre le Miocène horizontal et le quartzite paléozoïque fortement incliné; qu'il s'agisse d'une faille devient probable quand on considère que le prolongement de cette ligne sépare deux lambeaux d'une surface d'aplanissement avec une dénivellation de 200 m.

La bordure orientale du bassin de Bembibre présente également une forte différence de hauteur (de 200 m) entre le fond du bassin et des lambeaux de Tertiaire enfoncés dans la surface de Brañuelas, ce qui pourrait indiquer que cette bordure représente une faille qui suit plus ou moins le río Boeza. Un des lambeaux mentionnés a été basculé et est probablement délimité par une faille lui aussi.

Il n'est pas démontrable que les bordures du petit bassin auxiliaire de Noceda soient des failles elles-mêmes, mais dans leurs prolongements vers l'W, Vidal Box (1960) indique des failles dans sa coupe le long du Sil.

De ces observations, d'ailleurs limitées, il apparaît que les mouvements ont suivi surtout deux directions, l'une plus ou moins W-E, l'autre SSW-NNE (fig. 2). Ce sont ces directions qui déterminent en partie la forme du bassin.

Quant à la répartition des mouvements dans le temps, on pourrait peut-être ranger les déformations au commencement de la sédimentation dans la phase styrienne de Stille, bien qu'elles aient continué pendant quelque temps après. Les mouvements après la mise en place des dépôts miocènes pourraient appartenir à la phase rhodanienne, à laquelle on attribue généralement une grande influence sur le relief et l'écoulement de la péninsule. Comme on le verra dans le dernier chapitre, nous sommes, nous-aussi, tentés d'admettre que vers cette époque la direction de l'écoulement fut inversée.

## SÉDIMENTOLOGIE DES DÉPÔTS TERTIAIRES

1. *Généralités*

Bien que l'âge de tous les dépôts tertiaires du Bierzo soit à peu près le même, c'est-à-dire Vindobonien supérieur, ils présentent des différences de faciès, dépendant de la distance de transport, de la composition de la roche mère et de conditions locales. Considérons ces circonstances de formation un peu plus en détail.

On serait tenté de croire que la composition minéralogique d'un sédiment est déterminée en premier lieu par celle de la roche-mère. Mais généralement la roche mère ne se trouve à la surface que sous une forme altérée en dépendance du climat, ce qui veut dire que certains minéraux ont disparu sous l'action de l'altération superficielle ou ont été transformés, tandis que d'autres, qui sont dus à une néoformation dans le sol, s'y sont ajoutés. La proportion dans laquelle d'une part la roche saine, d'autre part la roche altérée et le sol contribuent à la formation d'un sédiment dépend surtout de la profondeur de l'érosion qui, à son tour, est influencée en partie par la tectonique, c'est-à-dire par la surélévation subie par le morceau de terrain en question. Nous allons en trouver des exemples dans notre terrain d'étude.

La granulométrie des sédiments est l'effet non seulement de celle de la roche mère décomposée, mais aussi bien des conditions de transport. Ces conditions dépendent à la fois du climat (fréquence de pluies, régime de crues), du réseau fluvial existant au moment envisagé et du relief. Ce sont ces conditions et leurs changements qui font déposer ici des graviers, plus loin des sables, et aux endroits à écoulement stagnant, des argiles.

Doeglas (1946) a établi des courbes granulométriques hypothétiques, qui montrent la différenciation et la séparation du matériau transporté dans un cours d'eau. Un premier type (courbe R de la fig. 3c) représente les éléments charriés sur le fond et qui seront déposés lors d'une première diminution de la vitesse (pourvu que des particules plus fines prises entre les éléments grossiers en soient lessivés). Le deuxième type (courbe S) est celui du sédiment qui va être accumulé lorsque la capacité continue à décroître, tandis que la troisième courbe (T) est celle des particules en suspension qui ne seront déposées qu'au moment où l'écoulement aura cessé. Beaucoup de sédiments naturels sont des mélanges de ces trois types, et pourront être comparés à ceux des courbes *b*, *c* et *d* de la fig. 3b, obtenues en mélangeant les matériaux *a* et *e*, correspondant à peu près à R et S de la fig. 3c, dans des proportions variables.

Outre l'influence de la roche mère et des conditions de transport, il y a un troisième facteur, qui peut modifier à la fois la composition minéralogique et la la composition granulométrique: c'est la diagenèse. Elle n'a pas été forte dans nos sédiments peu anciens, mais, d'autre part, ne doit pas non plus être négligée. Elle se fait remarquer: (1) par une légère cimentation par de la calcite; (2) par une certaine cimentation par silicification de quelques-unes des argiles, processus décrit, entre autres, par Bisque (1962), et (3) par la néoformation de certains minéraux (attapulgite, montmorillonite, anatase).

Pour la classification et la dénomination des sédiments nous nous sommes servis du triangle de Shepard (fig. 3a). La fraction de 2-50 microns sera désignée comme silt, terme qui est utilisé de plus en plus dans la littérature internationale et qui a été

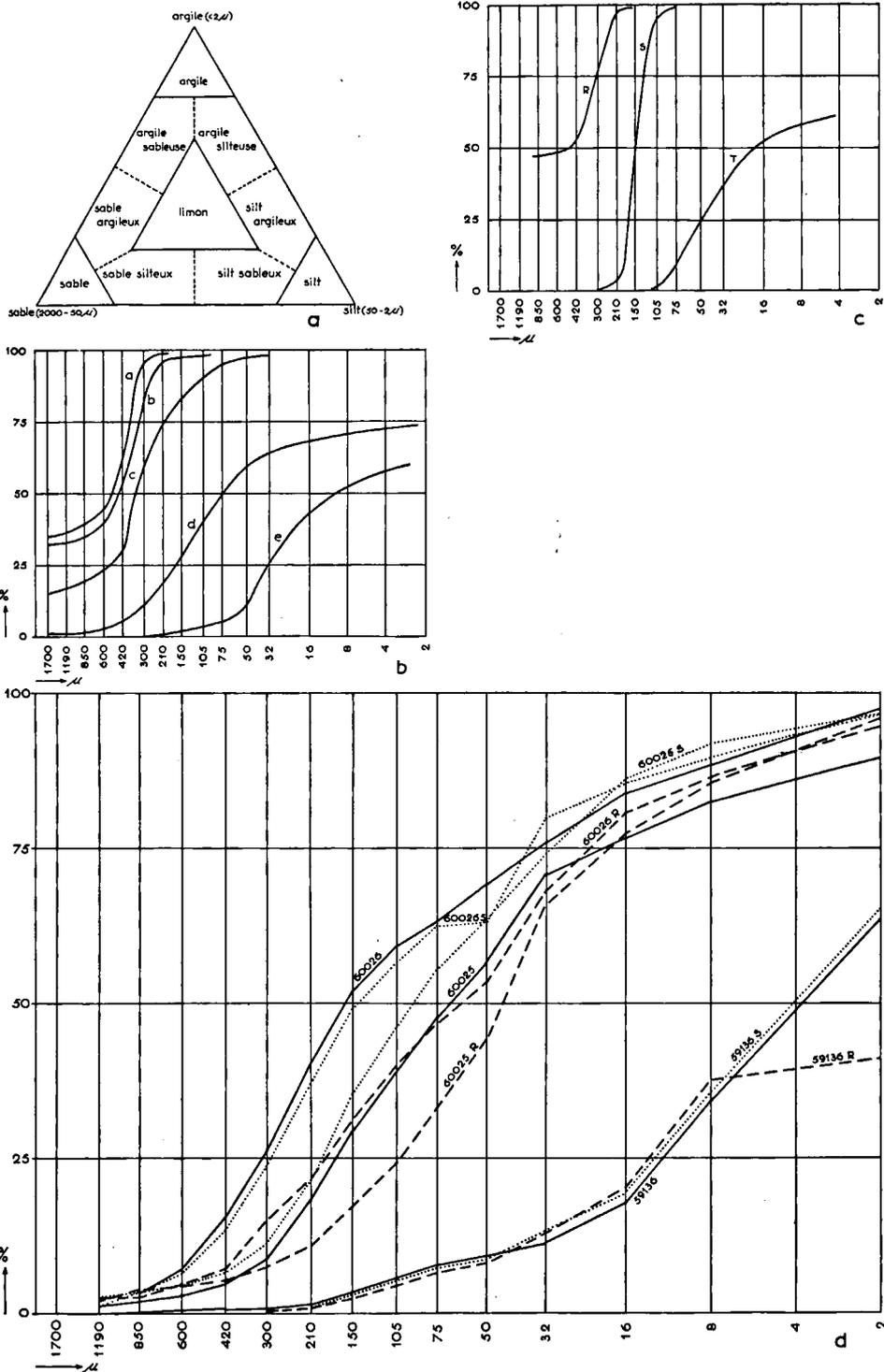


Fig. 3. a. Diagramme de nomenclature, adapté d'après Shepard.  
 b. Courbes granulométriques (b-d) résultant du mélange de deux sédiments (a, e), d'après Doeglas.  
 c. Courbes granulométriques des trois types principaux de dépôts fluviaux, d'après Doeglas.  
 d. Courbes granulométriques de trois échantillons de particules schisteux avant traitement (lignes tirées), après agitation sous l'eau (lignes pointillées) et après agitation sèche (lignes tiretées).  
 a. Nomenclature diagram, mainly after Shepard.  
 b. Cumulative curves (b-d) of three mixtures of the sediments a and e, after Doeglas.  
 c. Cumulative curves of three main types of fluvial deposits, after Doeglas.  
 d. Cumulative curves of three samples consisting of shale fragments: before treatment (drawn lines), after shaking in water (stippled lines), and after dry shaking (broken lines).

introduit récemment dans la terminologie française <sup>3</sup>. Il est plus ou moins équivalent aux termes poudre, poussière, aleurite, limon d'autres auteurs. Nous avons réservé le terme limon aux mélanges des trois composantes, mélanges qui figurent au milieu du diagramme de Shepard.

## 2. *Altération superficielle ancienne*

Puisqu'on pourrait s'attendre, comme nous venons de le dire, à ce que plusieurs sédiments tertiaires se soient formés au dépens de sols ou de zones altérées qui couvriraient alors le relief, nous avons d'abord rassemblé quelques données sur de telles zones d'altération conservées jusqu'à présent, afin de les comparer avec les sédiments en question.



Fig. 4. Forte altération superficielle de quartzite au NW d'Astorga; la roche a été transformée en une masse sableuse sauf quelques minces bancs plus résistants (photo A.J.P.).

*Strong weathering of quartzite NW of Astorga; the rock has been decomposed into sand except for some thin resistant layers.*

En effet le terrain d'étude comprend de beaux exemples d'une telle altération par laquelle la roche a été décomposée et pourrie jusqu'à une profondeur considérable (fig. 4). On en trouve plusieurs au-dessous des dépôts miocènes, d'autres sont à découvert mais à des endroits où le Miocène a probablement été enlevé, d'autres encore sur d'anciennes surfaces d'aplanissement. Vosseler (1933) en mentionne des exemples dans la région plus au S. Aussi nous sommes tentés de supposer qu'il s'agit en effet d'une altération produite avant la sédimentation miocène. Toutefois, on ne peut exclure la possibilité que certains d'entre eux seraient dus à une altération plus récente, par exemple pliocène.

Il faut remarquer que ce ne sont, en général, pas des paléosols complets puisque les zones supérieures, plus mobiles, ont été en majeure partie enlevées par l'érosion.

<sup>3</sup>) Par exemple par P. R. Burollet (1957), Congr. Géol. Int., C.R. 20e Ses. V-2, p. 361.

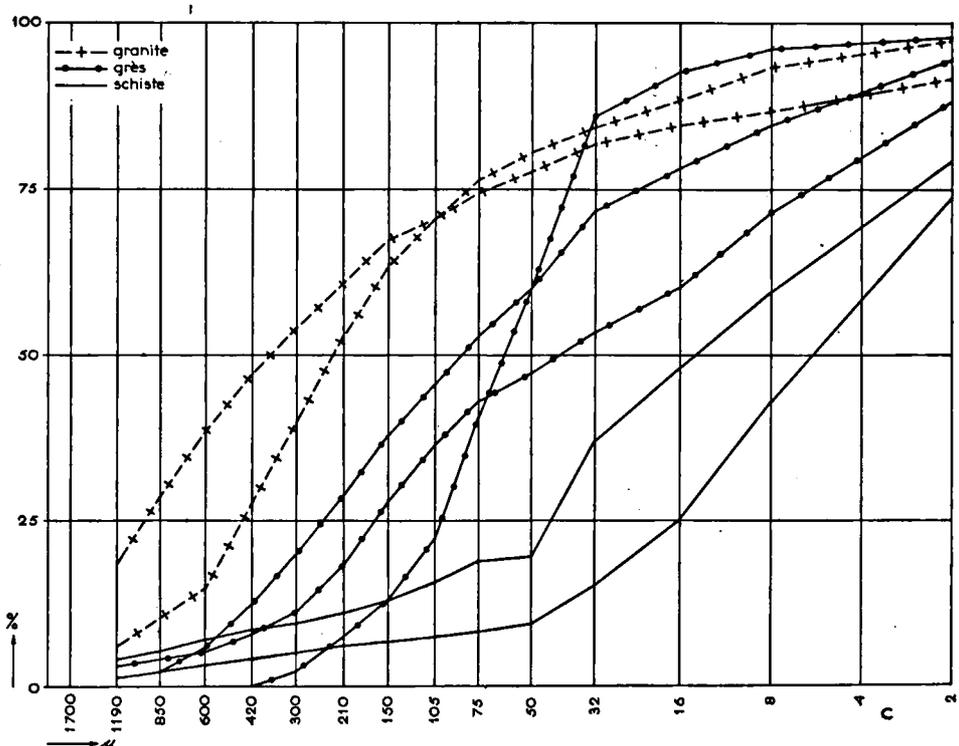
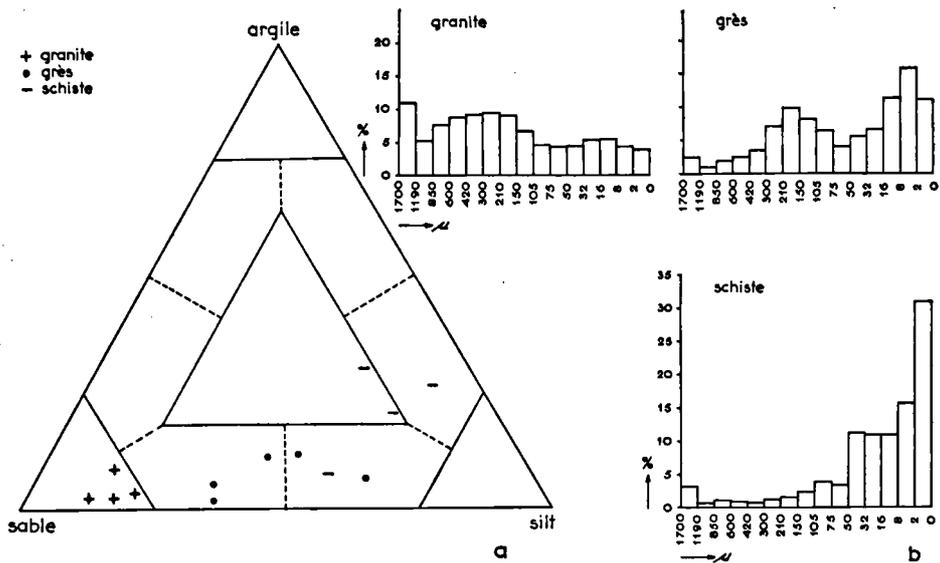


Fig. 5. *a.* Produits d'altération de trois roches différentes.  
*b.* Histogrammes de trois roches altérées.  
*c.* Courbes granulométriques de roches altérées.  
*a.* Grain size groups of some weathered rocks.  
*b.* Histograms of three different weathered rocks.  
*c.* Cumulative curves of weathered rocks.

Une partie de ce matériau doit avoir été repris dans les sédiments. Ce qui reste n'est que la zone profonde d'un paléosol (l'horizon C), présentant surtout le caractère d'une roche pourrie. Nous n'avons pas étudié l'altération du point de vue pédologique mais seulement comme source possible des sédiments.

L'altération ancienne affecte plusieurs types de roche: des schistes, des schistes sableux, des quartzites, des grès, du granite. Le quartzite, par exemple, est devenu très friable, jusqu'à devenir du sable fin, à l'exception de quelques bancs plus durs (fig. 4) tandis que le schiste a repris son état primitif de matière argileuse. La couleur de la zone altérée est très variable: blanche, jaune pâle, brun pâle, parfois orange et rouge.

L'analyse granulométrique (fig. 5b, c) montre que non seulement ces roches altérées sont mal classées, comme on peut s'y attendre, mais aussi que la composition granulométrique dépend fortement du type de roche (fig. 5a): le granite donne un sable grossier, le quartzite et le grès un sable fin silteux, le schiste surtout un silt argileux. Une des courbes, cependant, est beaucoup plus raide que toutes les autres: c'est celle d'un grès marin carbonifère, dont elle reflète le caractère bien classé. La teneur en fraction argileuse des roches altérées est inférieure à celle de la plupart de nos sédiments tertiaires, ce qui se comprend si l'on admet que les zones supérieures du paléosol (A et B), plus argileuses et rouges, ont été enlevées et ont fourni le matériau dont les sédiments fins du Tertiaire sont dérivés.

### 3. *Faciès de Las Médulas*

Aspect. — Les dépôts se présentant sous ce faciès sont limités au coin SW du Bierzo, en particulier dans l'annexe du bassin entre Carucedo et Las Médulas, où ils s'étagent jusqu'à une hauteur de 1000 m, c.-à-d. 600 m au-dessus du fond du bassin actuel (fig. 1, carte). Les dépôts, dont l'épaisseur totale est évaluée à 300 m,



Fig. 6. Conglomérats du faciès de Las Médulas (photo A.J.P.).  
*Conglomerates in the Las Médulas facies.*

consistent surtout en conglomérats en couches épaisses (de 2 à 7 m), avec ci et là des couches de sable grossier ou fin, l'ensemble de couleur brun-jaune tirant sur le rouge (fig. 6). Leur âge, soit tertiaire, soit quaternaire, a été un sujet de discussion pendant plus de cent ans (Hern.-Sampelayo 1943).

Mentionnons, en passant, le relief curieux que ces dépôts présentent au sommet près de Las Médulas. On y observe une paroi nue de conglomérats, à plan concave, qui fait penser à une carrière. Il doit s'agir, en effet, d'un lieu d'exploitation d'or des Romains, comme on en trouve plusieurs dans les montagnes léonaises (Hernández-Sampelayo, 1951; Quiring, 1957). On peut observer les traces du canal d'approvisionnement de l'eau pour le lavage, dérivé du Rio Cabrera, comme en témoignent des inscriptions romaines (information écrite de M. E. J. Bolano du Musée archéologique provincial de Léon).

Analyse. — Les galets consistent en majeure partie en schiste, en second lieu en quartz filonien et, vers le haut, en quartzite. L'indice d'émoussé des quartzites a son maximum entre 150 et 200 mais un certain nombre d'éléments à plus forte usure y est mêlé (fig. 7a). La grandeur des galets est en moyenne de 3 à 5 cm, avec un maximum de 40 cm.

Les grains de sable, eux aussi, se composent surtout de fragments bien roulés de schiste, mélangés à des grains anguleux de quartz et de quartzite. On pourrait s'étonner que des particules de schiste transportés dans un fort courant qui charrie une grande quantité de sédiment, ne soient pas complètement broyés, comme le supposent plusieurs auteurs. Pour cette raison nous avons agité pendant 16 heures, d'abord sous l'eau, puis à l'état sec (dans un appareil Ro-Tap) des échantillons consistant complètement en fragments tendres de schiste altéré. On observe que seules les dimensions des grains ont un peu diminué (fig. 3d), mais qu'il n'est pas question de broyage.

Parmi les minéraux lourds, les espèces ubiquistes (rutile, tourmaline, mais surtout le zircon) dominant, tout comme dans les roches paléozoïques altérées; dans les couches grossières s'y ajoutent des grains qui ont l'apparence de saussurite et qui, à l'analyse par rayons-x, se révèlent être des agrégats de monazite-muscovite-quartz. La fraction argileuse consiste en illite avec très peu de kaolinite, tandis que la présence d'un peu de montmorillonite et de vermiculite dioctaédrique reste douteuse.

Les sables (matrices des conglomérats et intercalations sableuses) sont très mal classés et leur distribution granulométrique ressemble fort à celle des zones d'altération dont nous venons de parler, à l'exception d'une teneur plus élevée de grains grossiers et d'un peu plus d'argile (fig. 7c).

Conclusions. — Ces données permettent de tirer quelques conclusions quant aux conditions sous lesquelles ces dépôts se sont formés. Une forte érosion doit s'être produite dans le voisinage immédiat, érosion qui, d'une part, a enlevé des sols rougeâtres, mais d'autre part s'est aussi entaillée par des ravins accusés dans les schistes sous-jacents. Ainsi s'explique le mélange d'éléments grossiers de roche saine avec des produits d'altération de couleur rougeâtre. Cette érosion a dû être la suite de mouvements de bascule qui, d'une part ont surélevé certains blocs, atteints par conséquent par l'érosion, et d'autre part, en ont fait s'affaisser d'autres qui devenaient des aires de sédimentation. Aussi Birot & Solé Sabaris (1954b) parlent de sédiments synorogéniques. Avant ces mouvements la surface à faible relief doit avoir été couverte d'un sol brun-rougeâtre, pas trop évolué puisque le minéral argileux dominant est l'illite, comme dans la roche sous-jacente. Cependant l'altération doit avoir été suffisante pour attaquer la muscovite, ce minéral étant très rare dans les sédiments.

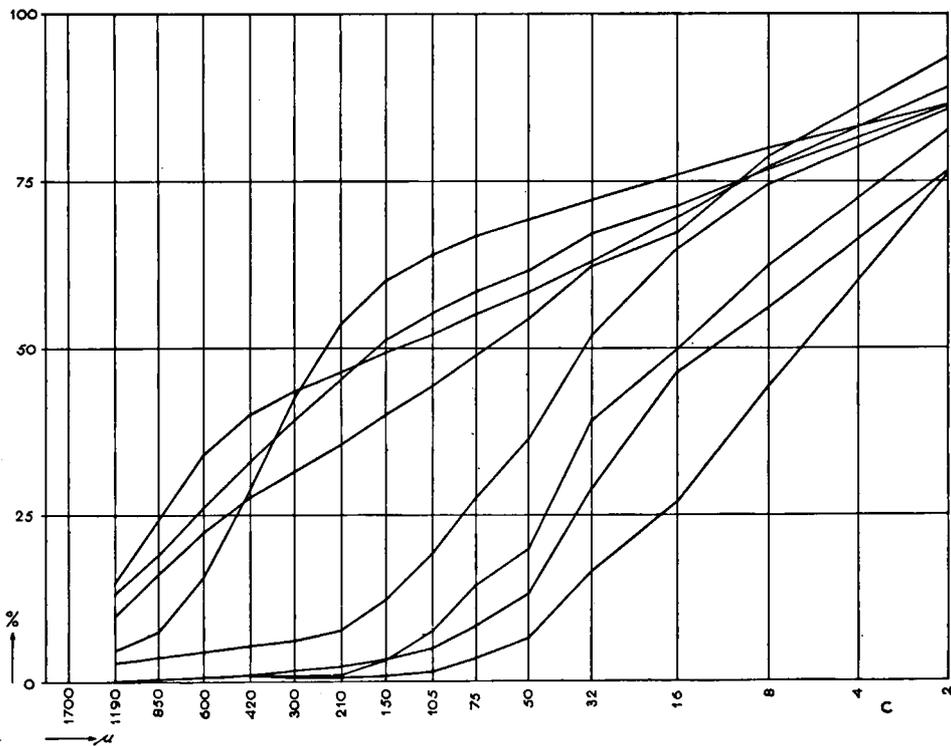
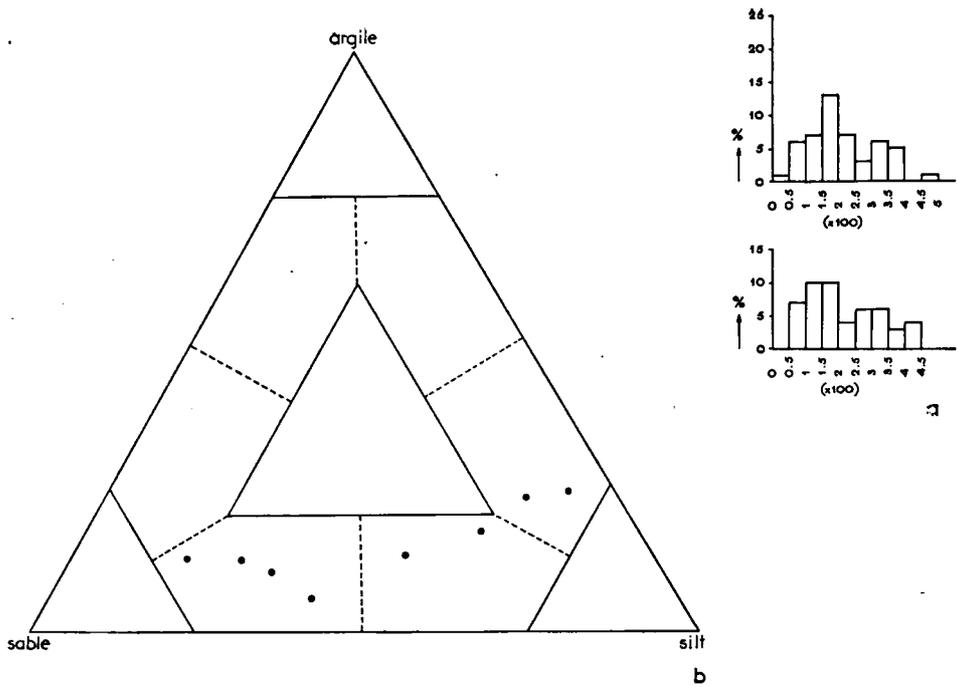


Fig. 7. a. Indices d'éroussé des galets de Las Médulas.  
 b. Nomenclature de quelques sédiments à grain fin de Las Médulas.  
 c. Courbes granulométriques de quelques sédiments à grain fin de Las Médulas.  
 a. Roundness of pebbles at Las Médulas.  
 b. Grain size groups of some fine-grained layers at Las Médulas.  
 c. Cumulative curves of some fine-grained layers at Las Médulas.

La sédimentation, à notre avis, s'est effectuée à partir de fleuves surchargés de matériaux détritiques à la suite de grandes averses. Après peu de distance, là où le relief s'abaissait, les éléments grossiers mélangés à des sables, se sont déposés en grands cônes de déjection, laissant passer seulement les grains en suspension vers le centre du bassin. La valeur peu élevée de l'indice d'émoussé des galets pourrait faire penser à un climat plutôt semi-aride (Cailleux & Tricart, 1959), mais il faut tenir compte de la faible distance de transport.

#### 4. *Faciès de Santalla*

Aspect. — Ce faciès se rencontre sur de grandes étendues dans les bassins de Ponferrada et de Bembibre, où il caractérise la grande masse des dépôts (fig. 8, carte) excepté la partie tout à fait supérieure de la série. Il se distingue de celui de Las Médulas par son grain fin, bien que des couches de sable grossier et de gravier ne manquent pas. Ce dernier se compose surtout de quartz avec peu de quartzite



Fig. 8. Parois dans les sédiments du faciès de Santalla, près de Santalla, vu vers l'W; à droite le Sil et sa terrasse inférieure, T 4 (photo A.J.P.).

*Escarpmnt of deposits in Santalla facies, near Santalla, seen towards the W. To the right river Sil and its lower terrace (T 4).*

et de schiste. La couleur est en majeure partie d'un brun rougeâtre comme celle du faciès de Las Médulas, mais il y a aussi des parties tachetées de gris, tandis que la couleur change en gris et gris-vert le long des diaclases.

Les dépôts sont stratifiés (épaisseur des couches de 10 à 200 cm), mais la stratification est parfois mal visible dans les dépôts à grain fin; une stratification entrecroisée est rare. Quelques forages indiquent qu'en profondeur les couches deviennent plus calcaires tandis que les éléments grossiers disparaissent (Hernández-Sampelayo, 1943, 1951).

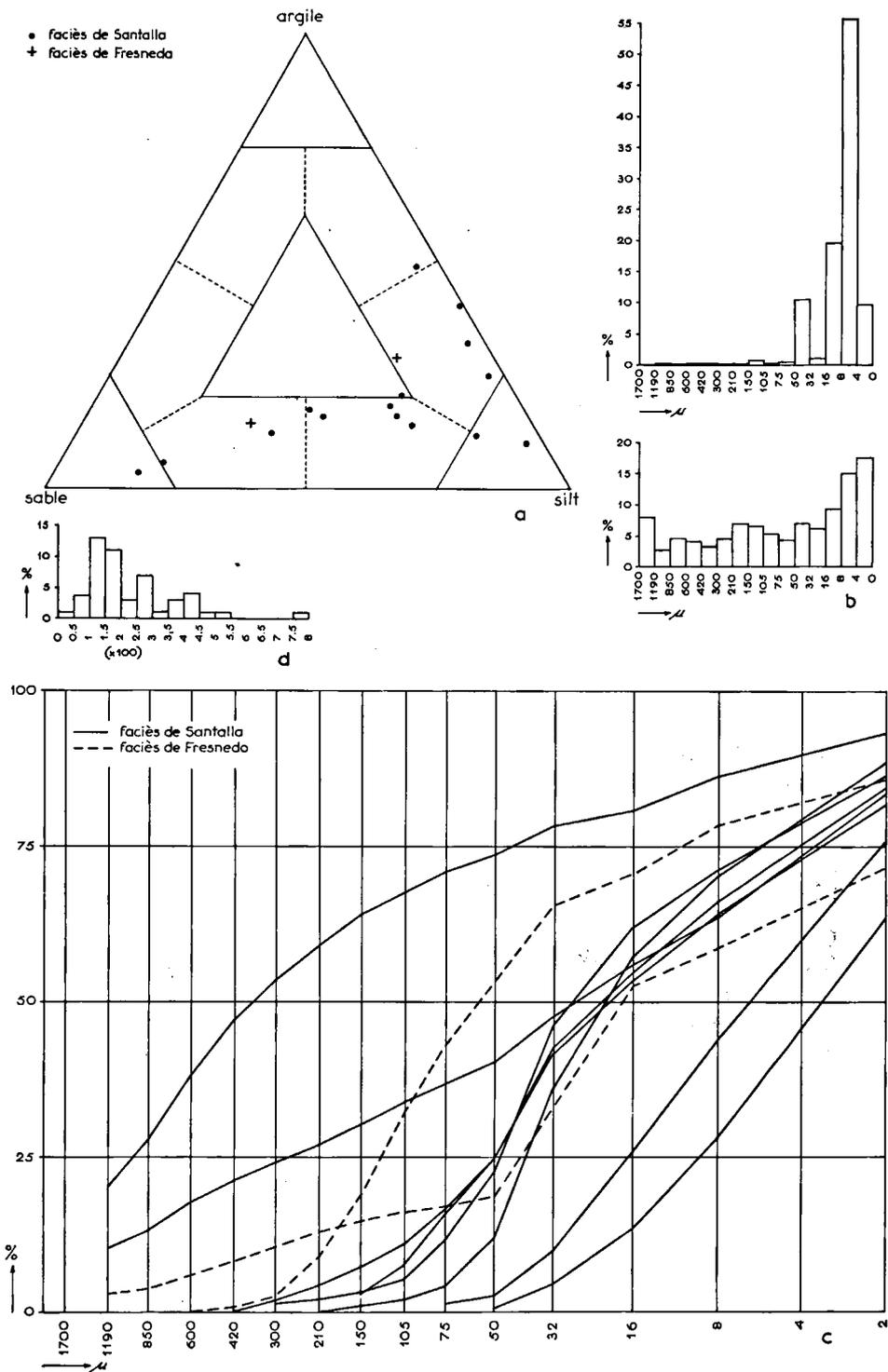


Fig. 9. *a.* Nomenclature des sédiments des faciès de Santalla et de Fresnedo.  
*b.* Histogrammes de deux sédiments du faciès de Santalla.  
*c.* Courbes granulométriques des sédiments du faciès de Santalla et de deux échantillons de celui de Fresnedo.  
*d.* Indices d'émoussé des galets du faciès de Fresnedo.  
*a.* Grain size groups of sediments in Santalla and Fresnedo facies.  
*b.* Histograms of two sediments in Santalla facies.  
*c.* Cumulative curves of sediments in Santalla facies and of two samples in Fresnedo facies.  
*d.* Roundness of pebbles in deposits in Fresnedo facies.

Analyse. — La plupart des courbes granulométriques (fig. 9c) montrent des maxima dans la fraction silteuse et ressemblent beaucoup à celles des dépôts les plus fins du faciès de Las Médulas. Il y en a où la proportion de sable ( $> 50 \mu$ ) se trouve entre 12 et 25 %, tandis que dans un autre groupe, plus fin, le sable fait pratiquement ou totalement défaut et la teneur en argile peut monter jusqu'à 48 % (fig. 9a, b). Quelques-unes des courbes de la fig. 9 représentent des dépôts plus sableux; ce sont celles de matrices de bancs de gravier.

Dans les sables, comme dans ceux de Las Médulas, les fragments de schiste assez usés prennent la première place, mélangés à très peu de quartzite. On pourrait désigner ces sables comme des litharénites. Dans les dépôts plus fins le quartz domine, mais on trouve aussi des feldspaths (peu altérés, pas kaolinisés), de la biotite (parfois fraîche, parfois changée en minéral de fer), de la muscovite, tous en grains anguleux. La goethite et l'hématite sont disséminés régulièrement dans la matrice, ce qui peut indiquer qu'ils ont été apportés avec l'argile et la séricite de la matrice.

Les minéraux lourds, eux aussi, présentent une grande conformité avec ceux du faciès de Las Médulas: les agrégats de quartz-muscovite-monazite sont fréquents dans les dépôts grossiers qui, du reste, sont peu nombreux ici, tandis que le zircon domine dans les sédiments à grain fin. Parmi les minéraux argileux c'est encore l'illite qui vient en premier lieu, avec généralement un peu de kaolinite, mais quelquefois mêlé à de la montmorillonite dans des proportions assez considérables (10-30 %).

Conclusions. — Les nombreux points de rapport avec le faciès de Las Médulas: granulométrie, minéraux légers, minéraux lourds, couleur, suggèrent une origine commune. Aussi nous croyons que le faciès de Las Médulas représente la partie conglomératique, celui de Santalla la partie fine d'un même apport sédimentaire. Les conglomérats de Las Médulas ont été déposés, comme nous venons de le dire, à l'endroit où la pente diminuait, c'est-à-dire sur les flancs des Montes Aquilianos en voie de surrection, et le même raisonnement s'applique à d'autres conglomérats le long des bords du bassin, tandis que les fractions plus fines restaient en suspension et passaient plus loin vers la plaine du bassin, parfois inondée. L'eau a dû être stagnante de temps en temps, ce qui a donné lieu au milieu favorable pour la déposition d'argiles et, après une certaine évaporation de l'eau riche en anions, pour la néoformation de la montmorillonite. L'existence de croûtes calcaires, elle aussi, peut servir d'indice d'un climat à périodes sèches.

##### 5. *Faciès de Vega de Espinareda*

Aspect. — C'est un faciès local qui se trouve en quelques endroits aux bords du bassin. Il se distingue par l'intercalation de bancs brècheux parmi les dépôts sableux et silteux, par sa teneur en carbonate de chaux (restant toutefois inférieure à 25 %), en partie par une couleur grise, bien qu'il y ait aussi des bancs rouges. Il passe latéralement au faciès rougeâtre de Santalla.

Dans la localité-type (fig. 10) la partie inférieure consiste en sables et silts calcaires tandis que vers le haut on trouve des dépôts sableux et silteux rougeâtres, interrompus par des brèches, des conglomérats et des couches calcaires. A Cubillos del Sil (fig. 11) les couches inférieures sont à grain plus fin et peu calcaires, ceux qui suivent sont des bancs de conglomérat, parfois à ciment calcaire.

Analyse. — Les courbes granulométriques montrent que quelques couches sont plus sableuses que celles des faciès de Las Médulas et de Santalla. Nous avons ajouté la courbe d'un grès carbonifère avoisinant, ce qui permet de conclure que pro-

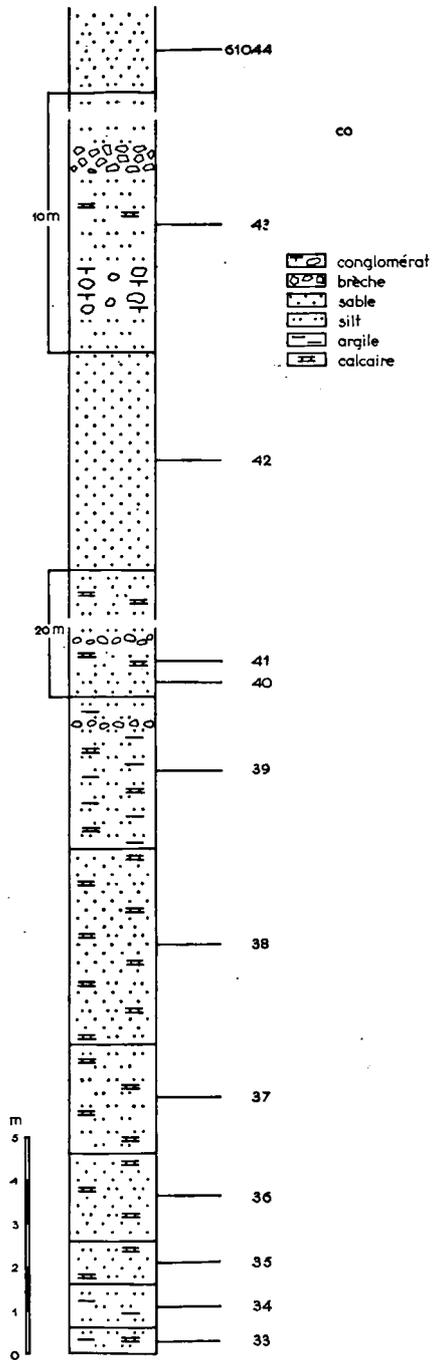


Fig. 10. Lithologie de l'affleurement-type du faciès de Vega de Espinareda.  
Lithology of type-locality of Vega de Espinareda facies.

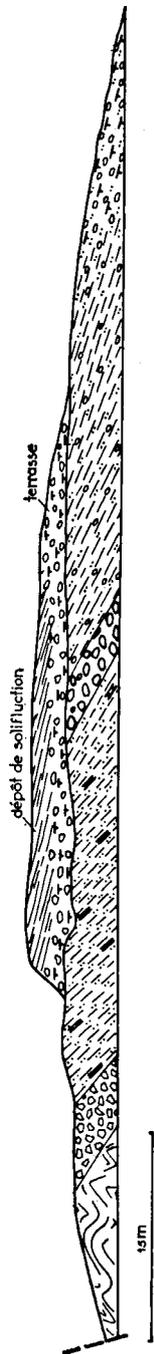


Fig. 11. Coupe de l'affleurement dans le faciès de Vega de Espinareda à Cubillos del Sil.  
Section of exposure in Vega de Espinareda facies at Cubillos del Sil.

bablement les sables du faciès de Vega de Espinareda dérivent de ce grès carbonifère (fig. 12).

La même conclusion s'applique à la composition de la fraction sableuse qui consiste surtout en fragments de grès (sauf une couche où les particules de schiste dominant), tandis que les grains plus fins consistent en quartz. La fraction argileuse se compose d'illite, comme dans la roche-mère, d'un peu de kaolinite, et de très peu de montmorillonite qui, d'ailleurs, se trouve aussi dans le carbonifère.

Les minéraux lourds diffèrent peu de ceux du faciès de Santalla, bien que la soi-disant saussurite atteigne des valeurs un peu plus élevées. Le zircon peut dominer fortement, comme, du reste, dans les grès carbonifères.

**Conclusions.**—Nous croyons pouvoir tirer la conclusion que ce faciès s'est formé par une érosion très locale, entaillant les roches carbonifères peu altérées, probablement à la suite de mouvements de failles. Ailleurs les sols rougeâtres doivent encore avoir couvert le paléozoïque puisqu'on trouve des intercalations rougeâtres, surtout à grain fin, dans ce faciès qui, du reste, passe latéralement à celui de Santalla. Le carbonate de chaux peut avoir été dérivé de calcaires paléozoïques dans le voisinage.

#### 6. *Faciès de Fresnedo*

**Aspect.**— Ce faciès est représenté par un dépôt d'une centaine de mètres d'épaisseur, qui à Fresnedo couvre ceux du faciès de Santalla. Il se compose surtout de conglomérats, en bancs d'un mètre en moyenne, alternant avec des lentilles de sable et d'argile. La couleur est surtout jaune, parfois rouge et jaune.

**Analyse.**— Les galets de quartzite sont en général mal roulés, mais il s'y mêle des galets bien roulés, peut-être dérivés d'autres conglomérats plus anciens (fig. 9d). La fraction sableuse consiste soit en fragments de schiste, soit en quartz, ce qui indique que l'apport fut très local. Les minéraux lourds sont les espèces banales, mais parmi les minéraux opaques on trouve de l'anatase, minéral sur lequel nous reviendrons en discutant le faciès d'Astorga. Dans les argiles l'illite domine mais il y a des proportions considérables de kaolinite et de vermiculite dioctaédrique. Ce dernier peut s'être formé au dépens de l'illite (Millot & Camez, 1963) ou de la muscovite (Rich, 1958) pendant l'altération superficielle.

**Conclusions.**— Il apparaît que, plus haut dans la série, des éléments grossiers se sont épandus dans le bassin, probablement dus à une érosion locale. La couleur plutôt jaune pourrait indiquer un climat un peu moins chaud, mais la production de kaolinite s'est poursuivie.

Il faut remarquer que d'autres sédiments d'une épaisseur inconnue ont pu suivre ceux de Fresnedo. Ils ont disparu lors de l'évacuation du bassin pendant le Pliocène et le Quaternaire. On pourrait supposer que les quantités énormes de graviers quaternaires à galets quartzitiques qui se trouvent près de l'embouchure du Miño sont en partie dérivés de dépôts tertiaires non seulement du Bierzo mais de tous les bassins tertiaires alignés le long du Sil et du Miño.

#### 7. *Faciès d'Astorga*

**Aspect.**— Les dépôts représentant le faciès d'Astorga se trouvent sur le flanc oriental de la surface de Brañuelas où ils occupent d'étroites dépressions entre les rides de quartzite paléozoïque. Latéralement ils passent aux dépôts vindoboniens du bassin du Duero. Ils consistent en :

(a) conglomérats rouges qui sous plusieurs rapports ressemblent à ceux de Las Médulas;

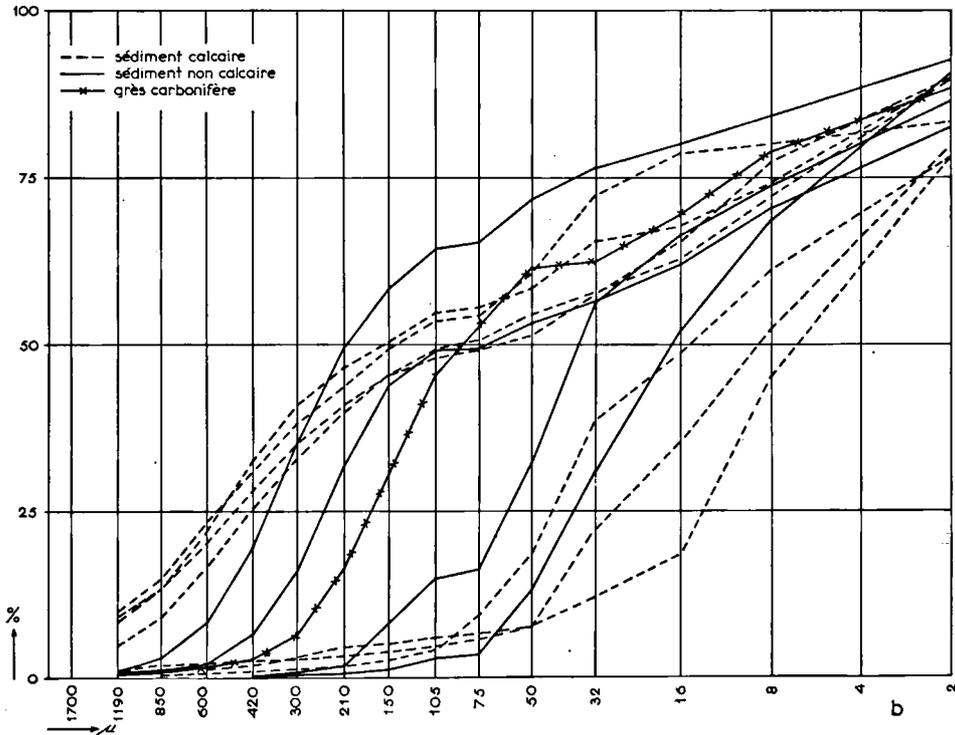
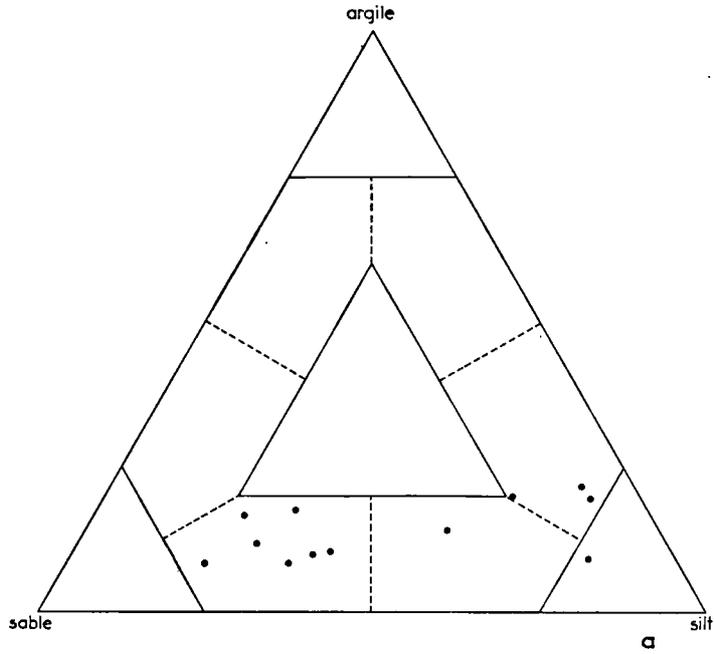


Fig. 12. *a.* Nomenclature des sédiments du faciès de Vega de Espinareda.  
*b.* Courbes granulométriques des sédiments du faciès de Vega de Espinareda.  
*a.* Grain size groups of sediments in Vega de Espinareda facies.  
*b.* Cumulative curves of sediments in Vega de Espinareda facies.

(b) sables fins jaune-brun ou orange, et argiles plutôt grises. Ces sédiments sont ceux que nous allons considérer plus en détail.

Analyse. — Les quantités de sédiments qui selon le système adopté tombent sous les dénominations limon, silt argileux et silt sableux sont à peu près égales, avec en moindre quantité du sable silteux (fig. 13a). Les courbes granulométriques d'une partie des dépôts sont très semblables à celles d'un sol d'altération, d'autres présentent un caractère faiblement fluvial mais les dépôts restent très mal classés (fig. 13b). Aussi les dépôts ressemblent à ceux du Bierzo, sauf en ce qui concerne la couleur parfois grisâtre et le pourcentage moins élevé en silt. En tout cas la distance de transport doit avoir été très faible. Parfois l'écoulement a été interrompu, ce qui permettait aux argiles de se déposer. La couleur souvent grise de celles-ci peut indiquer un milieu réducteur dans l'eau stagnante, tandis que les couches grossières, plus aérées, ont retenu leur couleur rougeâtre.

Parmi les histogrammes (fig. 13c) quelques-uns présentent deux maxima dont un dans la fraction 0-2 microns. Toutefois il y a des différences avec les dépôts tropicaux à deux maxima décrits par Bakker & Müller (1957), surtout par le contenu plus élevé en silt de nos sédiments. Cela se comprend aisément, d'une part, parce qu'il s'agit de dépôts plus anciens dans lesquels les grains les plus fins ont pu s'unir par silicification en particules plus grossières, d'autre part, parce que la roche mère contient un pourcentage élevé de la fraction silteuse, tandis que les sédiments décrits par les auteurs cités dérivent de feldspaths décomposés.

Les minéraux lourds donnent, eux aussi, quelques indications intéressantes sur le milieu de formation des dépôts d'Astorga. A part des minéraux banals (rutile, zircon, tourmaline) on trouve des pourcentages élevés (jusqu'à 38 %) de minéraux titanifères, surtout d'anatase, parfois de titanite. Cette teneur est beaucoup plus grande que dans la zone de décomposition des roches mères environnantes. Une concentration de minéraux titanifères dans les zones supérieures d'un sol résiduel est un phénomène bien connu (Teodorovich, 1958). Ce fait peut soutenir notre opinion que ce sont ces zones supérieures qui ont fourni le matériau des sédiments en question. Il est cependant possible, sinon probable, qu'une partie de l'anatase s'est formée comme minéral authigène dans le sédiment, puisqu'on y trouve des cristaux parfaits.

Une autre indication de l'altération intensive des roches qui ont fourni les sédiments est la pauvreté en muscovite de ces derniers, opposée à la teneur élevée en muscovite dans la roche saine. Pour le reste la fraction légère consiste surtout en quartz dans les couches à grain fin, en fragments de quartzite et, en moindre degré, en schiste dans celles à grain plus grossier.

Parmi les minéraux argileux l'illite domine, comme dans la roche mère, mais le pourcentage en kaolinite est plus élevé (20-50 %) que dans celle-ci, ce qui est une autre indication d'une forte altération avec lessivage de la roche d'où dérivent les sédiments. Il semble que la pédogénèse a été plus avancée ici, sur un relief faible à l'intérieur du pays, que dans les pourtours du Bierzo où la teneur en kaolinite reste faible.

Il y a toutefois une exception: dans un seul échantillon l'attapulгите occupe la première place. On sait que c'est un minéral authigène qui, selon l'opinion générale, se forme dans un milieu assez alcalin. Nous devons supposer que les solutions d'ions alcalins et de silice, provenant des zones d'altération des environs, ont été concentrées par évaporation dans des eaux stagnantes ou intersticielles, créant ainsi le milieu favorable pour la néoformation de l'attapulгите. Nous pouvons rappeler que le Miocène supérieur continental d'Espagne contient des couches de gypse vers l'intérieur des bassins, indiquant une forte évaporation, et que l'attapulгите

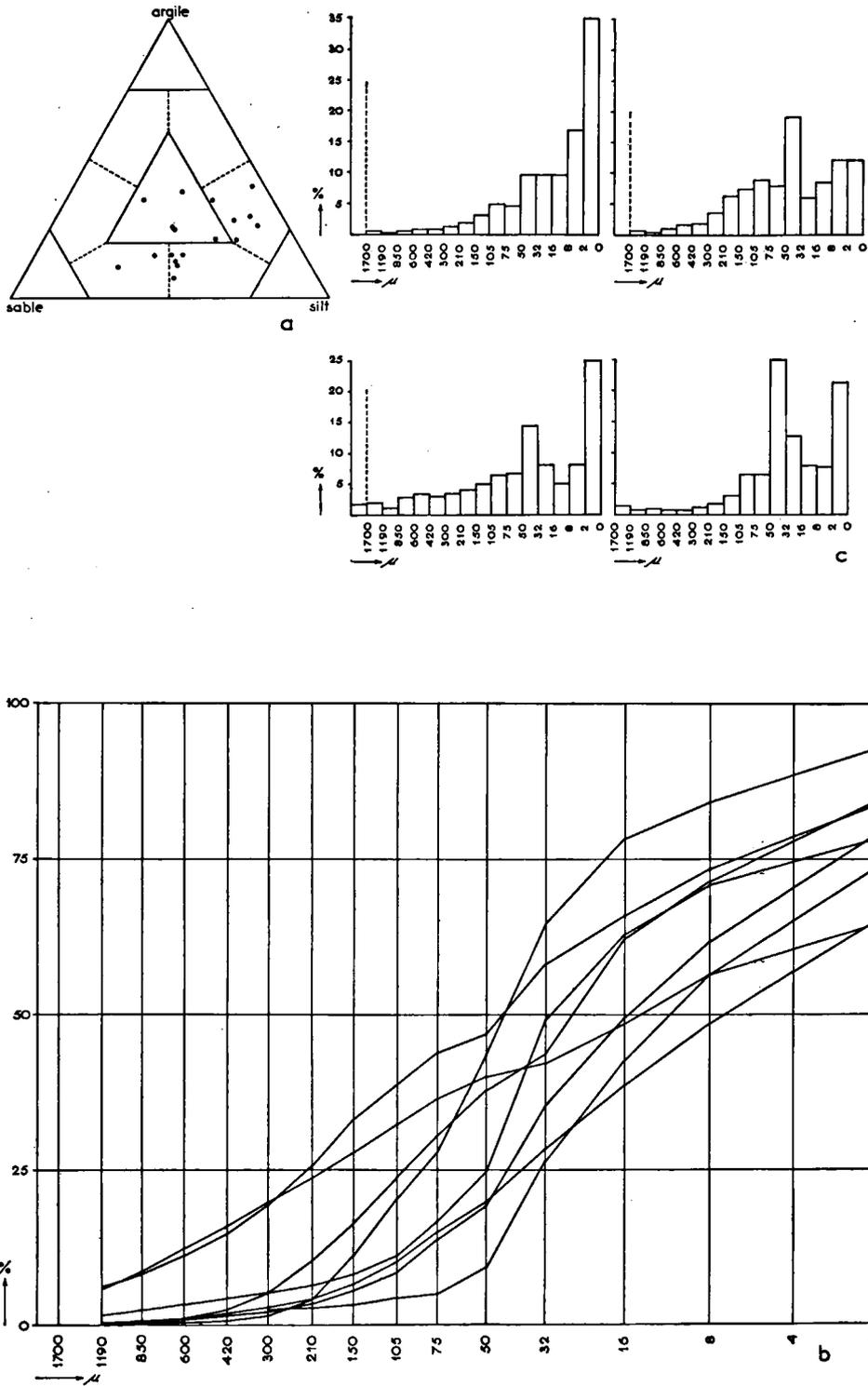


Fig. 13. *a.* Nomenclature des sédiments du faciès d'Astorga  
*b.* Histogrammes typiques du faciès d'Astorga.  
*c.* Courbes granulométriques du faciès d'Astorga.  
*a.* Grain size groups of sediments in Astorga facies.  
*b.* Typical histograms of sediments in Astorga facies.  
*c.* Cumulative curves of sediments in Astorga facies.

et la sépiolite ont été signalés en d'autres endroits du Tertiaire continental espagnol (Alonso & Galván, 1961).

**Conclusions.** — Les observations précédentes (pourcentage assez élevé de kaolinite, néoformation d'anatase, couleur parfois rouge) donnent lieu de conclure que les sédiments fins d'Astorga dérivent d'un sol à tout le moins subtropical humide, fortement lessivé, peut-être même latéritique. Les processus pédogénétiques semblent donc avoir été plus intenses ici que dans le Bierzo.

Cette conclusion s'accorde très bien avec l'observation, déjà signalée par Birot & Solé Sabaris (1954b), que ces sédiments horizontaux sont en contact direct avec les étroites rides de quartzite paléozoïque sans intervention d'une brèche de pente. Voilà une autre indication d'une altération chimique intense avant la sédimentation des dépôts d'Astorga.

Au cours de la sédimentation, par contre, le climat semble être devenu moins humide (comme l'atteste la présence d'attapulite), conclusion qui concorde avec ce qu'on a trouvé ailleurs dans le Miocène supérieur.

## CHAPITRE V

### MORPHOLOGIE

Un premier trait déterminant du relief est le contraste entre le bassin du Bierzo, où les roches tendres du Tertiaire ont favorisé la formation de larges terrasses et de plaines fluviales irriguées, et d'autre part le cadre montagneux, avec, entre ces deux unités, des paliers intermédiaires portant des restes importants de surfaces d'aplanissement. Ces dernières sont en partie entaillées par une érosion plus récente qui les a fait disparaître partiellement.

#### 1. *Surfaces d'aplanissement*

La plus importante est celle de Brañuelas, décrite par Birot & Solé Sabarís (1954b), constituant le partage des eaux entre les réseaux fluviaux du Sil et du Duero et qui, de ce fait, n'est que peu entaillée par l'érosion (fig. 14, 15).



Fig. 14. Surface de Brañuelas près de Manzanal del Puerto, vue vers le NW  
(photo A.J.P.).

*Brañuelas surface near Manzanal del Puerto, seen towards the NW.*

Malgré la désignation „surface d'aplanissement”, elle présente un dénivellement de 150 m entre les crêtes quartzitiques et les parties schisteuses, dénivellement qui doit avoir été plus grand au temps de sa formation puisque les dépressions schisteuses sont en partie remplies de sédiments tertiaires.

A ces dépôts dont des lambeaux couvrent la „surface de Brañuelas” a été attribué un âge vindobonien, ce qui veut dire que le relief sous-jacent doit dater d'avant ce temps, donc du Miocène ancien au plus tard. Aussi l'altération profonde, que nous avons décrite au chapitre IV-2 et qui pourrait être considérée comme un



Fig. 15. Extrémité occidentale de la surface de Brañuelas (B), entaillée par les affluents du Río Boeza près de La Silva, vue vers le S (photo A.J.P.).  
*Western end of Brañuelas surface (B), eroded by tributaries of the Río Boeza near La Silva, seen towards the S.*

paléosol dont les zones supérieures ont été enlevées, devra dater du Miocène ancien. Depuis-lors la surface a été fortement remaniée et le processus d'altération, lui aussi, a continué pendant le Pliocène. En tous cas il date d'avant la fin du Villafranchien (et non des interglaciaires quaternaires, ce qui est l'opinion de Llopis Lladó & Fontboté, 1959) puisque les cailloux des „rañas”, qu'on attribue généralement au Villafranchien, donc au début du Quaternaire, et qui couvrent en partie la surface de Brañuelas, ne sont guère altérés.

En dehors de la surface de Brañuelas, il y a d'autres lambeaux de surfaces d'aplanissement. Au sud des bassins se trouve la surface de Riego de Ambros, dont la hauteur diminue vers le nord de 1000 à 850 m, et qui est caractérisée, elle aussi, par une zone d'altération épaisse, par des tronçons de vallées séniles, entaillées plus tard par des ravins en V, et par un lambeau de sédiment rouge de caractère tertiaire. Quand on prolonge cette surface inclinée vers le bassin on arrive au replat, signalé par Vidal Box (1941) et Birot & Solé Sabar's (1954b), et situé sur la colline granitique, à 710 m, qui sépare les bassins de Bembibre et de Ponferrada. Cette colline aussi est couverte en partie de dépôts rouges et d'une zone de forte altération.

Le même phénomène s'observe dans le nord du bassin de Vega d'Espinareda, dans le soi-disant „Páramo del Sil” à 1050—1250 m, puis à l'W de San Miguel de Arganza à une altitude d'environ 850 m et enfin au S, près de la Campañana, entre 650 et 750 m.

Il s'ensuit que non seulement la surface pré-vindobonienne était loin d'être plate, mais en outre que les différences d'altitude ont été renforcées par les mouvements tectoniques qui ont affecté les dépôts tertiaires et qui ont dû morceler, et élever l'ancien relief miocène jusqu'à des hauteurs différentes. La surface de Brañuelas doit avoir subi un exhaussement assez fort, par suite duquel elle est devenue un sillon entre les bassins du Sil et du Duero.

## 2. Pédiments et rañas

Un nouvel épisode d'érosion dont on connaît des vestiges est celui qu'on attribue au Villafranchien. Il se caractérise par la formation de „rañas”, c'est-à-dire de couches de cailloux peu roulés épandues sur de grandes surfaces, et de „fanglomérats”. Les rañas se sont étalées souvent sur des surfaces inclinées de 2,5 %, qu'on désigne comme pédiments, tandis que les „fanglomérats”, beaucoup plus épais, se forment à la bordure entre un arrière-pays escarpé et une région déprimée (fig. 18). Tous ces dépôts ont été attribués à un climat assez aride avec de fortes averses.

La partie orientale de la surface de Brañualas est couverte de place en place d'une mince couche de raña d'une épaisseur d'un dm en moyenne (fig. 16). Avant



Fig. 16. Mince couche de „rañas” au-dessus de roche paléozoïque altérée, près de Combarros (photo A.J.P.).

*Thin layer of „raña” on top of weathered Paleozoic rock, near Combarros.*

ou pendant cette époque, la surface doit avoir été aplatie de nouveau, puisqu'on y trouve un lambeau de sédiment tertiaire incliné, probablement bordé par une faille, et qui est coupé à peu près horizontalement par la surface. Celle-ci est donc, comme le disent Birot & Solé Sabarís (1954b), d'origine polygénique.

On peut s'attendre à ce que la couche de raña s'amincit et disparaît vers l'aval, à mesure que l'eau s'étale, s'évapore ou est absorbée par le sous-sol. Aussi nous est-il impossible de partager l'interprétation de Birot & Solé Sabarís qui indiquent vers l'aval un dépôt raña de 60 m d'épaisseur au SE d'Astorga. Il s'agit d'un gravier mieux roulé qui devrait plutôt être considéré comme un lambeau de la terrasse supérieure (information orale de Mlle van der Wilk qui étudie cette région).

Au temps des rañas une partie de l'épaisse couche d'altération doit avoir été enlevée, ce qui explique la couleur parfois rouge des cailloux des rañas.

L'érosion quaternaire, à son tour, a enlevé une partie des sédiments tertiaires qui remplissaient les dépressions du relief pré-vindobonien, ce qui a renforcé le relief, dont les crêtes quartzitiques surgissent à nouveau comme elles le faisaient au Miocène.

### 3. Les terrasses quaternaires

Dans les sédiments tendres d'âge miocène des bassins de Ponferrada et de Bembibre les rivières quaternaires ont pu creuser de larges vallées et les recouvrir de leurs dépôts. Nous avons été amené à distinguer cinq niveaux de terrasses (fig. 17, carte), à savoir:

T1,	hauteur relative	60—95 m
T2,	hauteur relative	30—35 m
T3,	hauteur relative	10—20 m
T4,	hauteur relative	2— 6 m
T5,	hauteur relative	2 m

Il apparaît donc que le nombre de terrasses est plus élevé que ne l'avait supposé Vidal Box (1941), qui n'en distingue que trois (25—30 m, 10—12 m, 5 m). La carte géologique officielle n'en indique aucune, ou plutôt elle indique quelques lambeaux où il n'y a rien que du Tertiaire.

La T1 est largement étalée dans le bassin de Bembibre, tandis que dans le bassin de Ponferrada on la retrouve à la rive droite du río Cua. La hauteur relative augmente fortement en amont de Bembibre (jusqu'à 95 m). Les dépôts, surtout des sables brun-rouge, sont probablement dérivés du Miocène, tandis que l'apport de graviers du cadre montagneux était encore faible.

La formation de la terrasse T2, dont peu de restes ont été conservés, s'est effectuée après un creusement considérable; aussi les dépôts consistent surtout en graviers sableux gris.

La terrasse T3 est largement répandue dans les bassins de Bembibre et de Ponferrada, où la hauteur relative diminue de 20 m à 11 m à la confluence avec le río Cua. Quand on la suit vers l'amont, le long de ce dernier, la hauteur relative continue à diminuer, tellement que la terrasse se confond avec la T4.

La T4, qui accompagne les rivières actuelles sur de longues distances dans les bassins, se trouve généralement à 6—7 m au-dessus des rivières, mais se confond avec la T5 vers l'aval. Les dépôts consistent en graviers gris d'une épaisseur de 3—7 m. Les déterminations de l'indice d'émoussé donnent un maximum entre 150 et 200, mais présentent souvent des maximums secondaires de valeurs plus élevées qui attestent une addition de cailloux mieux roulés.

La T5 pourrait être interprétée comme un dépôt actuel de grande crue, mais à cause de sa délimitation nette dans le terrain nous avons préféré de la désigner comme terrasse.

Une discussion de l'origine des convergences et des divergences des terrasses est reprise dans le paragraphe sur la morphogénèse, tandis que leur âge a été discuté dans celui sur la stratigraphie.

Comme annexe nous mentionnons l'existence de quelques grands cônes de déjection (à l'W de Carucedo, au S. de Bembibre . . .), que nous attribuons au Würmien, époque où les cours d'eau étaient surchargés de débris. Celui de Carucedo a barré la vallée et ainsi donné naissance à un petit lac (Hernández-Sampelayo, 1943, 1951).

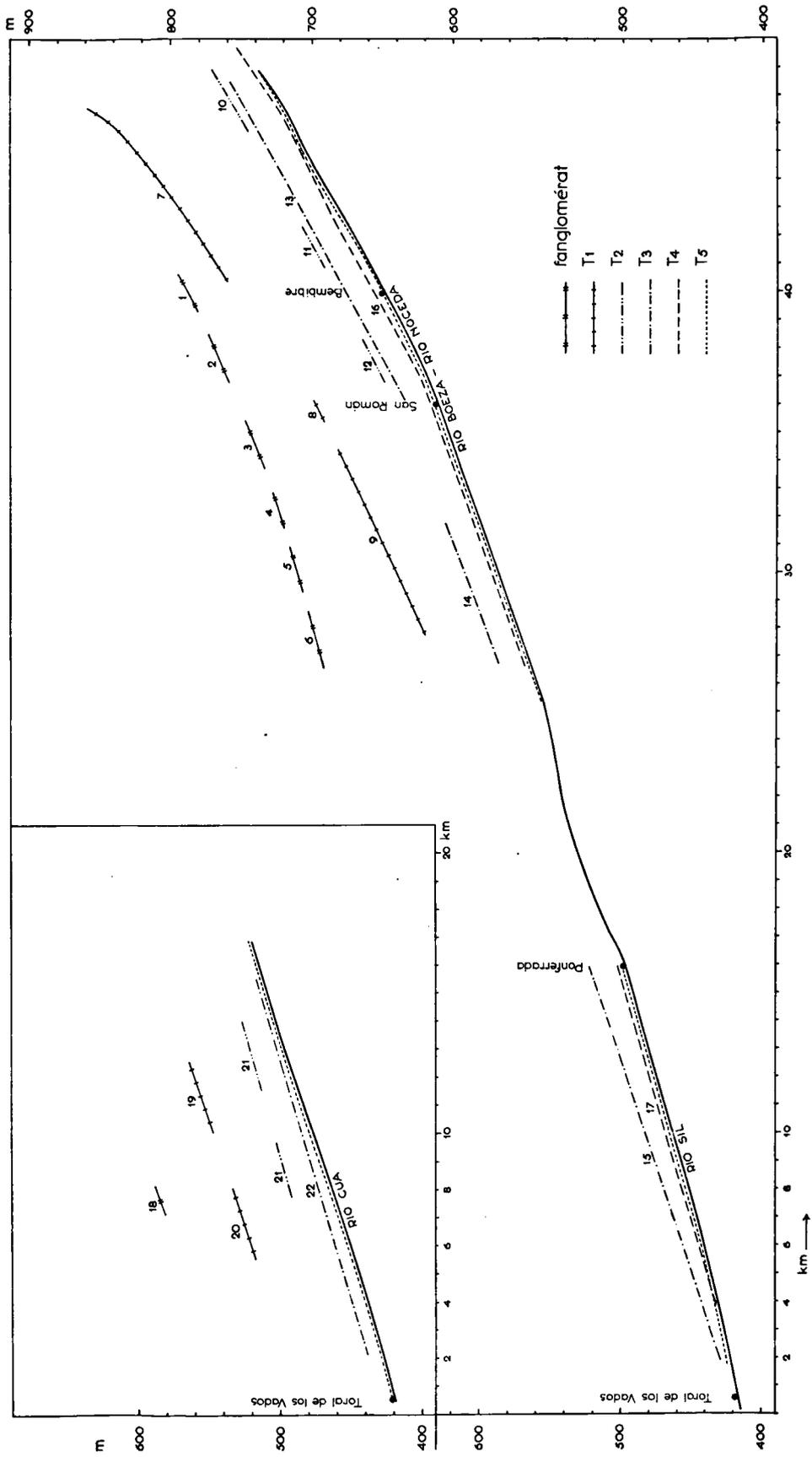


Fig. 17. Profils longitudinaux des terrasses et altitude minima des fanglomerats.  
*Longitudinal profiles of the terraces and the lower parts of the fanglomerates.*

## HISTOIRE GÉOLOGIQUE ET MORPHOGENÈSE

1. *Evolution au Miocène*

Les données sédimentologiques et géomorphologiques des chapitres précédents peuvent être réunies en une histoire géologique et géomorphologique, qui, d'ailleurs, devra rester assez incomplète.

Après la formation et le plissement du Stéphanien, derniers événements qu'on connaisse ici de l'histoire paléozoïque, l'évolution de notre région doit rester dans l'ombre faute de dépôts d'âges mésozoïque et paléogène. Ce n'est qu'au début du Néogène que nous pourrions reprendre le fil de l'histoire du relief, grâce à la présence de sédiments dont l'âge supposé serait vindobonien supérieur. A quelques endroits, par exemple sur le flanc oriental du sillon de Brañuelas et au Páramo del Sil, on peut reconstituer le relief existant avant le dépôt de ces sédiments néogènes, donc datant vraisemblablement du Burdigalien et du Vindobonien inférieur.

C'était un relief assez aplani, mais présentant un caractère appalachien aux endroits où le sous-sol consiste en une alternation de schistes tendres et de quartzites résistants, comme sur la pente orientale de la surface de Brañuelas. La forte altération superficielle des roches paléozoïques, les épaisses couches de kaolin près d'Astorga, la présence d'anatase, l'absence d'éboulis de pente aux endroits où des dépôts fins touchent sans transition les parois quartzitiques, tous ces faits témoignent d'un climat chaud et humide. L'analyse de la faune par Bataller & Sampelayo (1944) a mené à la même conclusion. Aussi de grandes surfaces à faible relief ont dû être couvertes d'épais sols rouges, dont dérivent en partie les argiles rouges du Néogène.

Plusieurs auteurs ont mentionné des vestiges d'un relief datant du début du Miocène dans les massifs entourant le bassin de la Vieille Castille. Nous pourrions citer Stickel (1930), Vosseler (1933), Richter & Teichmüller (1934), Schwenzner (1936), Solé Sabaris (1952), Birot & Solé Sabaris (1954a, b) et enfin Llopis Lladó & Fontboté (1959). Ces derniers, dans leur étude de la Cabrera Alta, située au S du Bierzo, ont observé non seulement un relief qui pourrait correspondre à la surface de Brañuelas et qui plonge vers l'E sous le Tertiaire de la Meseta, mais encore un niveau plus élevé et plus ancien qui aurait été morcelé lors des mouvements de la phase savique.

Le début de la sédimentation a été marqué par d'importants mouvements épirogénétiques par suite desquels s'est produite une différenciation entre des blocs sur-élevés qui devaient être attaqués par l'érosion, et des blocs affaissant qui devaient se couvrir de sédiments (Vidal Box, 1941). Ces mouvements pourraient correspondre à la phase styrienne de Stille. De tels mouvements, auxquels s'est ajouté peut-être un léger changement de climat, ont mis fin à une période de biostasie au sens d'Erhart (1956), et ont inauguré une phase de rhexistasie.

Autour du bassin sédimentaire de grandes surfaces ont commencé à être attaquées par l'érosion, ce qui a donné lieu à la sédimentation d'argiles rougeâtres ainsi que de conglomérats rouges grossiers (faciès de Santalla et de Las Médulas). Ce n'est qu'à proximité d'escarpements de faille, où la roche saine a été fortement entaillée, que des brèches grises se sont entassées (faciès de Vega d'Espinareda).

Par contre, aux endroits non soumis à des mouvements différentiels les sédiments

à grain fin se sont accumulés contre des pentes quartzitiques sans intercalation d'éboulis de pente, comme nous l'avons dit plus haut.

L'existence de lambeaux de dépôts tertiaires sur la surface de Brañuelas, ainsi que la grande similitude entre les dépôts du Bierzo et ceux du coin NW du bassin du Duero attestent que jadis les deux régions ont été couvertes d'une seule nappe continue de dépôts (Hernández-Sampelayo, 1943), ce qui signifie que l'écoulement du Bierzo s'effectuait vers l'est, vers le bassin du Duero. Donc, le partage des eaux doit avoir été situé à l'ouest du Bierzo. Llopis Lladó & Fontboté (1959) sont arrivés à la même conclusion dans leur étude de la Cabrera Alta, où l'Eria, se dirigeant vers l'E., a été privé de son cours supérieur par suite d'une capture par un des affluents du Sil.



Fig. 18. Cônes de fanglomerats (F - F) au sud de Bembibre, vus vers l'E. A l'arrière-plan surface de Brañuelas (B) (photo A.J.P.).

*Fanglomerates (F - F) south of Bembibre, seen towards the E. In the far distance Brañuelas surface (B).*

Plus tard dans le Miocène (fin du Vindobonien, Vallésien, Pontien) se situe une nouvelle phase d'aplanissements, celle de la „penillanura fundamental” de Solé Sabarís (1952), dont on a observé des lambeaux dans la Cordillère Centrale (Biro & Solé Sabarís, 1954a), dans la Chaîne Ibérique (Richter & Teichmüller, 1933). La Chaîne Cantabrique elle aussi doit avoir eu alors un faible relief comme en témoignent les dépôts de son avant-pays (Mabesoone, 1959). Notre région se présentait à cette époque comme une grande plaine sédimentaire qui avait enseveli une partie des reliefs environnants. Nous ne croyons pas qu'on puisse identifier, comme l'a fait Vidal Box (1941), des restes d'aplanissements de cet âge à cause des forts mouvements verticaux qui se sont produits après.

## 2. Evolution au Pliocène

Après le Pontien est survenue une nouvelle phase de mouvements, qu'on a l'habitude de rattacher à la phase rhodanienne de Stille, et qui a profondément affecté notre région. Le bloc de Brañuelas s'est élevé par rapport au Bierzo par un rejeu de la faille bordière, par suite duquel les lambeaux de Tertiaire sur la surface de Brañuelas se trouvent à 300 m plus haut que la base du Tertiaire du Bierzo.

Favorisé par des affaissements, le Sil inférieur a pu pénétrer dans le Bierzo par érosion régressive de sorte que le partage des eaux s'est déplacé vers le seuil de Brañuelas (fig. 15). La rivière a dû s'encaisser dans le bloc en voie de surrection à l'W du bassin, où une gorge profonde s'est formée. Depuis lors, le déblayement des dépôts

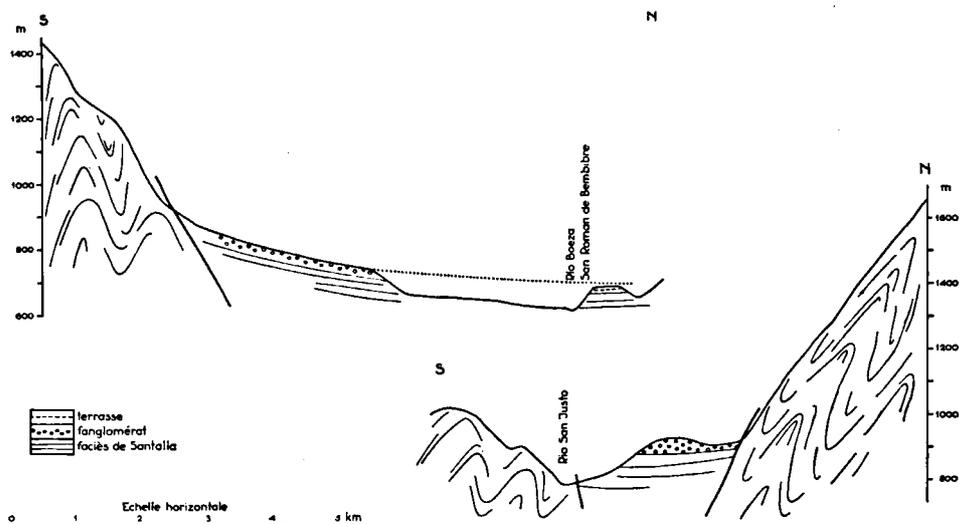


Fig. 19. Profils longitudinaux des fanglomérats au S de Bembibre (diagramme supérieur) et à Noceda (diagramme inférieur).

*Longitudinal sections of the fanglomerates S of Bembibre (upper section) and at Noceda (lower section).*

tertiaires du Bierzo a pu commencer, mais faute de dépôts pliocènes on ne peut pas suivre ce processus de près.

Aux bords les anciens reliefs du début du Miocène furent mis à découvert et transformés, ce qui a donné lieu à la formation des grands aplanissements de Brañuelas, du Páramo del Sil etc., remaniés depuis. A plusieurs endroits les nouvelles rivières ont creusé des vallées épigénétiques quand elles rencontraient, en s'enfonçant, des sillons de roches dures. Comme exemple on peut citer les vallées étroites que le Sil et le Boezo se sont taillées dans la ride granitique, alors ensevelie, qui sépare partiellement les bassins de Bembibre et de Ponferrada, tandis que l'érosion eût été beaucoup plus facile au nord de cette ride où les deux bassins sont contigus.<sup>4</sup>

<sup>4</sup>) Aussi le lac de barrage du Sil (pas indiqué sur notre carte) s'élargit en amont de la gorge, là où la vallée parcourt les dépôts meubles miocènes; ceux-ci semblent peu favorables pour servir de parois à un lac de barrage.

### 3. *Evolution au Quaternaire*

Au Villafranchien le déblayement et la transformation de la surface de Brañuelas a dû être terminé. Sur les roches paléozoïques un sol rouge s'est formé, dont on observe les vestiges dans la couleur rouge des dépôts de „raña”, qui devaient bientôt s'étaler sur les pédiments pendant la phase suivante plus aride.

Au Bierzo le déblayement s'est avancé jusqu'à un niveau d'une vingtaine de mètres au-dessus de la terrasse quaternaire la plus élevée, la T1. C'est que les grands cônes de déjection (fanglomérats) de Bembibre que nous avons attribués, sous toute réserve, au Villafranchien, aboutissent à ce niveau quand, tenant compte de leur profil un peu concave, on les prolonge vers ces terrasses (fig. 18, 19).

Pendant le reste du Quaternaire, le déblayement du Bierzo s'est poursuivi, interrompu à plusieurs reprises par la sédimentation des dépôts de terrasse sur les larges fonds des vallées. Il nous reste à dire quelques mots sur les phénomènes de divergence et de convergence des terrasses. La forte montée de la haute terrasse (T1) du Boezo par rapport à la T2 pourrait s'expliquer, à notre avis, si l'on admet qu'au temps de la T1 le réseau était encore peu évolué et qu'il a fortement avancé vers l'amont avant la formation de T2.

La convergence vers l'amont des T2 et T3 du río Cuo, affluent du Sil, peut être attribuée à l'érosion plus forte du Sil par rapport à son affluent. Plus tard l'érosion verticale du Sil a dû être retardée par la barrière de La Campañana, ce qui expliquerait la convergence vers l'aval de la T3 en la T4 du Sil dans le bassin de Ponferrada.

## REMARQUES FINALES

Pour finir, passons en revue quelques-uns des résultats de cette étude. D'abord on peut mentionner un certain nombre de données nouvelles d'intérêt local, comme la cartographie des dépôts tertiaires et quaternaires et une connaissance sédimentologique approfondie de ceux du Tertiaire supérieur. Ces derniers présentent aussi des particularités d'intérêt plus général bien que pas inconnues: par exemple qu'un grand pourcentage des grains de certains sables consiste en fragments de schiste (so-disants litharénites).

La comparaison des sédiments tertiaires avec les roches paléozoïques profondément altérées dont, à notre avis, ils sont en partie dérivés, constitue un aspect intéressant de la présente étude. Cette comparaison met en lumière d'une part des ressemblances, d'autre part des différences (augmentation d'argile, diminution de muscovite, néoformation d'anatase et de quelques minéraux argileux).

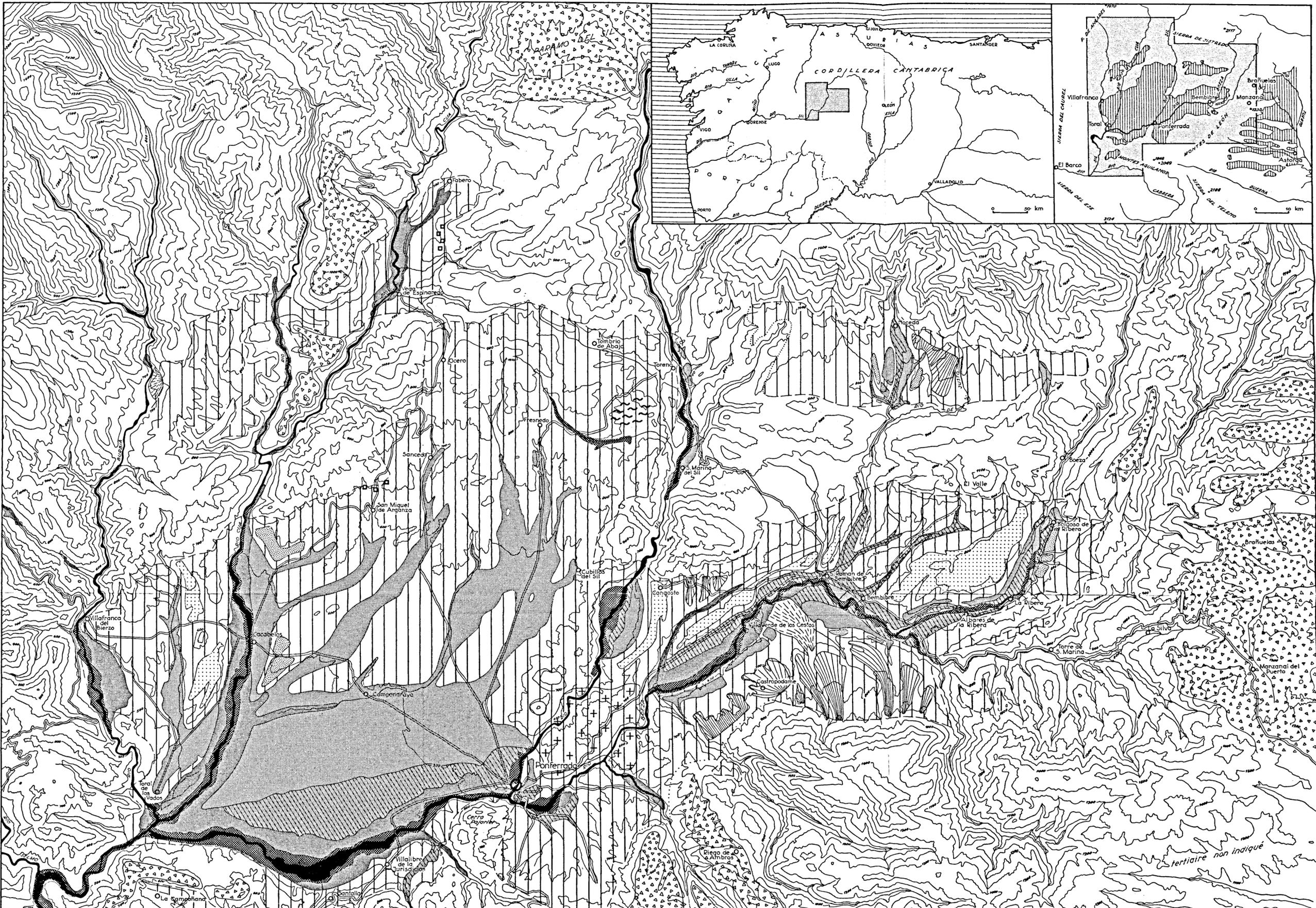
Quant à la genèse du bassin, il y a des indications selon lesquelles le Bierzo n'est pas un bassin indépendant, mais qu'au temps de sa formation il a été un appendice du bassin du Duero. Les forts mouvements après le Miocène l'ont séparé de ce dernier. Probablement les sédiments miocènes ont dû s'étendre même beaucoup plus loin qu'on ne les trouve à présent. Cette interprétation a son importance pour la genèse du relief environnant avec ses aplanissements étendus.

En plusieurs endroits on peut observer le relief pré-vindobonien remis à découvert, comme l'ont décrit Birot & Solé Sabarís (1954b). De même, le renversement de la direction du drainage signalé par Llopis Lladó & Fontboté (1959) se trouve confirmé. Enfin on a obtenu quelques données sur les dépôts rañas et fanglomérats du début du Quaternaire et sur les changements climatiques qui ont dû se produire alors.

## BIBLIOGRAPHIE

- ALONSO, J. J. & GALVÁN, J., 1961 — Nota sobre la existencia de sepiolita en las cuencas del Duero y Ebro. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (secc. Geol.), 59, p. 167-172.
- BAKKER, J. B. & MÜLLER, H. J., 1957 — Zweiphasige Flussablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. Lautensach Festschrift, Stuttgart, p. 365-397.
- BATALER, J. R. & SAMPELAYO, P. H., 1944 — Contribución al estudio del Mioceno de la cuenca del Duero en la zona leonesa. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 13, p. 21-35.
- BENAYAS, J., PEREZ MATEOS, J. & RIBA, O., 1960 — Asociaciones de minerales detriticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo. Anal. Edaf. y Agrobiol., 19, p. 635-670.
- BIROT, P., 1955 — Les méthodes de la morphologie. Paris, Presses Univ. Fr., 177 pp.
- & SOLÉ SABARÍS, L., 1954a — Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. Cons. Superior Inv. Cient., Inst. Juan Sebastián Elcano, 87 pp.
- & —, 1954b — Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Ibérique. Mém. et Doc., Centre de Docum. cart. et géogr. (C.N.R.S., Paris), 4, p. 7-61.
- BISQUE, R. E., 1962 — Clay polymerization in carbonate rocks: a silicification reaction defined. Clays and Clay Minerals, 9, p. 363-373.
- CRUSAFONT PAIRÓ, M. & DE VILLALTA COMELLA, J. F. 1954 — Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la Meseta castellana. R. Soc. Esp. Hist. Nat., tomo extraordinario, homenaje a E. Hernández-Pacheco, p. 215-227.
- & —, 1957 — Paléontologie du gisement de mammifères villafranchiens de Villarrova. INQUA, Ve Congr. Internat. Madrid-Barcelona, Livret-guide excurs. N3, p. 11-15.
- DOEGLAS, D. J., 1946 — Interpretation of the results of mechanical analyses. Journ. Sed. Petr., 16, p. 19-40.
- ERHART, H., 1956 — La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Paris, Masson, 90 pp.
- HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P. & A., 1943 — Acerca de la morfología de los rios de la Cordillera Cantábrica hacia el Atlántico. — El Bierzo. Estudios Geográficos (Inst. J. S. Elcano) 13, p. 695-725.
- 1951 — Mapa Geológico de España, Explicación de la hoja 158, Ponferrada (León), 83 pp.
- 1952 — Mapa Geológico de España, Explicación de la hoja 159, Bembibre (León), 96 pp.
- LLOPIS LLADÓ, N. & FONTBOTÉ, J. M. 1959 — Estudio geológico de la Cabrera Alta (León). Mon. Geol. (Inst. Geol. Apl. Oviedo), 13, 134 pp.
- MABESOONE, J. M., 1962 — Tertiary and Quaternary sedimentation in a part of the Duero basin (Prov. Palencia, Spain). Leidse Geol. Med., 24, p. 31-180.
- 1962 — Origin of Tertiary red beds in the northern part of the Duero basin (Spain). II. Composition and genesis. Leidse Geol. Med., 26, p. 233-254.
- MATTE, P., 1963 — Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (NW de l'Espagne). C.R. Somm. Soc. géol. France, 7, p. 143-145.
- MILLOT, G., 1953 — Héritage et néoformation dans la sédimentation argileuse. Congr. Int. Géol. Alger, C. R. 19e sess., fasc. 18, p. 163-175.
- & CAMEZ, T., 1963 — Genesis of vermiculite and mixed-layered vermiculite in the evolution of the soils of France. Clays and Clay Minerals, 10, p. 90-95.
- NUSSBAUM, F. & GYGAX, F., 1952 — La glaciation quaternaire dans la Cordillère Cantabrique (Espagne du Nord). Rev. Géogr. Pyrén. et SO, 23, p. 36-48.
- OEHME, R., 1936 — Die Rañas. Eine spanische Schuttlandschaft. Zschr. Geomorph., 9, p. 25-42.
- PANNEKOEK, A. J., 1957 — Sedimentation around mountain ranges, with examples from Northern Spain. Tsch. Kon. Ned. Aardr. Gen. 74, p. 356-372.

- QUIRING, H., 1957 — Die römischen Goldbergwerke bei Astorga und ihre geologische Position. *Zschr. deutsche geol. Ges.*, 109, p. 361-372.
- RIBA, O., 1955 — Sur le type de sédimentation du Tertiaire continental de la partie ouest du bassin de l'Èbre. *Geol. Rsch.* 43, p. 363-371.
- RICHTER, G. & TEICHMÜLLER, R., 1933 — Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl., III. Folge*, 7, 188 pp.
- SCHWENZNER, J. E., 1936 — Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes. *Geogr. Abh.*, 3. Reihe, 10, 128 pp.
- SOLÉ SABARÍS, L. et al., 1952 — Geografía de España y Portugal. Tomo I — España. Geografía física: El Relieve. Barcelona, Montaner y Simon, 500 pp.
- STICHEL, R., 1930 — Die geographischen Grundzüge Nordwestspaniens einschliesslich von Altkastilien. *Verh. 23. deut. Geographent. (Magdeburg 1929)*, Breslau, 1930, p. 147-154.
- TEODOROVICH, G. I., 1958 — Authigenic minerals in sedimentary rocks. Authorized translation from the Russian. New York, 1961, Consultants Bureau, 120 pp.
- VIDAL BOX, C., 1941 — Contribución al conocimiento morfológico de las cuencas de los ríos Sil y Miño. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 39, p. 121-160.
- 1954 — Geología de los Montes Aquilianos y borde meridional de la depresión del Bierzo (León). *R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo extraordinario, homenaje a E. Hernández-Pacheco, p. 677-695.
- 1958 — Algunos datos sobre morfología y depósitos cuaternarios en la región montañosa de Lacedana y Babia Alta (provincia de León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (secc. Geol.)*, 56, p. 143-168.
- 1960 — La estructura geológica de la cuenca del río Sil en el segmento comprendido entre "El Bierzo" y "Lacedana" (León). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (secc. Geol.)*, 58, p. 85-94.
- VOSSELER, P., 1931 — Eiszeitstudien im nordwestlichen Spanien. *Zschr. Gletscherk.*, 19, p. 89-105.
- 1933 — Die Ausbildung und Zerstörung tertiärer Rumpfflächen im Nordwesten der Iberischen Halbinsel. *C. Rend. Congr. Int. Géogr. Paris 1931*, II, fasc. 1 (Trav. Sect. II), p. 535-541.



# el bierzo

carte sédimentologique  
et  
géomorphologique

par w.j. sluiter

légende

- |  |                        |  |                              |
|--|------------------------|--|------------------------------|
|  | niveau d'aplanissement |  | cône d'alluvion              |
|  | fanglomérat            |  | granite                      |
|  | T1 terrasse            |  | faciès de Las Medulas        |
|  | T2 terrasse            |  | faciès de Santalla           |
|  | T3 terrasse            |  | faciès de Vega de Espinareda |
|  | T4 terrasse            |  | faciès de Fresnedo           |
|  | T5 terrasse            |  |                              |
|  | plaine alluviale       |  |                              |

