

STRATIGRAPHIE ET GEOLOGIE STRUCTURALE DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

(Espagne Centrale)

E. SOERS*

RESUMEN.—En la primera parte se describe la estratigrafía del zócalo hercínico de la parte oriental de la Sierra de Guadarrama. Este zócalo se compone de los gneises de Hiendelaencina y de La Bodega asimilados a la Formación “Ollo de Sapo” de Galicia (Precámbrico superior), a los que se superpone una serie esencialmente esquistoso-arenosa de edad de Cámbrico superior a Emsiense. El zócalo está recubierto por formaciones mesozoicas (conglomerados, areniscas y argilitas rojas) de las que se discute la edad.

En la segunda parte se da una descripción somera de las rocas volcánicas (andesitas), que afloran al oeste de Atienza.

En la tercera parte se trata de la evolución estructural durante la tectogénesis hercínica. Se han distinguido tres fases tectogenéticas que se superponen. La primera fase sin-metamórfica, es la mayor. Ha engendrado las grandes estructuras y ha dado nacimiento a pliegues sin-esquistosos con vergencia al este. La segunda fase ha provocado un apretamiento de las estructuras existentes, de donde resultan esencialmente los pliegues menores. Se desarrolla localmente una esquistosidad S_2 . Durante la tercera fase se produce en la zona central, un levantamiento anticlinal dirigido NW-SE. La extremidad oriental de la Sierra de Guadarrama (región de Riva de Santiuste-Cercadillo), que se distingue del resto de la región estudiada por su estilo de plegamiento, es estudiada separadamente. Una serie de estereogramas ilustra el análisis estructural de la tectogénesis hercínica.

La tectónica post-hercínica se caracteriza por el desarrollo de fallas verticales.

SUMMARY.—In the first part a description of the stratigraphy of the hercynian basement rocks in the eastern part of the Sierra de Guadarrama is given. They consist of the gneisses of Hiendelaencina and La Bodega, which are equivalent to the “Ollo de Sapo” Formation of Galicia (Upper Precambrian). These are followed by a series ranging from Upper Cambrian to Emsian, chiefly composed of quartzites, sandstones and slates. The basement rocks are overlaid by mesozoic formations (red conglomerates, sandstones and argillites), the age of which is discussed.

* Laboratorium Algemene Geologie —Instituut voor Aardwetenschappen— Re-
dingenstraat, 16bis - Leuven (Belgique).

In the second part a brief description is given of the volcanic rocks (andesites) which outcrop west of Atienza.

The third part describes the structural geology of the region studied. During the hercynian tectogeny three phases of superposed folding have been distinguished. The first phase, which is syn-metamorphic, is the most important. It gave rise to the main structures: eastward overturned and recumbent folds, with an S1 axial plane cleavage. The second phase has caused a tightening of the existing structures and has yielded essentially minor folds. An S2 cleavage has developed locally. During the third phase the central zone has been affected by an anticlinal upheaval with a NW - SE trend. The eastern termination of the Sierra de Guadarrama (the region near Riba de Santiuste-Cercadillo), which is distinguished by a different folding style, has been described separately. A series of equal area projections illustrates the structural analysis of the hercynian tectogeny.

The post-hercynian tectonics are characterized by the development of vertical faults.

INTRODUCTION

La région étudiée (1965-1969) se situe dans la partie orientale de la Sierra de Guadarrama, c'est à dire à l'est de la crête montagneuse qui se dresse entre le Rio Sorbe et le Rio Jarama, et dont l'Ocejón (2058 m) est le point culminant.

La Sierra de Guadarrama orientale est constituée de formations du Précambrien supérieur (gneiss) et du Paléozoïque, métamorphisées et déformées durant la tectogénèse hercynienne. Le socle hercynien est recouvert en discordance par des couches mésozoïques.

Nos recherches ont porté principalement sur la stratigraphie et la géologie structurale du Paléozoïque. Les gneiss n'ont pas été étudiés en détail, si ce ne sont les niveaux supérieurs en contact avec les couches paléozoïques sus-jacentes. Le métamorphisme n'a fait l'objet d'aucune étude systématique, quoique nous avons essayé d'établir les rapports entre la cristallogénèse métamorphique et la tectogénèse hercynienne. L'observation des structures mineures et l'étude microtectonique nous ont permis de prouver l'existence de plusieurs phases de plissement dans la tectogénèse hercynienne.

Ajoutons enfin que les formations mésozoïques n'ont été étudiées que localement.

HISTORIQUE

Au cours du 19^e siècle P. PALACIOS (1879), C. CASTEL (1880, 1881) et J. MAC PHERSON (1893) donnèrent des descriptions régionales de la partie orien-

tale de la Sierra de Guadarrama. L'école de Münster, ensuite, contribua beaucoup à la connaissance de la géologie de cette région. F. LOTZE (1929) et E. SCHRÖDER (1930), et plus récemment W. SOMMER (1965) et G. SCHÄFER (1969) traitèrent en détail les problèmes stratigraphiques, tectoniques et métamorphiques de la Sierra de Guadarrama orientale. Rappelons enfin que différentes planchettes de la Mapa Geológico de España, à l'échelle 1/50.000^e (INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO, 1928, 1931, 1951, 1956, 1962, 1963), se rapportent au domaine étudié.

PREMIÈRE PARTIE STRATIGRAPHIE

I.—PRÉCAMBRIEN ET PALÉOZOÏQUE

A) *Les gneiss de Hiendelaencina et de La Bodega*

Les gneiss de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama forment deux massifs séparés par une importante faille post-hercynienne: le Massif de Hiendelaencina (à l'ouest) et le Massif de La Bodega (à l'est). Ces massifs appartiennent à la même unité stratigraphique et sont constituées de gneiss à facies grossiers (gneiss oeillés) et fins, de micaschistes et d'intercalations quartzitiques subordonnées. L'allure générale des plans de foliation dans les massifs gneissiques traduit une structure en dôme. L'âge des gneiss et la roche dont ils dérivent ont été longtemps sujet à discussion.

Au siècle dernier, PALACIOS e. a., décrivaient ces formations comme des gneiss porphyroïdaux et amygdalaires et des micaschistes, appartenant à un "estrato cristalino" d'âge archaïque.

F. LOTZE (1929) qui étudia ces gneiss dans la partie septentrionale du Massif de La Bodega, les considérait comme du Silurien s. l., transformé par un dynamo-métamorphisme de contact (présence d'un granite synorogénique). Plus tard (1966) il défendit encore cette opinion. E. SCHRÖDER (1930), pour le Massif de Hiendelaencina, et W. SOMMER (1965), pour le Massif de La Bodega, arrivèrent à des conclusions pratiquement identiques à celles de LOTZE quant à l'âge et au mode de formation de ces gneiss.

D'autres auteurs (I. PARGA-PONDAL, P. MATTE et R. CAPDEVILLA; 1964) parallélisent ces gneiss avec les formations porphyroïdales "Ollo de Sapo" (HERNÁNDEZ SAMPELAYO, 1922) du Nord-Ouest de l'Espagne. F. LOTZE (1945) et après lui R. WALTER (1965) et W. RIEMER (1963, 1965), ont décrit ces porphyroïdes comme des dépôts de tufs, de laves et de roches détritiques métamorphisés d'âge Précambrien supérieur. Selon PARGA-PONDAL e. a. (1964) la formation Ollo de Sapo est non seulement composée de roches volcaniques

tuffacées, mais aussi de produits de remaniement de massifs granitiques et gneissiques. Ces auteurs estiment que son âge est infra-cambrien.

Plus récemment G. SCHÄFER (1969) fit une étude détaillée des gneiss de Hiendelaencina. Selon cet auteur cette formation était, à l'origine, constituée essentiellement d'ignimbrites et de tufs rhyolitiques avec, accessoirement, des matériaux volcaniques remaniés et des sédiments marins. Quant à leur âge, SCHÄFER ne se prononce pas clairement. Bien qu'il reconnaisse l'analogie pétrographique entre ces gneiss et les porphyroïdes du Nord-Ouest de l'Espagne, il estime que l'identité de ces deux formations n'est pas prouvée et attribue aux gneiss de Hiendelaencina un âge pré-ordovicien.

Nos propres observations se sont limitées aux niveaux formant le sommet des gneiss de La Bodera et de Hiendelaencina. Les roches en contact avec la Formation du Bornova sus-jacente sont des gneiss microgrenus ou des gneiss oeillés, dont les yeux de feldspaths ne dépassent guère 2 à 3 centimètres. L'orientation de la foliation est identique à la schistosité hercynienne dans la Formation du Bornova. Ni sur le terrain, ni au microscope des traces de déformations pré-hercyniennes n'ont été décelées. Ces gneiss sont caractérisés par la présence de cristaux de quartz bleutés, très souvent arrondis, dont les dimensions peuvent atteindre 1 centimètre. Des incurvations de corrosion et des inclusions sphériques indiquent leur origine volcanique. La présence pré-déformative de ces quartz est prouvée par le fait que la foliation les contourne, par l'existence de "pressure shadows" et par l'écrasement fréquent des grains. Les mêmes critères indiquent que les feldspaths étaient également présents avant la déformation de la roche. Le feldspath est représenté par l'albite (An 5 à 12 %), le plus souvent de forme subautomorphe, assez fréquemment maclée. La coloration des feldspaths (LADURON, 1966) n'a pas indiqué la présence de feldspaths potassiques dans les niveaux supérieurs des gneiss. La biotite et la muscovite de néoformation se sont développées parallèlement à la foliation. Le ciment de ce gneiss consiste en un agrégat micro-cristallin de quartz, de feldspaths, de phyllites et de minéraux accessoires.

Quelques conclusions se dégagent de l'étude de ces niveaux supérieurs des gneiss. Ces conclusions s'accordent d'ailleurs fort bien avec ceux de G. SCHÄFER (1969) à propos des gneiss de Hiendelaencina.

1.—L'aspect gneissique des formations qui affleurent sous la Formation du Bornova, semble être déterminé en premier lieu par la composition de la roche originale, et non pas par le degré de métamorphisme.

2. Les quartz bleutés et les plagioclases albitiques indiquent une origine volcanique acide (tufs ou laves rhyolitiques). La présence de bancs quartzitiques et séricito-quartzitiques prouve que ces roches se sont déposées, au moins partiellement, sous forme de sédiments détritiques. Le problème de

l'âge de ces formations reste néanmoins posé. Le contact entre le gneiss et la Formation du Bornova, qui le surmonte, montre à l'échelle de l'affleurement une parfaite concordance. A l'échelle de la carte de légères discordances peuvent exister (SCHÄFER, 1969). Vu la grande analogie entre la litho-stratigraphie de l'ensemble "Ollo de Sapo" + "Montes Schichten" (RIEMER, 1963) de la Galice d'une part, et des gneiss de Hiendelaencina et de La Bodega + Formation du Bornova d'autre part, nous pensons que ces formations peuvent être parallélisées. Nous attribuons donc aux gneiss de Hiendelaencina et de La Bodega un âge précambrien supérieur.

B) *La Formation du Bornova*

Les gneiss de Hiendelaencina - La Bodega sont surmontés par une formation schisto-gréseuse, que nous avons appelée la Formation du Bornova. On peut distinguer deux unités lithologiques (membres):

1. Les couches microconglomératiques de la base (Bo1).
2. Les couches schisto-gréseuses proprement dites (Bo2).

1. *Les couches microconglomératiques de la base (Bo1)*

Dans la plus grande partie de la région où le contact gneiss-Formation du Bornova est visible, celle-ci débute par des couches quartzitiques alternant avec des bancs de microconglomérats.

A la bordure septentrionale des Massifs de Hiendelaencina (à l'est de Gascueña) et de La Bodega, ces couches de base ont une épaisseur relativement constante (fig. 1, coupes 1 à 7a), de 50 à 60 mètres (exceptionnellement 100 mètres dans la vallée du Rio Bornova). A l'ouest de Gascueña ces couches de base diminuent sensiblement d'épaisseur (fig. 1, coupes 7b, 8 et 9) et, localement, sont même absentes. Dans ce cas les formations schisto-gréseuses Bo2 reposent sur les gneiss (fig. 1, coupe 7b). La limite entre les gneiss et la Formation du Bornova se marque par un changement assez net de la lithologie. Sur une épaisseur de quelques mètres les gneiss passent à une alternance de quartzites séricitiques, de microconglomérats et de niveaux arkosiques. La foliation des gneiss, soulignée par les biotites et muscovites, est remplacée par une schistosité de flux (dans les quartzites séricitiques et les rares bancs de schistes gréseux) ou une schistosité de fracture (dans les sédiments à grain grossier). La concordance entre les gneiss et les couches de base semble parfaite à l'échelle de l'affleurement. La transition se marque également par la couleur plus claire des couches de base, ce qui est due à l'absence ou la diminution sensible de la biotite dans ces roches.

En général les microconglomérats sont représentés par quelques bancs, pouvant atteindre 2 à 3 mètres d'épaisseur. Le plus souvent on note cepen-

Les couches de base (Bo 1) de la Formation du Bornova

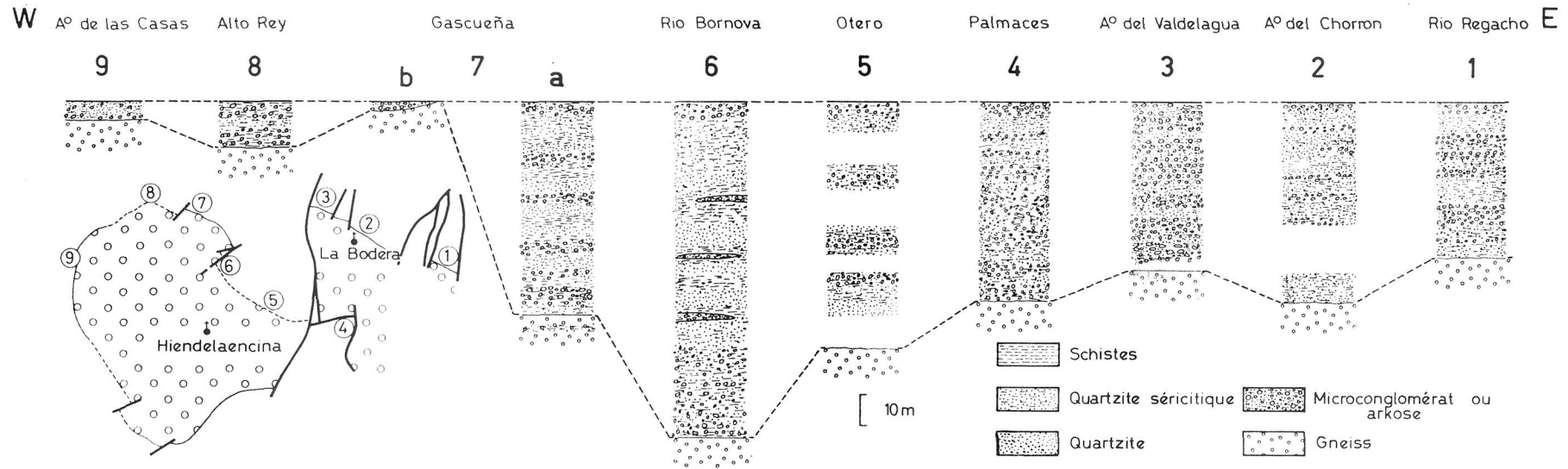


FIG. 1

Variations de l'épaisseur du membre Bo1 (Formation du Bornova)

dant une dominance des quartzites séricitiques. Exceptionnellement, près de Naharros dans l'Arroyo del Valdelagua (fig. 1, coupe 3), les roches à grain grossier représentent la quasi-totalité des couches de base. Dans les roches de ce type une stratification entrecroisée est assez fréquente. Des variations dans l'épaisseur des niveaux microconglomératiques laissent présumer de leur forme lenticulaire. D'ailleurs sur les flancs du Rio Bornova on observe la terminaison en biseau de ces niveaux.

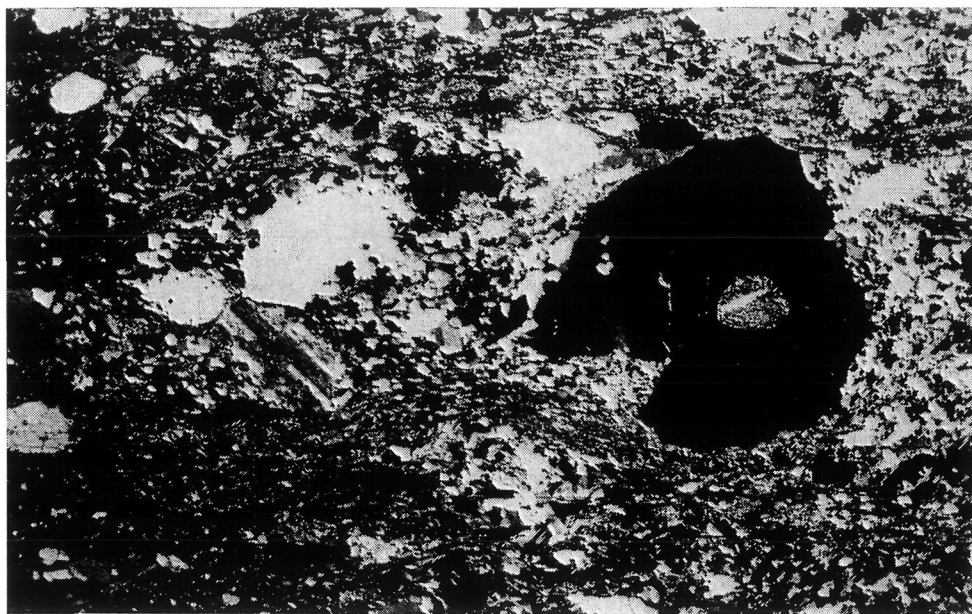


PHOTO 1

Microconglomérat feldspathifère avec des quartz arrondis à inclusions subsphériques. Couches de base de la Formation du Bornova-Rio Hondo (N. C. — 6 x 9 mm.)

Les roches à grain grossier se caractérisent toujours par la présence de cristaux de quartz bleutés de forme subsphérique, pouvant atteindre 1 centimètre de diamètre. Comme autres éléments grossiers on trouve des galets aplatis de quartzite (dont le grand axe peut avoir plusieurs centimètres), des quartz incolores et des feldspaths. L'étude pétrographique révèle que les quartz bleutés possèdent les mêmes caractéristiques (origine volcanique, présence pré-déformative,..., voir photo 1) que ceux rencontrés dans le gneiss sous-jacent. Les feldspaths, le plus souvent très altérés, sont en général des grains détritiques de forme subautomorphe et des fragments anguleux d'albite (An 0 % - 10 %) et, plus rarement, des feldspaths potassiques (orthose et microcline). La teneur en feldspath dépassant rarement 20 %, on peut appeler ces roches des sub-arkoses (PETTIJOHN, 1957). La pâte y est quartzo-séricitique ou même schisteuse.

Dans les couches de base de la Formation du Bornova, la teneur en biotite est beaucoup plus faible que dans les gneiss sous-jacents. Néanmoins on observe la présence d'une biotite d'origine métamorphique orientée parallèlement à la schistosité.

2. *Les couches schisto-gréseuses (Bo2)*

Les couches de base Bo1 sont suivies par le membre Bo2 formé d'une alternance rythmique de bancs quartzitiques, gréseux et schisteux, d'épaisseur variable. Localement, à la bordure septentrionale du Massif de Hien-delaencina (au nord-ouest de Gascueña), ces formations reposent directement sur les gneiss.

Les quartzites, de teinte claire (blanchâtre à grisâtre), se présentent en bancs de quelques décimètres à plusieurs mètres d'épaisseur, souvent de forme lenticulaire (photo 2). Une stratification entrecroisée est très fréquente.



PHOTO 2

Bancs quartzitiques de forme lenticulaire, appartenant au membre Bo2 de la Formation du Bornova - Río Sonsaz

L'étude pétrographique révèle que ces roches sont des orthoquartzites. Les bancs massifs de quartzite sont séparés par des niveaux schistogréseux, formés d'une alternance de schistes gris foncés, de schistes et de grés laminés et de quartzites séricitiques fins. Ces niveaux sont caractérisés par une stratification oillée (flaser bedding, photo 3) et par des phénomènes de slumping.

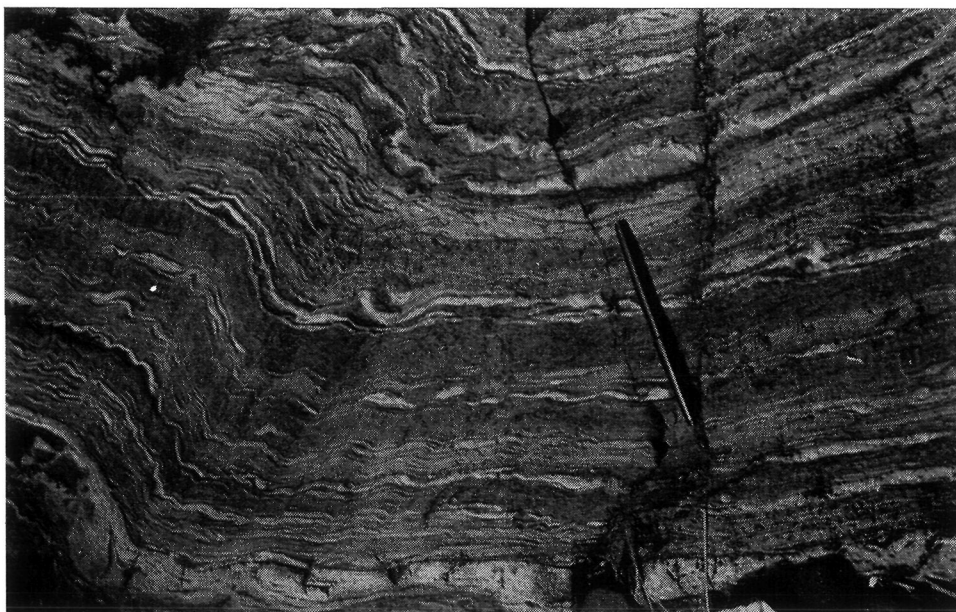


PHOTO 3

Stratification irrégulière ("flaser bedding") dans les couches schisto-gréseuses de la Formation du Bornova - Rio Sonsaz

Les structures sédimentologiques (flaser bedding, forme lenticulaire des bancs de quartzite, présence fréquente de rides d'oscillation et d'interférence) semblent indiquer un dépôt de milieu peu profond.

Le plissement intense rend difficile l'estimation exacte de l'épaisseur du membre Bo2. Dans la partie orientale, à l'est de la Sierra del Alto Rey, l'épaisseur des couches schisto-gréseuses reste assez constante: 350 à 400 mètres. A l'est du Massif de Hiendelaencina elle augmente sensiblement (fig. 2). Au pied de l'Ocejón l'épaisseur minimum est de 500 à 600 mètres. D'est en ouest de légers changements de faciès ont été observés. Au nord du Massif de la Boderia les niveaux schisteux prédominent, les bancs de quartzite sont moins nombreux et ne dépassent guère 2 à 3 mètres. Dans la partie occidentale, au nord et à l'ouest du Massif de Hiendelaencina, les niveaux quartzitiques sont plus importants et des bancs de quartzite de 10 à 15 mètres n'y sont pas exceptionnels.

Les seuls "fossiles" sont des bilobites. Près du sommet de la Formation du Bornova, dans les environs du village de Semillas, nous avons trouvé des exemplaires de *Cruziana furcifera* (d'Orbigny).

3. Conclusions

Dans la Formation du Bornova on peut distinguer deux membres:

1. Le membre inférieur Bo1, dont l'épaisseur (0-100 mètres) diminue d'est en ouest, est caractérisé par la présence de microconglomérats. Il re-

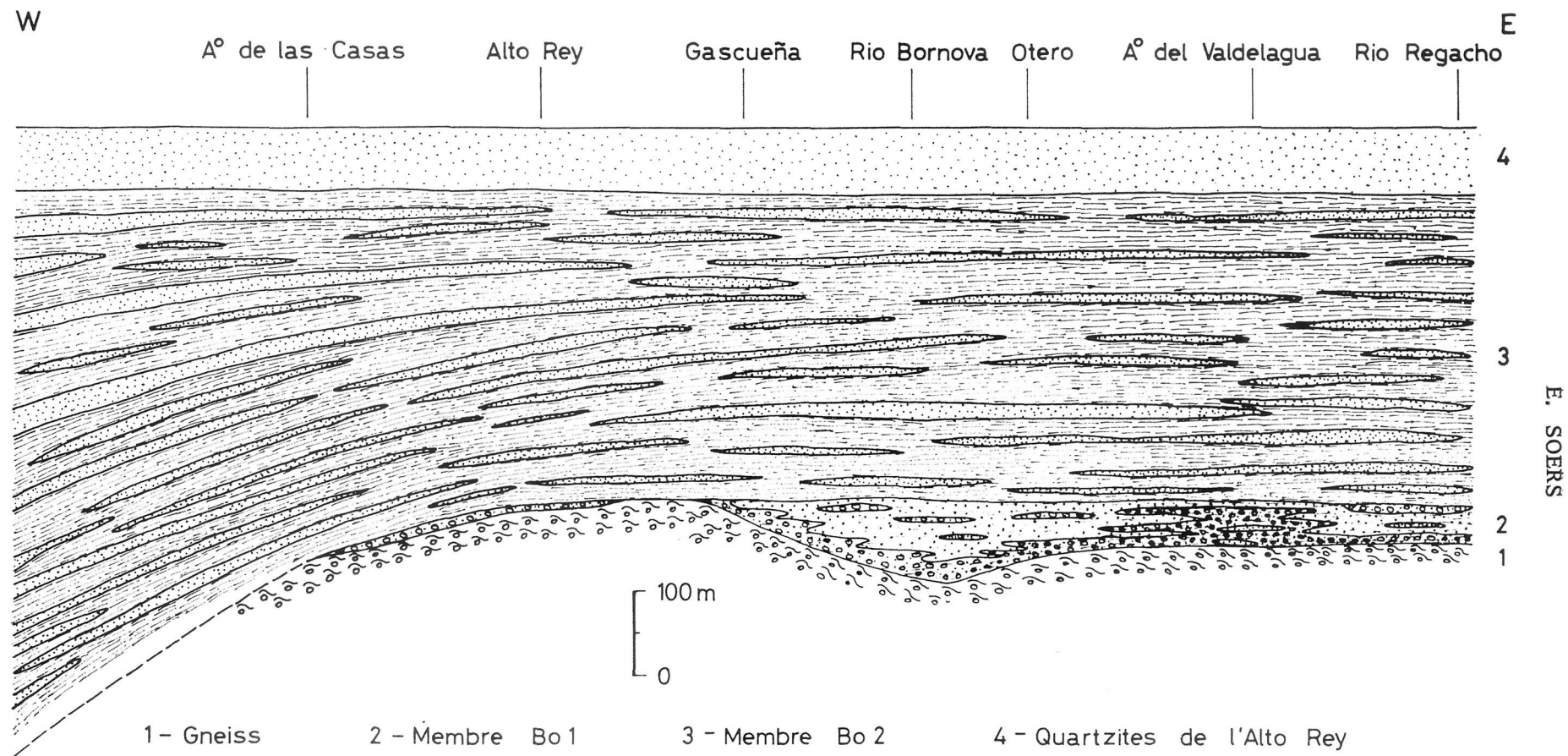


FIG. 2

Variations de l'épaisseur de la Formation du Bornova

pose en concordance sur les gneiss de Hiendelaencina - La Bodega. La présence de quartz bleutés et de feldspaths détritiques nous laisse supposer que ces couches sont le résultat du remaniement des formations qui se trouvaient à l'origine des gneiss.

2. Le membre supérieur Bo2 est constitué d'une série schisto-gréseuse rythmique, possédant des caractères indiquant une sédimentation de faible profondeur, et dont l'épaisseur (350 à 600 mètres) augmente sensiblement à l'est du Massif de Hiendelaencina.

L'âge de la Formation du Bornova reste assez imprécis. Son toit est formé par les Quartzites de l'Alto Rey, attribués à l'Arenig. Des bilobites trouvées au sommet de la Formation du Bornova, semblent indiquer que les couches supérieures de cette formation appartiennent encore à l'Ordovicien inférieur (Tremadoc). Nous considérons le membre Bo1 et la partie inférieure du membre Bo2 comme Cambrien supérieur. En effet l'absence de couches carbonatées dans la Formation du Bornova indiquerait plutôt que le Cambrien inférieur et moyen manquent. Les équivalents de la Formation du Bornova dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Montes Schichten) sont considérés par RIEMER (1963) et WALTER (1965) comme représentant le Cambrien dans sa totalité. D'autre part, PARGA-PONDAL, MATTE et CAPDEVILLA (1964) les considèrent comme du Cambrien supérieur. Dans la Sierra de Guadarrama orientale, l'âge que nous attribuons à la Formation du Bornova (Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur) implique l'existence d'une lacune entre les gneiss et cette formation. Cette lacune représente au moins le Cambrien inférieur et moyen. La présence d'un conglomérat de base, constitué de matériaux remaniés des formations sous-jacentes, peut être expliquée par des mouvements épirogéniques sardes, d'âge cambrien supérieur (Phase Tolédane; F. LOTZE, 1956). Les variations des épaisseurs des couches de base (Bo1) et de la série schisto-gréseuse (Bo2) s'expliquent par l'existence d'une aire de subsidence plus importante à l'ouest du Massif de Hiendelaencina.

Notons enfin que la Formation du Bornova a été affectée par le même métamorphisme syntectonique que les gneiss sous-jacents. La diminution abrupte de la teneur en biotite, coïncidant avec la transition gneiss-microconglomérat, peut être expliquée par l'appauvrissement en Fe et en Mg dans les sédiments remaniés.

C) *Les Quartzites de l'Alto Rey*

La Formation du Bornova est surmontée par les Quartzites de l'Alto Rey, épais de 70 à 100 mètres. Ces quartzites ont donné naissance à des crêtes élevées. Ils ont été dénommés d'après la Sierra del Alto Rey. SOMMER (1965)

les a décrit comme "Quarzit Serie", tandis que SCHÄFER (1969) les appelait également "Alto Rey Quarzit".

Cette formation est constituée de quartzites du type orthoquartzitique, blanchâtres ou gris clairs, se présentant en bancs de 1 à 10 mètres d'épaisseur, séparés par des joints de schiste. Au microscope on constate une recristallisation totale du quartz. Dans les bancs mêmes la stratification est soulignée par de minces niveaux plus sombres, correspondant à des concentrations de minéraux accessoires (séricite, zircon, tourmaline, minéraux opaques).

De rares exemplaires de bilobites ont été trouvés. Comme l'ont fait les auteurs qui ont étudié la région, nous assimilons les Quartzites de l'Alto Rey aux Quartzites Armoricaux, connus également dans le Nord-Ouest de l'Espagne et dans la Chaîne Ibérique, et dont l'âge arenigien a été prouvé par R. WALTER (1965, 1968).

D) *Les Schistes de Prádena*

Les Schistes de Prádena ont été dénommés d'après le village de Prádena, bâti sur cette formation, au nord de la Sierra del Alto Rey.

Ils se composent de schistes et de phyllades noirâtres et de niveaux schisto-gréseux. Les Schistes de Prádena affleurent sur des grandes surfaces au nord et à l'ouest des massifs gneissiques. A l'opposé des crêtes formées par le Quartzites de l'Alto Rey, ils correspondent à des dépressions.

Nous avons distingué dans les Schistes de Prádena 5 unités litho-stratigraphiques (membres) (fig. 3).

Pr1. 70 à 100 mètres de couches du type "Formation du Bornova": alternance de bancs de quartzite et de niveaux schisto-gréseux dont la base correspond au toit du dernier banc massif des Quartzites de l'Alto Rey. Vers le sommet les bancs de quartzite perdent de l'importance, de sorte que les couches supérieures sont composées uniquement de schistes laminés, annonçant le passage aux roches pélitiques sus-jacentes.

Pr2. 500 à 600 mètres de phyllades noirs homogènes, caractérisés par une schistosité de flux bien développée, et sans stratification visible. Dans la partie inférieure de ce membre existe une zone où on observe très fréquemment de petits cristaux aplatis de teinte vert claire. Au microscope on voit que ces petites plaques sont formées en réalité d'aiguilles de rutile, accompagnées de "pressure shadows" composés de quartz et de chlorite (photo 4). Ce rutile serait donc d'origine sédimentaire ou diagénétique.

Pr3. Un membre épais de 600 à 650 mètres, qui se divise en deux parties. La partie inférieure (100 à 150 mètres) est composée de schistes noirâtres,

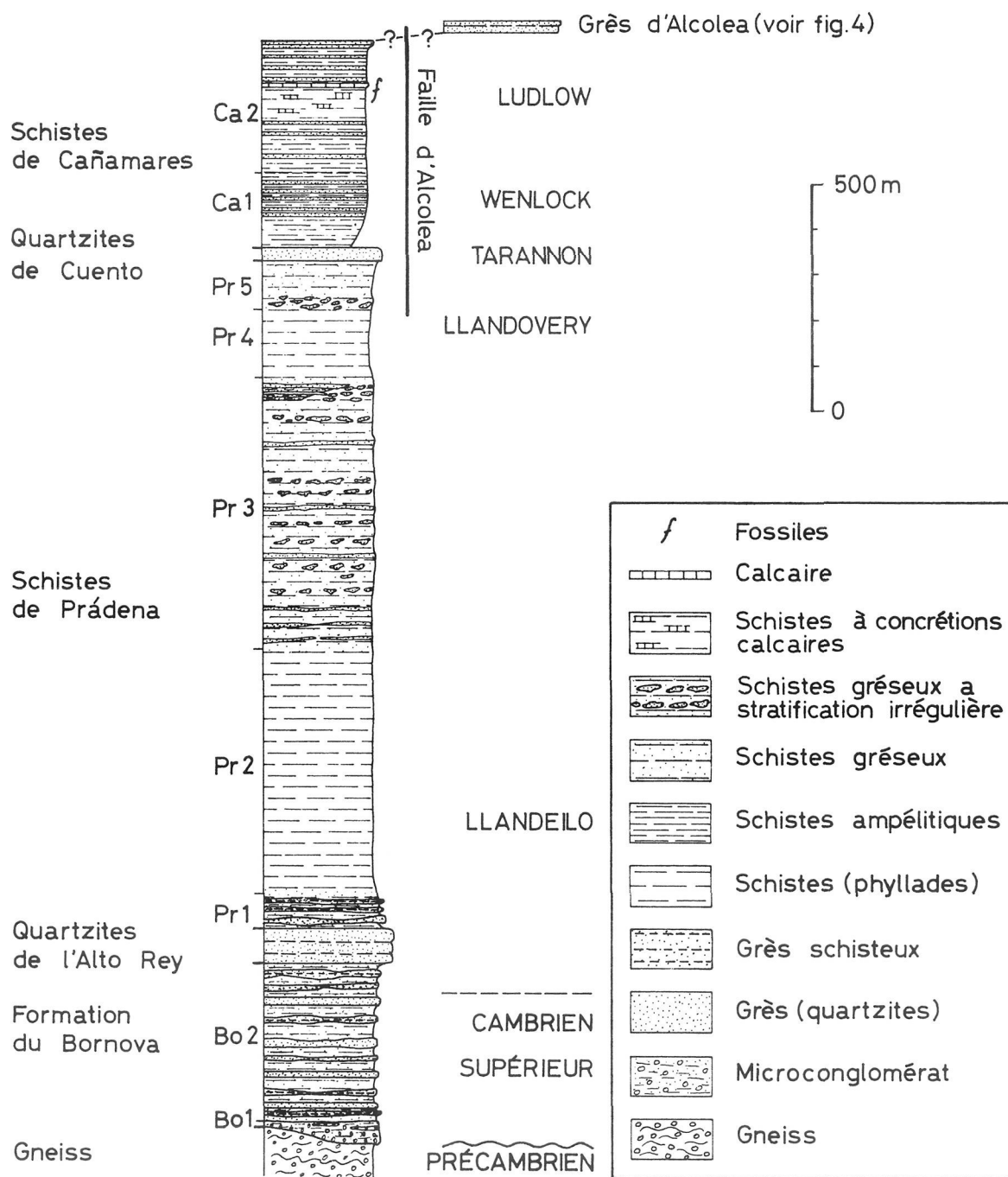


FIG. 3

Le paléozoïque à l'ouest de la faille d'Alcolea

finement gréseux, avec de minces bancs (maximum 15 centimètres) subordonnés de grès grisâtre.

La partie supérieure (500 mètres) consiste en schistes gris-noirs, devenant verdâtres par altération, avec des intercalations plus fréquentes de grès. Ces grès sont le plus souvent micacés, et montrent quelquefois une

lamination régulière. De la stratification oillée et confuse, des structures sédimentaires semble indiquer que ces couches se sont déposées dans un milieu peu profond, soumis à l'action des vagues. Vers le sommet les grès prennent localement plus d'importance. Dans la coupe du Rio Bornova on peut observer une séquence de ± 50 mètres, composée de grès laminés, micacés, et même des bancs de quartzite.

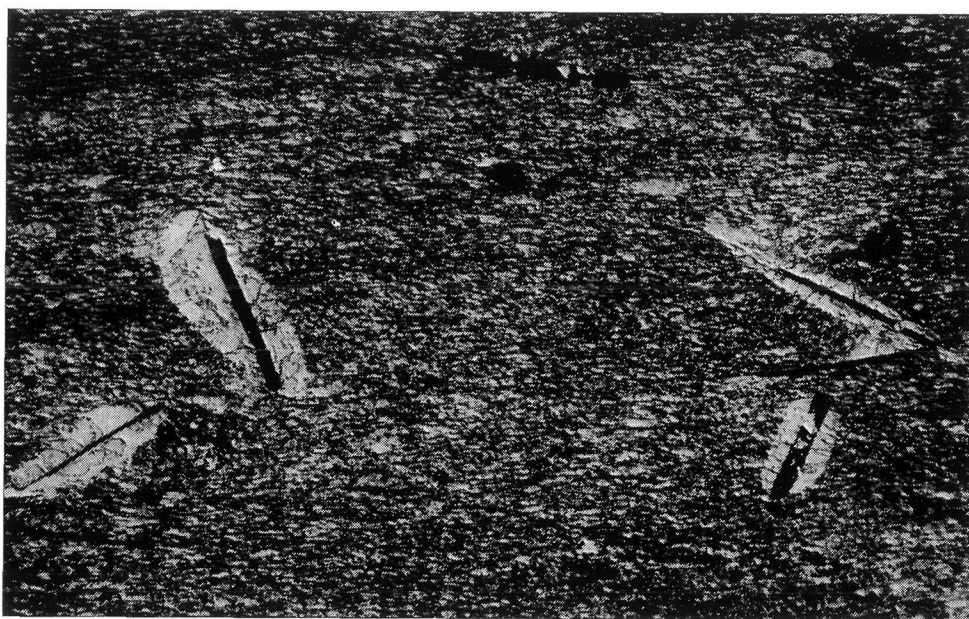


PHOTO 4

*Aiguilles de rutile accompagnées de "pressure shadows", remplis de chlorite et de quartz. Schistes de Prádena - Altillo
(Nicols à 45° — 6 x 9 mm.)*

Pr4. 150 mètres de phyllades noirs. Comme les phyllades *Pr2*, ce sont des roches très uniformes où nulle part la stratification n'est visible, et qui montrent un parfait développement de la schistosité de flux. Près de La Miñosa ils ont d'ailleurs été exploités comme ardoises.

Pr5. Ce membre débute avec 20 à 30 mètres de schistes gréseux noirâtres, à stratification irrégulière, et de même type que ceux de la partie supérieure de *Pr3*. Suivent alors 70 à 80 mètres de schistes gréseux et de grès schisteux micacés, gris-bleus, prenant des teintes verdâtres ou brunâtres par altération. Vers le sommet les grès deviennent plus fréquents et passent graduellement à la Formation des Quartzites de Cuento sus-jacente. Ces couches schisto-gréseuses sont caractérisées par la présence de petites cavités (quelques millimètres à un centimètre) aplaties selon les plans de schistosité et remplies d'un matériau limoniteux. Il nous est impossible de dire s'il s'agit de restes de fossiles ou de concrétions altérées.

L'examen pétrographique des Schistes de Prádena révèle que la biotite est remplacée par la chlorite. Dans les couches de Pr1 cette chlorite semble être d'origine secondaire (altération ou rétro-morphose de biotite). Dans les schistes gréseux et les grès schisteux Pr5 de grandes chlorites pourraient être d'origine sédimentaire.

En résumé, nous pouvons définir les Schistes de Prádena comme une formation monotone, composée essentiellement de schistes noirs, plus ou moins gréseux, dont l'épaisseur est de 1400 à 1600 mètres. D'importantes variations de faciès n'ont pas été constatées. Puisque les Schistes de Prádena n'ont pas livré des fossiles, leur âge ne peut être déduit qu'indirectement. Les Quartzites de l'Alto Rey, qui les précèdent, appartiennent à l'Arenig, tandis que les Quartzites du Cuento, qui leur font suite, sont probablement d'âge tarannonien (ou peut-être wenlockien inférieur). Nous attribuons donc aux Schistes de Prádena un âge llandeilien-llandoverien (ou tarannonien). W. SOMMER (1965) leur donne un âge llandeilien-valentien; et G. SCHÄFER (1969) pense qu'ils embrassent la période Llandeilo-Ashgill.

E) *Les Quartzites du Cuento*

Les Schistes de Prádena sont surmontés par une formation relativement peu épaisse: les Quartzites du Cuento. Affleurant dans la région de La Miñosa et entre Atienza et Cercadillo, ils ont été dénommés d'après la crête du Cuento, située au nord-ouest de La Miñosa. En effet, à l'opposé des Schistes de Cañamares, qui lui succèdent, cette formation a formé des élévations topographiques. SOMMER (1965) a incorporé ces quartzites dans sa "Tonschiefer Serie", tandis que SCHÄFER les a appelé "Santibáñez Quarzit".

Les Quartzites du Cuento ont une épaisseur d'à peu près 25 mètres. Ce sont des quartzites de teinte claire, blanchâtre à grisâtre, du type ortho-quartzitique. La recristallisation métamorphique est moins poussée que dans les Quartzites de l'Alto Rey. Les Schistes de Cañamares ayant un âge wenlockien-ludlowien, nous pouvons donc attribuer aux Quartzites du Cuento un âge wenlockien inférieur ou tarannonien.

F) *Les Schistes de Cañamares*

Les Schistes de Cañamares affleurent à l'ouest et à l'est d'Atienza. Les affleurements les plus importants se situent dans la région drainée par le Rio Cañamares, au nord du village de La Miñosa; d'où le nom de cette formation. La stratigraphie des Schistes de Cañamares est difficile à débrouiller étant donné que de multiples intrusions volcaniques les ont fortement dérangés. Ils sont de plus affectés par un accident tectonique important: la Faille de Cañamares. D'autres affleurements qui existent à l'est d'Atienza, au

nord de la crête de Valdejudios, et dans le Rio Alcolea, ont beaucoup moins d'importance. Ils ne montrent qu'une petite partie de cette formation.

Sur le terrain nous avons pu distinguer deux membres.

Ca1. Des schistes noirs ampélitiques très tendres, souvent pyritifères succèdent aux Quartzites du Cuento. Cette transition est très nette; elle se fait sans aucun passage graduel. La présence de ces schistes épais de 40 à 60 mètres, est toujours soulignée par une dépression topographique, qui n'offre que de rares affleurements. Suivent alors des roches composées d'une alternance de schistes ampélitiques micacés et de minces bancs (quelques décimètres au maximum) de grès très fin (siltstones) micacés, et même quelques bancs de quartzite. Au sommet du membre Ca1 on trouve des bancs gréseux, qui peuvent atteindre exceptionnellement un mètre d'épaisseur. L'épaisseur de ce membre peut être estimé à 150 mètres.

Ca2. Les schistes ampélitiques sont suivis par des schistes noirs micacés, légèrement gréseux, alternant avec des bancs de grès, souvent micacés, épais de quelques centimètres à quelques décimètres. De bas en haut ces grès deviennent plus abondants. Ces couches sont également caractérisées par une certaine teneur en carbonate. Celui-ci se présente comme matrice calcaire dans les couches schisto-gréseuses ou sous forme de nodules calcaires. Nous avons même trouvé dans la partie supérieure un niveau d'un mètre de calcaire argileux, riche en Orthocères, qui a livré également une faune de Conodontes (P. BULTYNCK et E. SOERS, 1971). Ce calcaire affleure à 2,5 kilomètres à l'ouest d'Atienza, et à 800 mètres au nord de la route vers Aranda de Duero, où il se trouve en contact avec des roches intrusives. Le sommet de Ca2 (ou mieux dit les couches les plus jeunes visibles) est formé d'une dizaine de mètres de quartzite de teinte claire, en bancs de 0,5 à 1 mètre. La transition vers le Grès d'Alcola n'est pas visible.

L'état des affleurements ne permet pas d'évaluer l'épaisseur exacte du membre Ca2. Elle pourrait être de 150 à 250 mètres. De sorte que l'épaisseur totale des Schistes de Cañamares serait de 250 à 350 mètres.

L'examen pétrographique démontre une abondance de grandes muscovites sédimentaires (très souvent en association avec de la chlorite). La séricite et la chlorite de néoformation sont orientées subparallèlement aux plans S1.

Les Schistes de Cañamares sont les couches les plus anciennes qui ont livré, bien que sporadiquement, une faune. Déjà PALACIOS (1879) a mentionné la présence de Graptolites dans cette formation. W. SOMMER (1965) cite *Monograptus priodon* s.l. et accepte un âge tarannonien supérieur-ludlowien, tandis que G. SCHÄFER (1969) cite *Monograptus cf. dubius* près de la base et admet un âge wenlockien inférieur-ludlowien supérieur. La microfaune (Co-

nodontes), trouvée dans le calcaire à Orthocères, indique un âge ludlowien supérieur (BULTYNCK et SOERS, 1971). En nous basant sur l'ensemble de ces données paléontologiques nous attribuons un âge wenlockien inférieur-ludlowien supérieur aux Schistes de Cañamares.

G) *Le Grès d'Alcolea et les Schistes et Calcaire de Cercadillo*

Au nord de Cercadillo et à l'ouest de Riba de Santiuste les couches triasiques forment un anticlinal asymétrique, orienté d'ouest en est. Son axe plonge vers l'est et la terminaison périclinale se situe près du dernier village. Le flanc septentrional est légèrement incliné vers le nord, tandis que le flanc méridional est redressé à la verticale. Le Grès d'Alcolea et les Schistes et Calcaire de Cercadillo affleurent dans le noyau de cet anticlinal.

Vers l'ouest, c'est à dire entre le Rio Alcolea et la crête de Valdejudios, des dépôts conglomératiques néogènes d'origine continentale, recouvrent les couches paléozoïques.

La litho-stratigraphie et la chrono-stratigraphie (fig. 4 et 5) de ces formations ont fait l'objet d'une publication antérieure (P. BULTYNCK et E. SOERS, 1971). Nous nous bornerons donc ici à un bref aperçu.

1. *Le Grès d'Alcolea*

La Formation du Grès d'Alcolea se compose d'une alternance de grès, de quartzites et de schistes. Son nom est choisi d'après le Rio Alcolea qui la traverse au nord du village de Cercadillo. W. SOMMER (1965) l'a appelé Grenz-Schichten. La faille d'Alcolea, qui recoupe obliquement les couches paléozoïques met en contact le Grès d'Alcolea et les Schistes de Cañamares (coupe 2, photo 5). Un contact normal stratigraphique entre ces deux formations n'affleure nulle part.

Litho-stratigraphie (fig. 4).

Nous avons subdivisé cette formation en quatre membres, en nous basant sur la dominance des couches psammitiques ou pélitiques.

A11 — 20 mètres de quartzites grisâtres, alternant avec des schistes subordonnés.

— Interruption évaluée à 100 mètres.

A12 — 40 mètres de quartzites et grès grisâtres, verdâtres et rougeâtres, en bancs pouvant atteindre trois mètres d'épaisseur, avec des intercalations de schistes.

— 220 à 240 mètres composés essentiellement de schistes, schistes gréseux, avec des bancs lenticulaires de quartzite et de grès, dans lesquels les rides d'oscillation et de pistes de vers sont fréquentes.

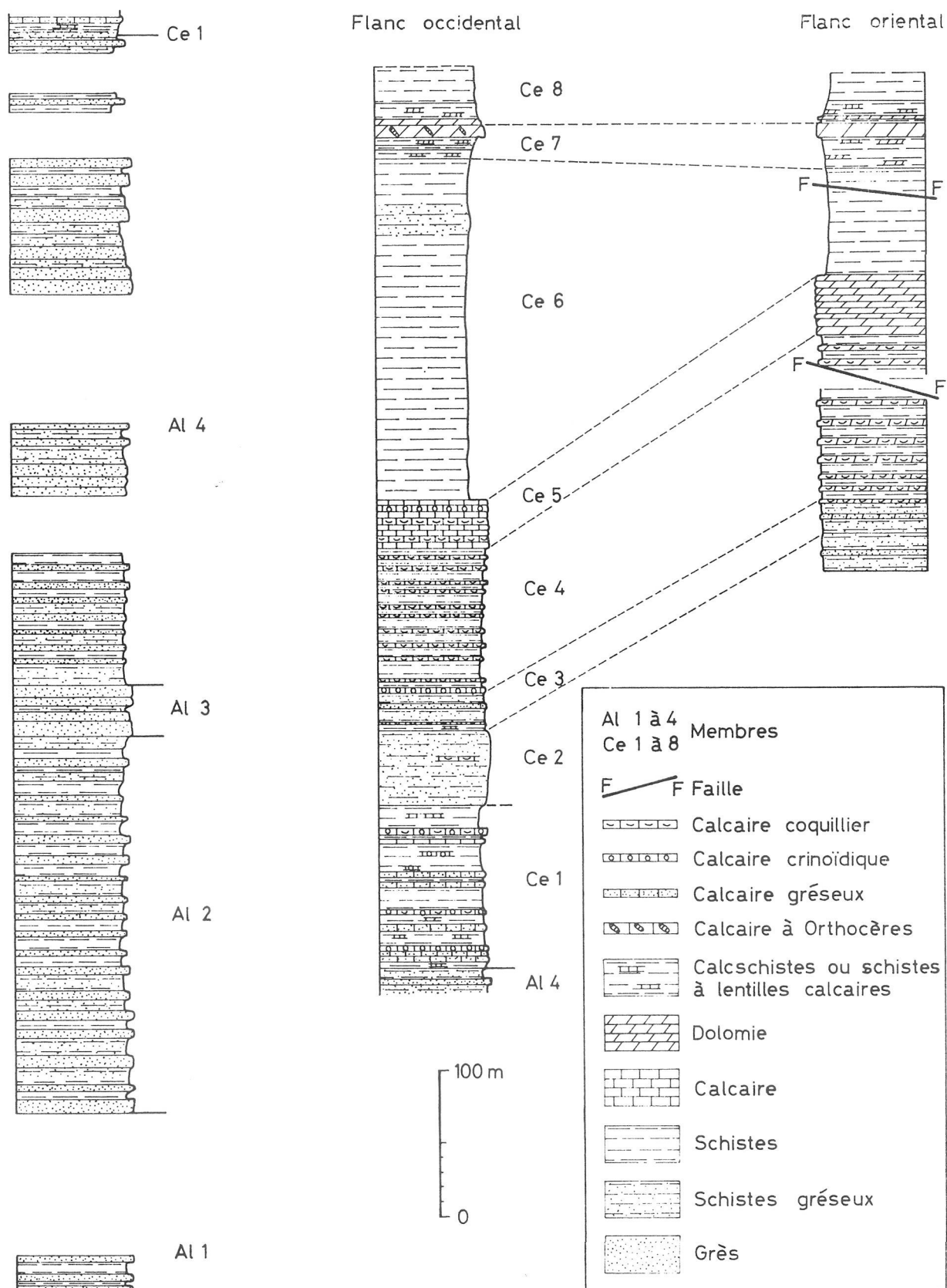


FIG. 4

Le Paléozoïque à l'ouest de la faille d'Alcolea.

Al = Grès d'Alcolea

Ce = Schistes et Calcaire de Cercadillo

A	B	C	D	E
C E R C A D I L L O	Ce8	Emsien Supérieur		Icriodus fusiformis Polygnathus linguiformis cf. linguiformis
	Ce7	Emsien Inférieur	Eodevonaria dilatata Euryspirifer arduennensis Euryspirifer pellicoi	Icriodus bilatericrescens Icriodus huddlei Icriodus sigmoidalis Polygnathus linguiformis dehiscens Spathognathodus steinhornensis n. subsp. a.
	Ce6			
	Ce5	Siegenien	Uncinulus maledictus Brachyspirifer rousseaui	Icriodus e.g. angustoides-eolatericrescens Icriodus simulator
	Ce4	Moyen	Stegerhynchus nymphus Hysterolites hystericus pachypleurus ?Brachyspirifer rousseaui Athyris undata	Icriodus e.g. angustoides-eolatericrescens Icriodus simulator Pelekygnathus serratus Spathognathodus inclinatus wurmi
	Ce3	Siegenien Inférieur	Hysterolites hystericus Fimbrispirifer charybdis Fimbrispirifer? bischofi Athyris undata	Icriodus aff. huddlei curvicauda Pelekygnathus serratus
	Ce2	Gedinnien Supérieur?	Hysterolites hystericus	
	Ce1	Gedinnien Inférieur	Howellella sp. a. Lanceomyonia borealiformis Acastella tiro Howellella mercuri Lanceomyonia borealiformis Mutationella barroisi Acastella* heberti	Icriodus e.g. angustoides-eolatericrescens Icriodus e.g. lotzei-rectangularis Icriodus e.g. woschmidtii postwoschmidtii-transiens Spathognathodus inclinatus wurmi Spathognathodus steinhornensis repetitor Spathognathodus transitans
A L C O L E A	Al4	Ludlowien	] Salopina lunata Leptostrophia e.g. filosa Nucleospira elegans	
	Al3			
	Al2			
	Al1	Supérieur		
C A Ñ A M A R E S	Ca2			Spathognathodus steinhornensis eosteinhornensis
	Ca1			

FIG. 5

Répartition stratigraphique des espèces significatives dans le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur

- A-B: subdivisions litho-stratigraphiques
C: subdivisions chrono-stratigraphiques
D: Brachiopodes
E: Conodontes

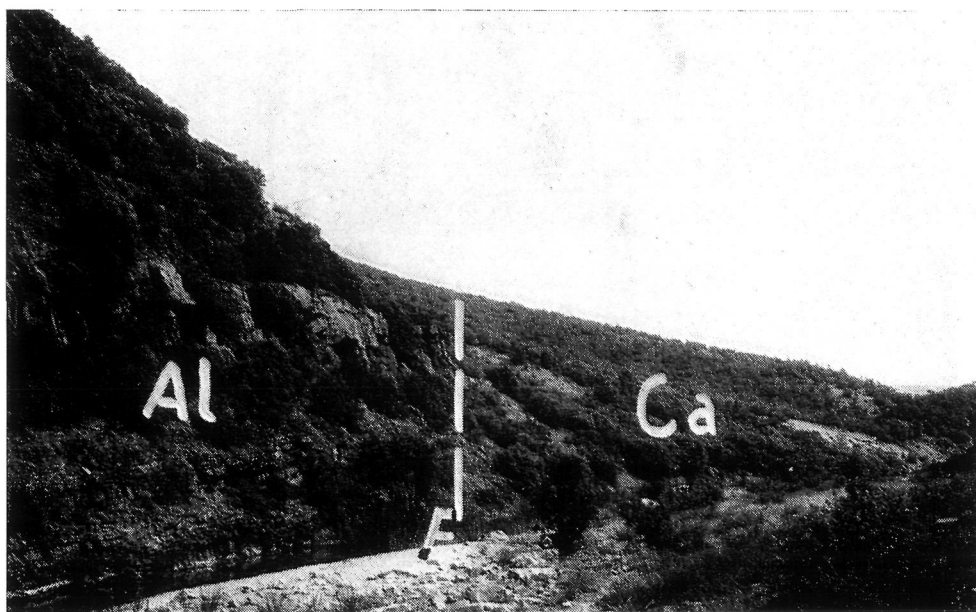


PHOTO 5

Faille d'Alcolea (F) mettant en contact le Grès d'Alcolea (Al) et les Schistes de Cañamares (Ca). Ce contact est souligné par un dénivellement topographique — Rio Alcolea

Al3 — 40 mètres de quartzites avec des joints de schistes verdâtres.

Al4 — 270 mètres de schistes gréseux, alternant avec des quartzites subordonnés.

— 90 mètres de grès grossiers micacés, verdâtres et brunâtres, alternant avec des quartzites clairs et rougeâtres.

— 60 mètres de schistes et de grès schistoïdes.

La puissance du Grès d'Alcolea est de 840 à 860 mètres, dont 100 mètres correspondent à une interruption de l'affleurement.

Chrono-stratigraphie (fig. 5).

Une faune peu variée a été trouvée dans cette formation. Elle a permis de lui attribuer un âge ludlowien supérieur.

2. *Les Schistes et Calcaire de Cercadillo*

Cette formation, dont la puissance s'évalue entre 645 et 670 mètres, affleure sur les hauteurs à l'est du Rio Alcolea, entre l'Arroyo del Agua et les environs du village de Riba de Santiuste. Son nom a été choisi en fonction du Rio Cercadillo, qui la traverse dans son cours supérieur. W. SOMMER (1965) l'a appelé Mulden-Schichten.

Les Schistes et Calcaire de Cercadillo forment un synclinal couché, plus ou moins isoclinal, dont le flanc oriental est déversé et chevauché vers l'ouest

en allure subhorizontale (coupe 3). La limite inférieure de cette formation correspond à l'apparition de bancs calcaires, exposés sur le versant occidental de l'Arroyo del Agua, à environ 250 mètres du thalweg.

Nous avons distingué 8 membres (Ce1 à Ce8). Cette subdivision lithostratigraphique est basée essentiellement sur la succession dans le flanc occidental, où les couches sont moins disloquées par la tectonique hercynienne et néo-alpine. Dans le flanc oriental les affleurements se situent en effet près du flanc méridional redressé de l'anticlinal triasique (fig. 6). La proximité des couches du Trias, contenant des dépôts salifères, y a en outre provoqué une forte dolomitisation. La répétition en sens inverse des membres Ce3 à Ce8 dans le flanc oriental, a néanmoins pu être prouvée par des critères tectoniques, lithologiques et paléontologiques (P. BULTYNCK et E. SOERS, 1971).

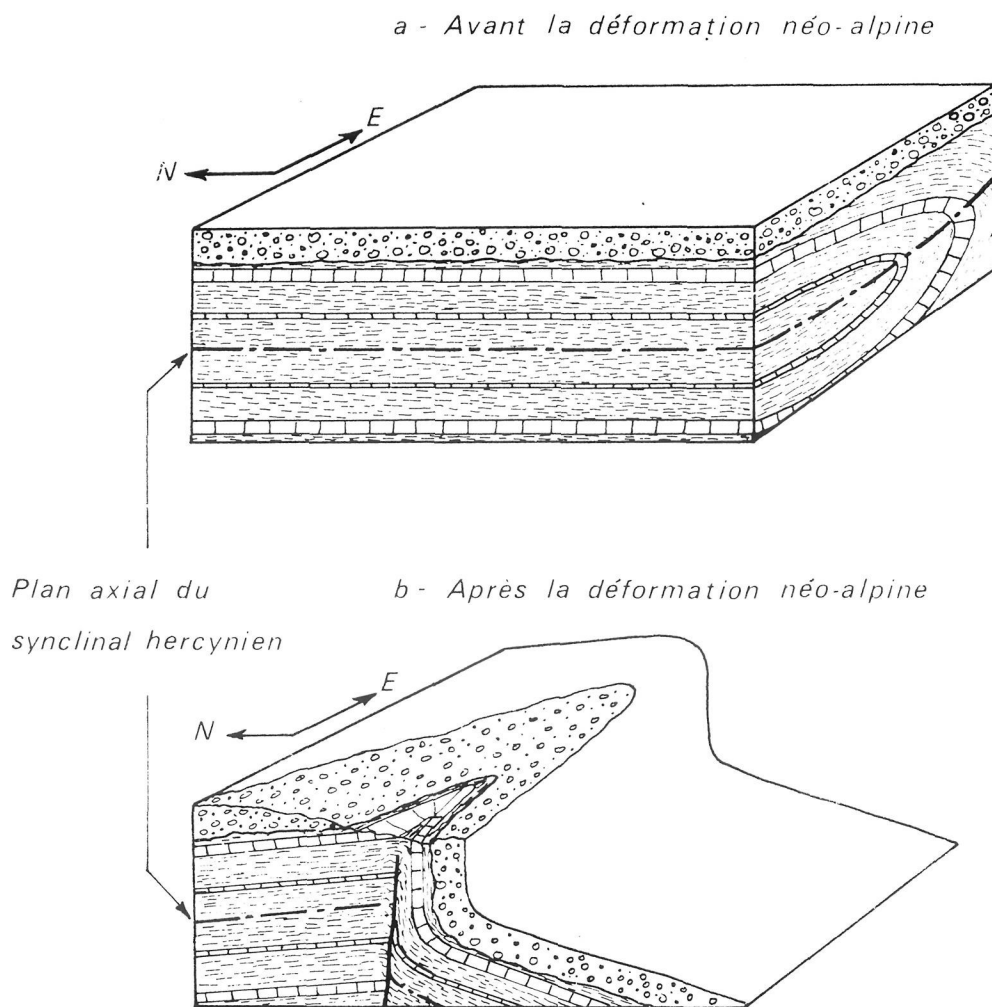


FIG. 6

Evolution structurale de l'anticlinal triasique de Riba de Santiuste

Litho-stratigraphie (fig. 4).

- Ce1 — 119 mètres de schistes et schistes gréseux ou/et calcaires alternant avec des bancs de calcaire et de calcaire crinoïdique, quelquefois fossilifères (Brachiopodes, Tentaculites, Algues, Bryozoaires, Tabulés).
- Ce2 — 45 à 50 mètres de schistes gris verdâtres et de schistes gréseux micacés.
- Ce3 — 27,5 mètres de schistes fins et de schistes gréseux micacés avec un banc subordonné de calcaire crinoïdique.
- Ce4 — 105 à 110 mètres de calcaire crinoïdique (à la base) suivi d'une alternance de minces bancs de calcaire coquiller et des schistes.
- Ce5 — 40 à 45 mètres de calcaire argileux et de calcaire crinoïdique à Brachiopodes.
- Ce6 — 250 mètres de schistes de teinte grise ou verdâtre, se débitant en feuillets ou en baguettes. Notons que cette puissance est peut-être surestimée si des plis éventuels sont passés inaperçus.
- Ce7 — 19 mètres de schistes, de grès coquiller calcaire et de minces bancs de dolomies intercalés, suivis d'un banc de dolomie de 8 mètres, contenant sporadiquement de grands Orthocères.
- Ce8 — 37 à 47 mètres de schistes calcaires avec des petits lits de calcaire suivis de schistes feuilletés de couleur rouge-violacée. Cette couleur est secondaire et due à la proximité du recouvrement triasique.

Chrono-stratigraphie (fig. 5).

La faune du membre Ce1 le place dans la partie supérieure du Gedinnien inférieur, de sorte que la limite Silurien-Dévonien se situe dans la partie supérieure du Grès d'Alcoléa. Les membres Ce2 à Ce5 appartiennent au Siegenien. La base de l'Emsien correspond à la base de Ce6. F. LOTZE (1929) et W. SOMMER (1965) acceptent un âge dévonien moyen à partir de Ce6.

3. *Conclusions*

Le Grès d'Alcolea et les Schistes et Calcaire de Cercadillo, dont l'âge ludlowien supérieur à emsien est prouvé, se sont formés sur un plateau à proximité d'un continent. Ils montrent la transition d'une sédimentation terrigène (grès fins, bien classés, avec une concentration en minéraux lourds) à une sédimentation calcaire (bioclastes), interrompue par des apports terrigènes périodiques.

La situation de la région au Dévonien inférieur suggère des rapports plus étroits avec l'Afrique du Nord et le Massif Armoricaïn qu'avec le Massif Ardenno-Rhénan. Ceci est confirmé par des traits communs, tectonique (absence d'une discordance entre le Silurien et le Dévonien), lithologique (influence terrigène moins prononcée) et faunique.

II.—MÉSOZOÏQUE

Nos observations dans le Mésozoïque se sont limitées aux formations qui ont été considérées jusqu'à présent comme triasiques. Nous les avons étudiées à la bordure méridionale du socle hercynien entre Palmaces et Veguillas, et à sa bordure septentrionale dans les régions d'Atienza et de Riba de Santiuste.

BORDURE MÉRIDIONALE DU SOCLE HERCYNIEN

A sa bordure méridionale le socle hercynien est recouvert, en discordance, de conglomérats rouges et de couches gréseuses et argilo-gréseuses rouges et bigarrées. Dans la région de Palmaces ces couches rouges prennent localement une extension considérable. En réalité on y peut distinguer deux unités lithologiques, à faciès très semblables :

1. La Formation, puissante, mais très locale, de Palmaces.
2. La formation, d'épaisseur moins importante, reposant en discordance sur la première ou sur le socle et que nous appellerons la Formation de Veguillas (photo 6).

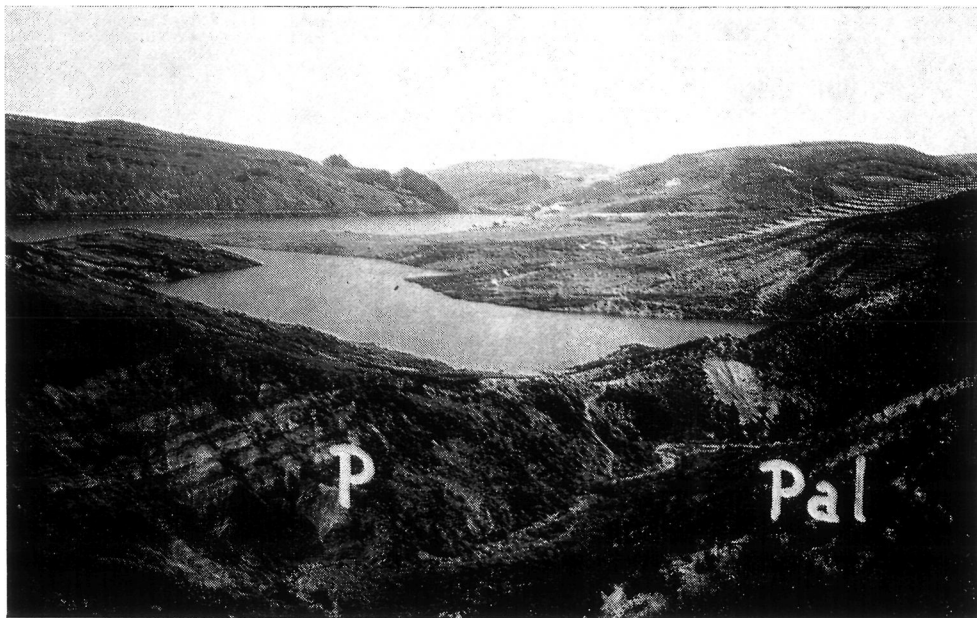


PHOTO 6

Vue prise du nord, montrant les couches de base de la Formation de Palmaces (P) à direction N 20° W, reposant sur le Paléozoïque (Pal), et surmontées par la Formation de Veguillas à direction est-ouest. Lac de barrage de Palmaces

1. *La Formation de Palmaces*

Au nord du village de Palmaces, de part et d'autre du lac de barrage sur le Rio Cañamares, affleurent des roches terrigènes rouges. E. SCHRÖDER (1930) considère ces couches comme des conglomérats du Buntsandstein. Selon cet auteur elles se sont déposées dans un bassin local. Leur épaisseur serait de ± 150 mètres. Toutefois SCHRÖDER ne fait pas mention d'une discordance.

Les couches de la Formation de Palmaces ont une direction constante de N20° à 30°E et un pendage de 20° à 30° vers l'est. La litho-stratigraphie que nous avons établie comprend trois membres.

- 1.— a — Un conglomérat de base, de 10 mètres d'épaisseur, reposant en discordance sur la Formation du Bornova (ce contact est visible près de l'Arroyo del Rizuelo). Il est composé de cailloux, peu arrondis, de quartzite et de quartzite séricitique dans un ciment argilo-gréseux blanchâtre.
- b — 25 mètres d'argilites et argilites gréseuses rouges et vertes. Au sommet de ces couches se trouve un banc de 2 mètres d'épaisseur composé de matériaux détritiques verdâtres, provenant de l'érosion de roches volcaniques, affleurant encore actuellement à l'ouest d'Atienza (voir II^e Partie).
- c — 20 mètres de sables grossiers et de graviers peu consolidés, contenant des fragments de gneiss et de feldspaths ainsi que des galets de quartzite.
- 2.— 150 mètres d'argilites et d'argilites gréseuses, avec des bancs de grès micacés. Vers le sommet s'intercalent des niveaux conglomératiques à cailloux de quartzite. Le lac de barrage interrompt les affleurements, de sorte que la transition vers le membre supérieur n'est pas visible.
- 3.— 400 mètres de couches dans lesquelles les conglomérats dominent. La partie inférieure (± 200 mètres) est constituée d'une alternance de grès grossiers micacés rouges, de couches argilo-gréseuses et de niveaux de conglomérats dont les galets (quartzites et fragments anguleux de gneiss) atteignent 20 centimètres de diamètre.

La partie supérieure (± 200 mètres) de ce membre se compose de conglomérats et de brèches sédimentaires à gros blocs. Dans les couches du sommet des blocs de gneiss de 0,5 à 1 mètre de longueur ne sont pas exceptionnels. Ce membre est recoupé à l'est par une faille importante (la faille de Sarteneja), qui met en contact les conglomérats et les gneiss de La Bodera (voir carte 2, coupes A-B et C-D). Cette faille est bien visible sur les versants de l'Arroyo de Valdernaes et de l'Arroyo del Castillo, situés au nord-est et à l'est de Palmaces. Dans cette dernière vallée on observe également le contact discordant entre la Formation de Palmaces, à direction N30°E, et les conglomérats de la Formation de Veguillas, à direction est-ouest, qui les surmontent.

Quelques conclusions intéressantes concernant la paléogéographie se dégagent de ces observations.

— La Formation de Palmaces s'est déposée dans un bassin relativement peu étendu, d'origine tectonique. La carte géologique montre clairement sa position dans le prolongement de la faille de Cañamares. Le faciès des sédiments prouve qu'ils proviennent de régions limitrophes, érodées dans un climat semi-aride.

— La litho-stratigraphie des membres 1 et 2 (argilites, grès et conglomérats subordonnés) permet de supposer qu'au commencement ce bassin n'était autre qu'une légère dépression dans la pénéplaine préexistante. Le faciès grossier du membre 3 (conglomérats et brèches sédimentaires) pourrait être en rapport avec une subsidence accélérée du bassin, ayant entraîné son comblement rapide. Cette subsidence a enfin abouti à un affaissement le long de failles, dont la faille de Sarteneja est la plus importante.

— La puissance minimale de la Formation de Palmaces est évaluée à 600 mètres. Le rejet de la faille de Sarteneja, limitant le bassin à l'est, doit donc être du même ordre de grandeur.

2. La Formation de Veguillas

Entre Palmaces et Veguillas des couches rouges à faciès continental (conglomérats, grès, argilites) reposent sur le socle hercynien. Le nom de cette formation a été choisi d'après le village de Veguillas, où la succession est la plus complète.

Litho-stratigraphie.

OUEST

PALMACES

Substratum: socle hercynien ou Formation de Palmaces.

1.— a — 35 mètres de conglomérats et des grès grossiers rougeâtres. Les dimensions des galets (quartzites) atteignent 20 à 30 centimètres. Stratification entrecroisée fréquente. Quelques niveaux argilo-gréseux.

— b — 15 mètres d'argilites bigarrées gréseuses ou marneuses.

EST

VEGUILLAS - ALCORLO

Substratum: socle hercynien.

1.— a — 30 à 40 mètres de conglomérats alternant avec des grès grossiers rougeâtres.

— b — 70 mètres d'argilites rouges et bigarrées, devenant marneuses vers le sommet, avec des intercalations gréseuses. A la base se trouvent quelques bancs de microconglomérat et de grès grossiers.

— c — 20 à 40 mètres (l'existence de nombreuses failles cassantes empêche de préciser l'épaisseur) d'argilites rouges et bigarrées, de marnes et de minces bancs de calcaire fin jaunâtre.

- 2.— 15 à 20 mètres de graviers et de sables grossiers de couleur blanchâtre (prenant localement des teintes rouges d'oxydation). Les galets sont surtout des quartz et des quartzites assez bien roulés, et plutôt rarement des feldspaths. Vers le sommet le ciment est légèrement calcaire. Ces graviers ont été décrits par E. SCHRÖDER (1930) et J. HELSEN (1968) comme de l'Albien.
- 3.— Calcaire du Cénomanién (E. SCHRÖDER et J. HELSEN) transgressif sur l'Albien.

A 4 kilomètres au nord de Veguillas, sur le versant nord de la Sierra Gorda affleurent isolément des roches rouges et vertes de 45 mètres d'épaisseur, recoupées au sud par une faille. En nous basant sur leur lithologie, nous pouvons les intégrer dans les unités lithologiques 1b et 1c de la Formation de Veguillas.

3. Conclusion

La détermination de l'âge de ces deux formations de faciès semblables séparées par une discordance, pose naturellement certains problèmes concernant leur âge. Jusqu'à présent l'examen palynologique n'a pas donné de résultats satisfaisants.

— Si on admet, comme l'a fait SCHRÖDER (1930), un âge triasique (Buntsandstein en Keuper) pour les conglomérats et les argilites de la Formation de Veguillas, il faut attribuer un âge permien à la Formation de Palmaces.

— Si on admet par contre que la Formation de Palmaces appartient au Trias, il nous semble logique de supposer que, malgré la similitude de faciès entre la Formation de Veguillas et celles du Buntsandstein et du Keuper au nord-est du socle hercynien, les couches de Veguillas correspondent à la période de régression et de sédimentation continentale (Jurassique supérieur - Crétacé inférieur), à laquelle appartiennent aussi les grès de l'Albien.

En attendant des preuves décisives, palynologiques ou autres, concernant l'âge de ces formations, nous penchons plutôt vers la deuxième hypothèse. Toutefois un âge permien ou permo-triasique pour la Formation de Palmaces n'est pas à rejeter d'avance, compte tenue de sa position stratigraphique et tectonique particulière, et de la découverte récente de Permien (C. BOULOUARD et P. VIALARD, 1971) dans la Chaîne Ibérique limitrophe.

BORDURE SEPTENTRIONALE DU SOCLE HERCYNIEN

A l'est d'Atienza

Dans les environs de Cercadillo et Riba de Santiuste le Trias repose en discordance sur les formations paléozoïques (Silurien et Dévonien inférieur). Il se présente sous son faciès germanique, c.à.d. conglomérats du Buntsand-

stein, dolomies du Muschelkalk, argiles et marnes bigarrées du Keuper (SCHRÖDER, 1930).

A 1 kilomètre à l'ouest de Riba de Santiuste la litho-stratigraphie de ces formations de la base au sommet est la suivante :

Buntsandstein : — 100 mètres de conglomérats rouges et rosés, avec galets de quartzite ordovicien, pouvant atteindre 40 centimètres de diamètre, et bancs subordonnés de grès grossier.

— 240 mètres de grès grossiers micacés, avec niveaux conglomératiques moins fréquents que dans les 100 mètres de base, et bancs argilo-gréseux subordonnés; au sommet, intercalation de quelques bancs de grès dolomitique.

Muschelkalk : 15 mètres de dolomie et de calcaire dolomitique bien stratifiés.

Keuper : pas d'affleurements.

Vers l'ouest le Buntsandstein et le Keuper diminuent assez rapidement d'épaisseur. Dans la vallée du Rio Alcolea, au nord de Cercadillo, le Buntsandstein est représenté par une formation conglomératique et gréseuse de 140 mètres.

A 1 kilomètre à l'ouest de Cercadillo nous avons observé la succession suivante :

— 80 mètres de conglomérats et de grès grossiers rouges de Buntsandstein.

— 20 mètres de couches rouges argilo-gréseuses, avec quelques minces bancs de dolomies. Au sommet de ces couches se localise un banc de dolomie épais de 0,5 mètre, qui pourrait représenter le Muschelkalk.

— 25 mètres d'argilites et de marnes rouges et vertes du Keuper.

A ces couches fait suite une formation de calcaire dolomitique cellulaire : le Carniolas.

Entre Atienza et Cañamares

Dans cette région le Trias est représenté par des argilites rouges et bigarrées avec des niveaux marneux et gréseux subordonnés. Près de Cañamares la base de cette formation est formée par des conglomérats brèchoïdes, composés de matériaux provenant des massifs andésitiques sous-jacents.

Le Trias est surmonté par des graviers blancs de l'Albien.

Les environs de Naharros

Près de Naharros, au sud d'Atienza, affleurent des couches isolées dont le faciès est identique à celui du Trias dans le reste du domaine étudié. On y observe :

— 25 mètres de conglomérats brèchoïdes rouges.

— 35 mètres de grès rouges et rosés, avec intercalations d'argilite gréseuse.

Leur position à proximité de la Faille de Cañamares, permet de supposer que ces couches représentent la Formation de Palmaces.

Conclusions

La diminution d'épaisseur du Buntsandstein et du Muschelkalk, observée sur la bordure septentrionale du socle hercynien, semble indiquer que le Muschelkalk se termine en biseau entre Cercadillo et Atienza. Dans les environs de ce dernier village la distinction entre le Buntsandstein et le Keuper n'est pas aisée. Il n'est même pas exclu que les conglomérats qui, près de Cañamares, reposent sur le socle, appartiennent en réalité au Keuper. Les couches rouges de cette région sont donc figurées sur la carte (carte 1) comme Trias indifférencié.

III.—CÉNOZOÏQUE

D'importantes surfaces du domaine étudié sont recouvertes de couches continentales néogènes (conglomérats, graviers). Ces couches horizontales, constituées partiellement par des pédiments, peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Leur âge serait mio-pliocène (W. MELKEBEKE, 1968).

DEUXIÈME PARTIE ROCHES VOLCANIQUES

LES ANDÉSITES À L'OUEST D'ATIENZA

A l'ouest d'Atienza, aux environs des villages de Cañamares et de La Miñosa, affleurent des roches volcaniques. Ces roches, intrusives dans les Schistes de Cañamares, et les ayant fortement disloqués, se présentent en massifs de forme irrégulière et de dimensions variables (quelques m² à quelques km²). Les massifs de taille plus ou moins importante ont donné naissance à des collines arrondies, contrastant avec les dépressions formées dans les Schistes de Cañamares et le Trias environnants. A l'ouest de Cañamares, près de la route conduisant à Aranda de Duero, affleurent même des coulées de lave, épaisses de quelques mètres. Des roches de même type existent, sous forme de sills (épais de 1 à 3 mètres et injectés parallèlement aux plans de schistosité), dans les Schistes de Prádena (Arroyo de Pelagallinas à l'est de Prádena) et dans la Formation du Bornova (à l'est de l'Alto Rey). Ces sills ont été injectés parallèlement aux plans de schistosité.

L'âge de ces roches volcaniques est post-hercynien et pré-triasique. En effet, elles sont intrusives dans des formations paléozoïques plissées, et ont été érodées durant le Trias. Cet âge leur est également attribué par les auteurs de la Mapa Geológico de Atienza (I. G. M., 1931), ainsi que par

W. SOMMER (1965) et G. SCHÄFER (1969). E. SCHRÖDER (1930), et après lui R. VAN DER VOO (1967), les considéraient comme des diabases d'âge silurien.

Sur le terrain on distingue deux types de roches :

— *Type 1* : roches porphyriques à pâte vert claire à vert sombre. A l'oeil nu on observe des phénocristaux idiomorphes de feldspaths (jusqu'à 7 mm), des hornblendes vert claires et des biotites. Des grenats rougeâtres (avec un diamètre de 1 à 3 mm) sont assez fréquents.

— *Type 2* : roches massives, plutôt microgrenues, de couleur gris foncée à gris bleue. Seuls de petits cristaux de feldspath sont reconnaissables à l'oeil nu.

L'altération donnant à ces deux types de roche une même teinte vert claire, la distinction en type 1 et 2 ne peut se faire que sur échantillon frais. En lame mince, les deux types ne se différencient que par la taille des phénocristaux. Les échantillons recueillis dans les sills assez éloignés de la région de Cañamares - La Miñosa, ont le même aspect pétrographique. Ajoutons qu'un métamorphisme de contact est presque inexistant. Au contact avec les schistes noirs, ceux-ci ont pris sur une mince zone (tout au plus quelques centimètres) un aspect de cornéenne.

Ces roches, comme l'indique l'étude pétrographique, sont des andésites.

Les phénocristaux les plus abondants que l'on y observe sont des *plagioclases* idiomorphes (An en moyenne 55 %). Ces cristaux sont le plus souvent zonés (photo 7) ou mâclés (mâcles d'albite ou d'albite + Karlsbad).

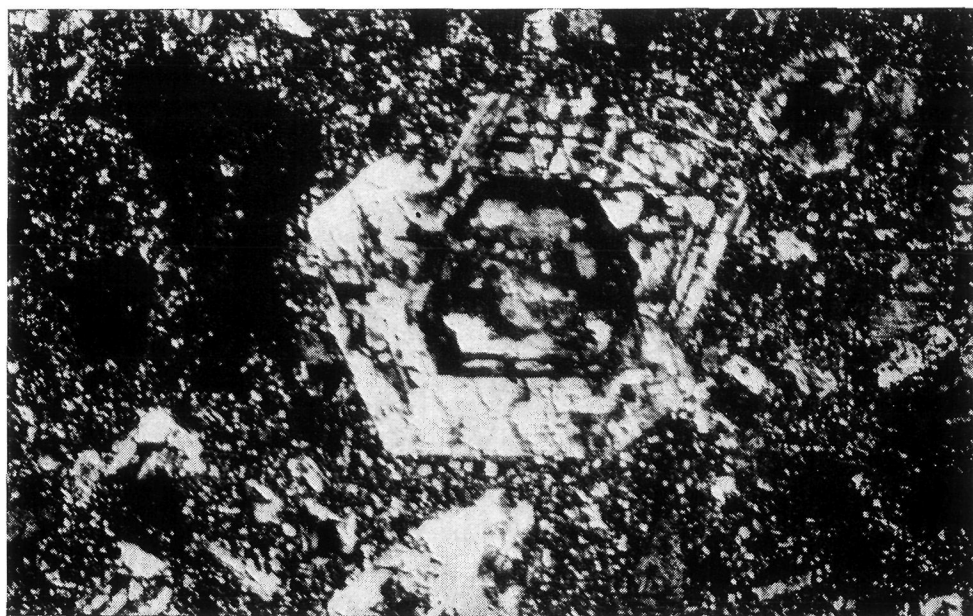


PHOTO 7

Andésite de La Miñosa. La partie centrale du plagioclase zoné est transformée en calcite (N. C. — 2,4 x 3,6 mm.)

Le plagioclase est transformé en grande partie en calcite, accompagnée d'un peu de quartz et de séricite.

Le *quartz* primaire se présente sous forme de cristaux assez rares, de forme arrondie, montrant des incurvations de corrosion. Du quartz provenant de transformations secondaires est plus fréquent.

La présence de *grenat* peut éventuellement s'expliquer par l'assimilation en profondeur par le magma de formations métamorphiques.

Des cristaux idiomorphes de *biotite* (3 à 4 millimètres) sont toujours présents, et constituent souvent le minéral mafique le plus important. Il s'agit d'une biotite fortement pléochroïque, fréquemment chloritisée. D'autres minéraux mafiques ont été totalement transformés. On peut néanmoins reconnaître à sa forme la *hornblende* (transformée en opacite, chlorite,...). Il s'agit probablement d'une transformation deutérique, liée à la phase extrusive.

La pâte de cette roche est microcristalline, et montre souvent des textures fluïdales. Elle est essentiellement composée de plagioclases, plus riches en albite que les phénocristaux, avec du quartz et de la chlorite en ordre accessoire.

TROISIÈME PARTIE GÉOLOGIE STRUCTURALE

INTRODUCTION

La structure géologique actuelle est considérée comme le résultat de la tectogénèse hercynienne et de la tectonique post-hercynienne. Dans la tectogénèse hercynienne nous avons pu définir trois phases de plissement. La tectonique post-hercynienne se caractérise par le développement de failles cassantes.

La partie centrale de la région est constituée de formations gneissiques précambriennes formant un dôme allongé en direction NW - SE. Elles sont séparées en deux massifs par la faille de Cañamares. Les formations paléozoïques qui recouvrent les gneiss sont affectées de plis de toutes tailles, dont les axes ont une direction générale subméridienne. Ces plis ont des ennoyages d'axe vers le nord ou vers le sud-sud-est.

L'extrémité orientale de la Sierra de Guadarrama, à l'est de la faille d'Alcolea, où affleurent les formations du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur, est caractérisée par un style tectonique différent.

La tectogénèse hercynienne dans les régions à l'est et à l'ouest de la faille d'Alcolea sera traitée séparément.

I.—TECTOGENESE HERCYNIENNE

A) REGION A L'OUEST DE LA FAILLE D'ALCOLEA

1. PREMIÈRE PHASE

a) *Les grandes structures*1) *Les plis.*

Les Quartzites de l'Alto Rey et du Cuento, ainsi que les bancs massifs quartzitiques de la Formation du Bornova, permettent d'observer, sur le terrain et sur les photos aériennes, l'allure des grands plis. Dans les autres formations monotones, schisteuses ou schisto-gréseuses, ces structures ne peuvent pas être observées.

— *La zone occidentale* (à l'ouest du Rio Cristobal et du Massif de Hien-delaencina): Les axes des grands plis de la première phase décrivent une grande courbure à convexité tournée vers l'ouest. Au nord de la ligne Valverde de los Arroyos - El Ordial, ces axes sont dirigés nord-sud; ils sont subhorizontaux ou ont un faible ennoyage vers le nord. Au sud de cette ligne ils vont prendre peu à peu une direction N30°W, avec des ennoyages vers le sud-sud-est, qui (plus spécialement au sud de la faille d'Almiruete) peuvent se situer entre 20° et 40°.

Ces plis, d'amplitude décamétrique à hectométrique, sont caractérisés par un déversement vers l'est (photo 8, coupe 1), qui augmente de ouest en est.

— *La zone orientale* (à l'est du Rio Cristobal et au nord des massifs gneissiques): Les axes des grands plis maintiennent une direction $\pm$ nord-sud, mais ils ont des ennoyages de 10° à 25° vers le nord. Le déversement vers l'est a encore augmenté, de sorte que des plis renversés et couchés font leur apparition (coupe 1). De beaux exemples s'observent au nord-ouest de Gascueña, et sur les flancs nord de l'Otero et de la Sierra de la Bodera. Ces structures sont particulièrement mises en évidence sur les photographies aériennes.

A première approximation les grands plis de la phase 1 sont cylindriques, mais à l'échelle de la carte cela n'est plus le cas (fig. 7).

2) *Failles et chevauchements.*

Nous nous bornerons à la description des accidents les plus importants. Plusieurs ont rejoué au cours de la phase 2.

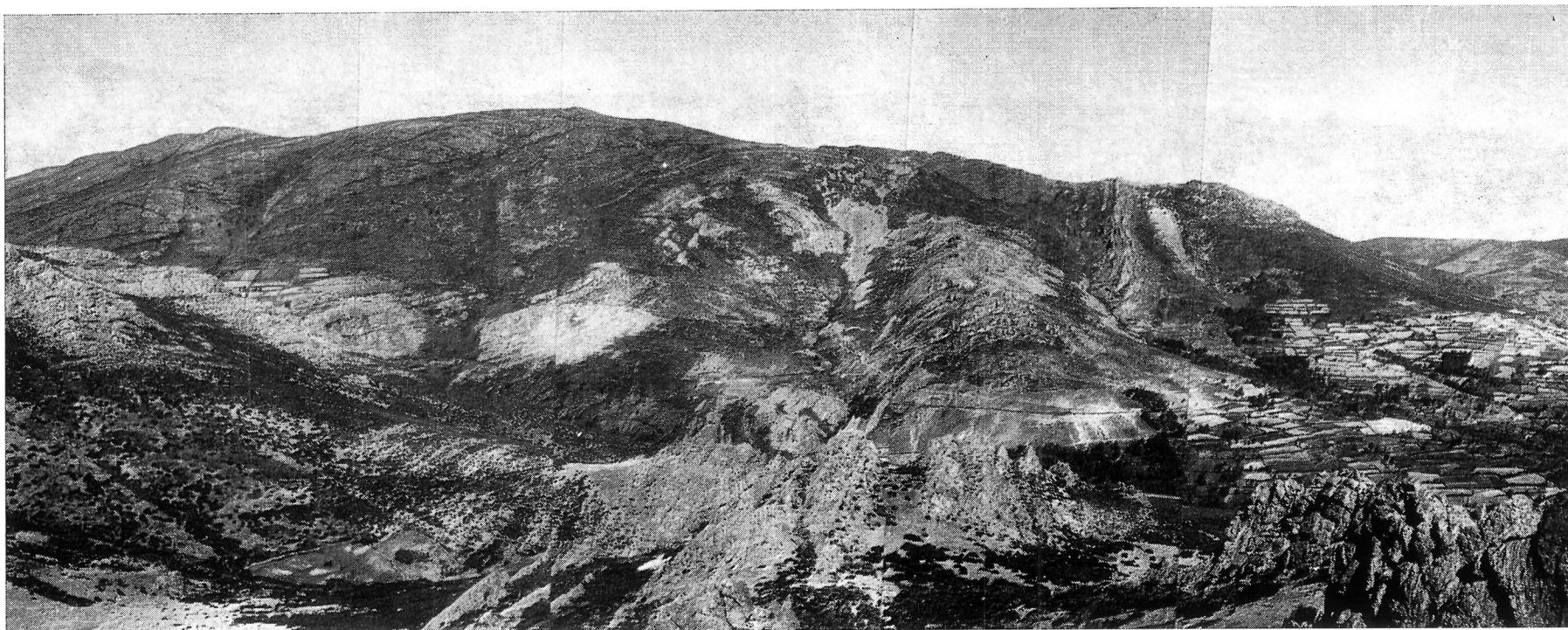


PHOTO 8

*Grands plis de la première phase, dessinés par les Quartzites de l'Alto Rey.
Flanc sud de la Loma de las Piquerinas, au nord de Valverde de los Arroyos.
Largeur du panorama: $\pm$ 2,5 km.*

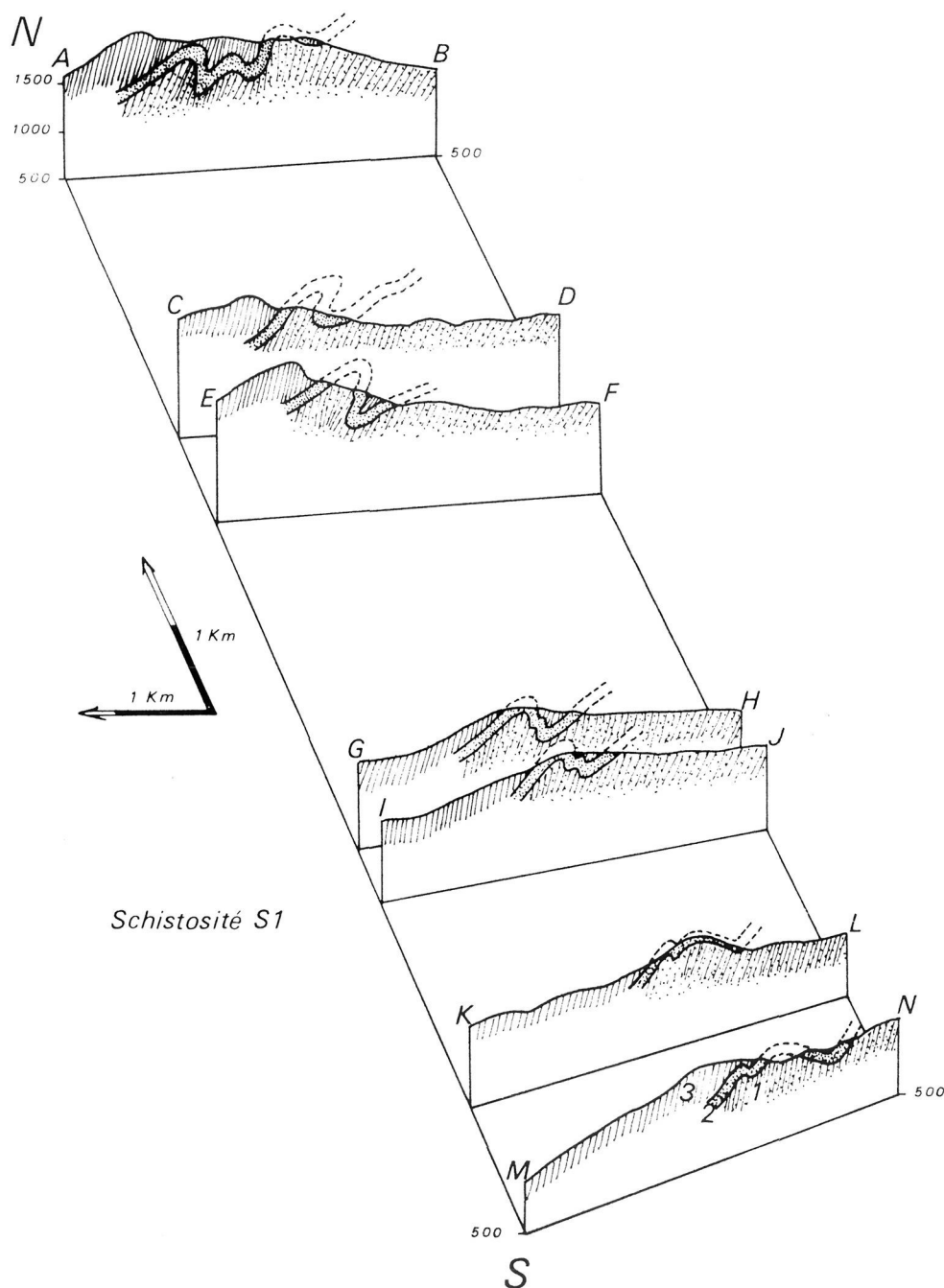


FIG. 7

Coupes ouest-est (voir carte 7) entre la Loma de las Piquerinas (nord)
et Almiruete (sud)

- 1 = Formation du Bornova
- 2 = Quartzites de l'Alto Rey
- 3 = Schistes de Prádena

— La faille d'Almiruete et le chevauchement du Rio Sorbe.

Entre Almiruete et Arroyo de las Fraguas, à l'ouest du Massif de Hien-
delaencina, existe une faille cassante à direction SW-NE: la faille d'Almi-
ruete. Nous pensons qu'un décrochement lui a donné naissance.

A l'est du Rio Sorbe et au sud de la faille d'Almiruete, "l'anticlinorium du Rio Sorbe" chevauche le "synclinorium de Semillas" (fig. 8). Ce chevauchement, dont la direction est parallèle aux grandes structures de la première phase, n'existe pas au nord de la faille d'Almiruete. En réalité, ce n'est que dans la zone à l'ouest de Semillas qu'on peut parler d'un chevauchement. Vers le nord en effet ce chevauchement évolue vers une faille inverse (fig. 8), à pendage assez raide.

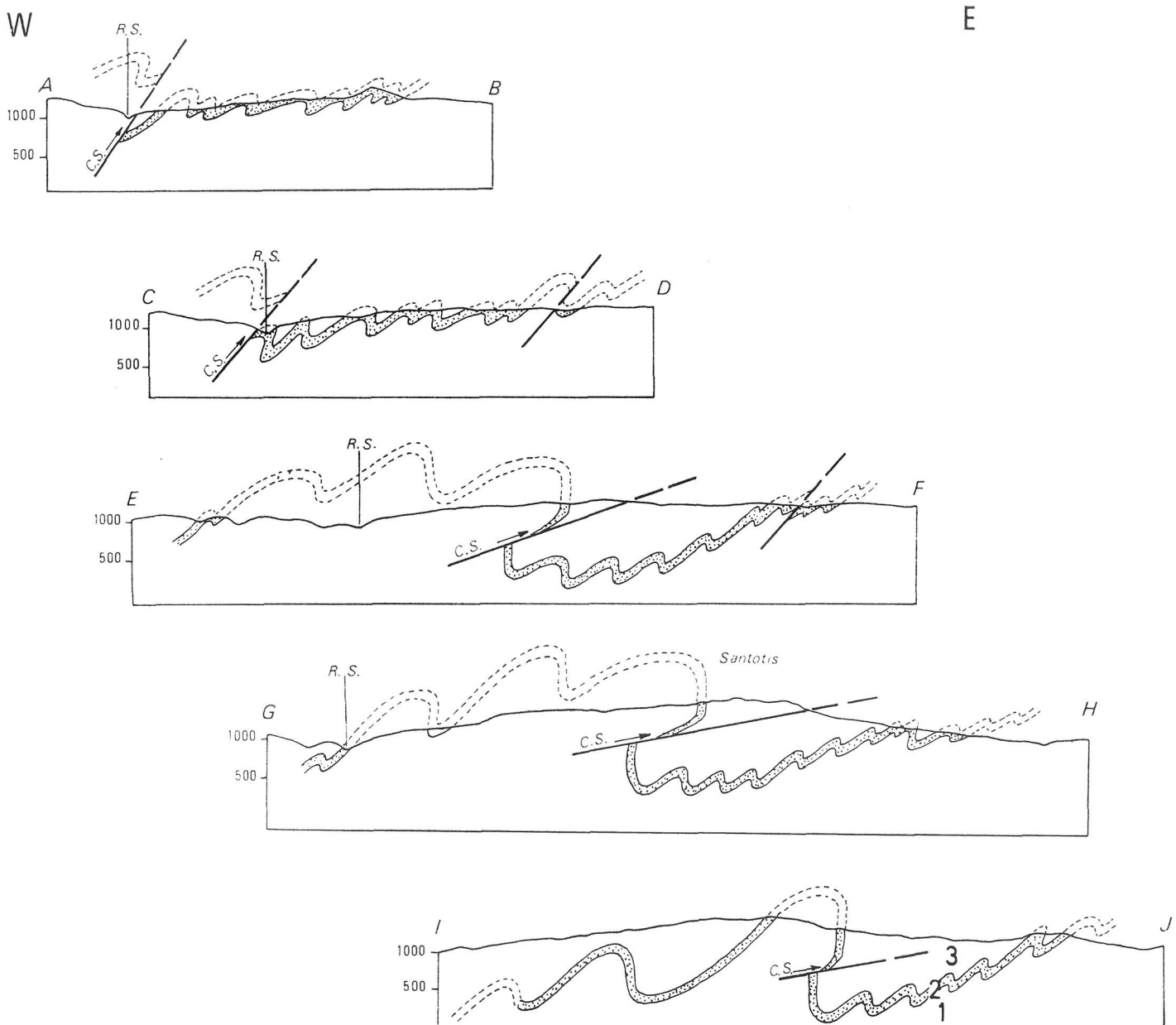


FIG. 8

Coupes ouest-est (voir carte 7) à l'ouest du Massif de Hiendelaencina

- 1 = Formation du Bornova
- 2 = Quartzites de l'Alto Rey
- 3 = Schistes de Prádena

R.S. = Rio Sorbe

C.S. = chevauchement du Rio Sorbe

Les faits suivants prouvent que ces failles ont été créées à la fin de la première phase :

- le chevauchement du Rio Sorbe est limité au nord par une faille de décrochement (la faille d'Almiruete),
- le chevauchement du Rio Sorbe recoupe les plis déjà existants,
- le style des plis ne diffère pas des deux côtés de la faille d'Almiruete.

Ajoutons que, mis à part le rajeunissement de ces structures pendant la phase 2, la faille d'Almiruete a encore joué comme faille verticale, lors des mouvements néo-alpins.

- Les chevauchements de la Sierra de La Boderà.

Sur le flanc nord de la Sierra de La Boderà deux chevauchements ont provoqué une double répétition des Quartzites de l'Alto Rey. Abstraction faite d'un léger pendage vers le nord, dû à la troisième phase, on peut considérer les plans de chevauchement comme subhorizontaux. Leur largeur de recouvrement importante est en partie due à un rejeu durant la deuxième phase (voir plus loin).

b) *Les structures mineures et les microstructures*

1) *Les plis.*

Les plis mineurs peuvent être bien observés dans les formations à alternance rythmique schisto-gréseuse (Formation du Bornova, les couches de la base des Schistes de Prádena et certains niveaux des Schistes de Cañamares).

— Direction : On observe en général une direction parallèle des axes B1 des plis mineurs et des grands plis (carte 3). Cette disposition parallèle est cependant moins constante à l'est du Rio Cristobal. Dans cette zone on constate une dispersion des axes mineurs (directions variant de N40°E à N40°W, avec un maximum situé entre N20°W et N10°E - voir carte 3 et fig. 43, 50, 56, 66, 73). Ce phénomène s'explique à notre avis, par l'existence dans cette zone de plis à axe courbe (voir plus loin).

La direction anormale des axes B1, observée localement au nord du lac de Palmaces, est en rapport avec la tectonique cassante post-hercynienne (faille de Cañamares - voir plus loin).

— Style et forme : Les plis mineurs sont, tout comme les grands plis, caractérisés par leur déversement vers l'est. Ils sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial. A l'ouest du Rio Cristobal ces plis, quelquefois isoclinaux (photo 9), ont des plans axiaux inclinés de 70° à 30° vers l'ouest. Toutefois, près de la limite entre la Formation du Bornova et les gneiss précambriens, à l'ouest du Massif de Hiendelaencina, on constate un léger changement dans le style des plis. Dans cette zone on ne dispose, hélas, que de

deux bonnes coupes montrant la transition entre ces formations (l'Arroyo de las Casas et le Rio Hondo). Une coupe d'ouest en est montre que les couches se redressent en s'approchant de la base de la Formation du Borno-va (fig. 9). Les plis sont isoclinaux à plans axiaux subverticaux. La schistosité S1 (de plan axial) passe à la foliation des gneiss.

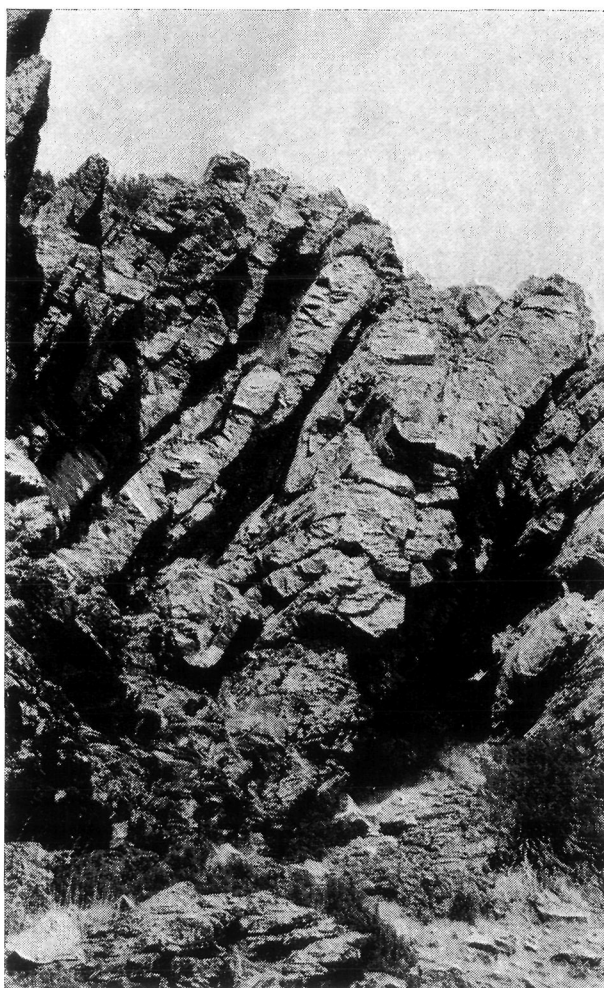


PHOTO 9

*Plis de la première phase, isoclinaux, légèrement déversés vers l'est.
A l'ouest d'Aldeanueva de Atienza*

Dans la région située à l'est du Rio Cristobal, au nord des massifs gneissiques, les plis très souvent isoclinaux sont davantage déversés et parfois même couchés. Leurs plans axiaux ont des pendages de 30° vers l'ouest à subhorizontaux. Dans certaines zones ces plans axiaux ont acquis, pendant la phase 2, des pendages vers l'est (voir plus loin).

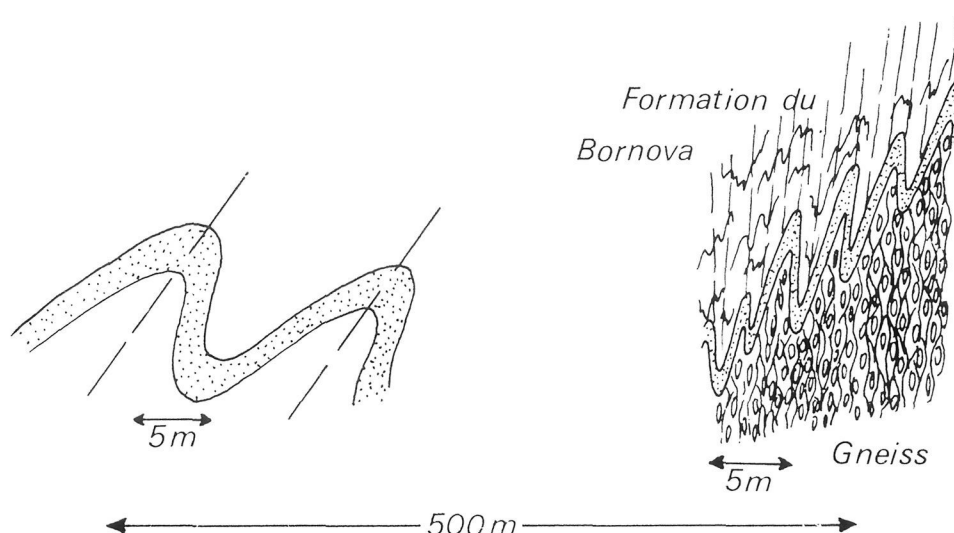


FIG. 9

Allure des plis dans la Formation du Bornova à la limite occidentale du Massif de Hiendelaencina

La forme des plis mineurs semble avoir été principalement influencée par la lithologie. Dans les niveaux où alternent des bancs schisto-gréseux et gréseux se développent essentiellement des plis semblables, tandis que des plis concentriques (ou des formes qui s'en rapprochent) se rencontrent dans les niveaux à grande différence de compétence (p.ex. lorsque des bancs de quartzite s'intercalent dans des niveaux schisteux).

En général les plis mineurs de la première phase sont cylindriques à l'ouest du Rio Cristobal et du Massif de Hiendelaencina. A l'est du Rio Cristobal, où les plis sont fortement déversés ou couchés, on observe assez fréquemment des plis isoclinaux à axe courbe (non-cylindrical plane folds; TURNER et WEISS, 1963). Cette courbure peut atteindre 60° (fig. 10). L'existence de plis à axe courbe explique peut-être la dispersion des axes B1 dans la région à l'est du Rio Cristobal. En effet, si la courbure se fait sur une distance assez grande, elle n'est plus visible comme telle à l'affleurement.

Le phénomène des axes courbes a été expliqué par J. RAMSAY (1962) comme étant le résultat d'une variation de l'aplatissement des plis, perpendiculairement aux plans axiaux, d'où résultent des glissements différentiels le long des plans de schistosité.

2) La schistosité S1.

Comme nous l'avons déjà fait remarquer les plis de la première phase sont accompagnés d'une schistosité S1 de plan axial. Celle-ci se présente comme une schistosité de flux (slaty cleavage, flow cleavage) ou une schistosité de fracture (fracture cleavage).

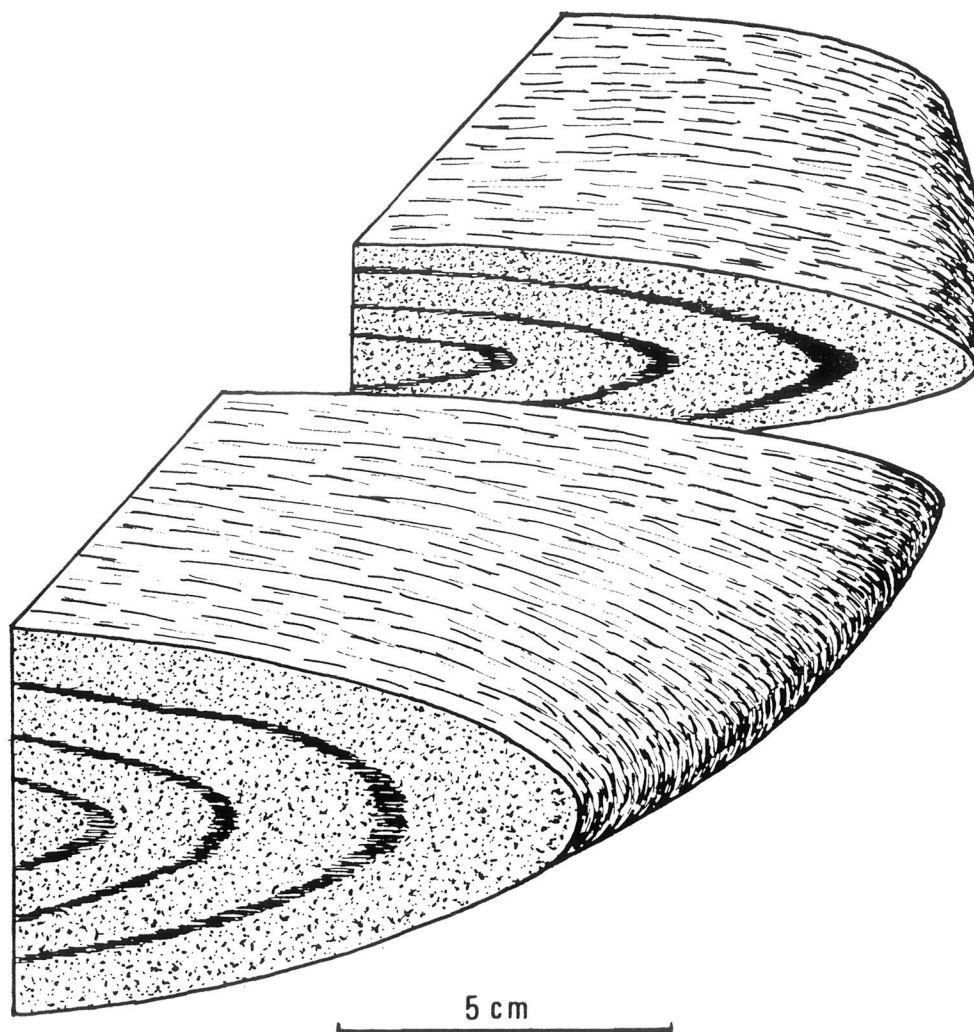


FIG. 10

Pli à axe courbe. Formation du Bornova - Sierra del Alto Rey

— *La schistosité de flux.*

La schistosité de flux se caractérise par une fine anisotropie lithologique, due à l'orientation parallèle des minéraux (surtout phylliteux) de néoformation. Elle s'est développée dans toute la série paléozoïque qui surmonte les gneiss. Les observations faites à ce sujet, sur le terrain et dans les lames minces, se résument comme suit.

1. Le développement de la schistosité de flux est déterminé par le degré de métamorphisme de la roche. Elle est particulièrement bien développée dans les niveaux pélitiques (Pr2 et Pr4) des Schistes de Prádena. Dans les zones structurellement plus profondes du Paléozoïque (Formation du Bornova), on constate que les quartzites séricitiques sont également affectés d'une schistosité de flux (photo 10).

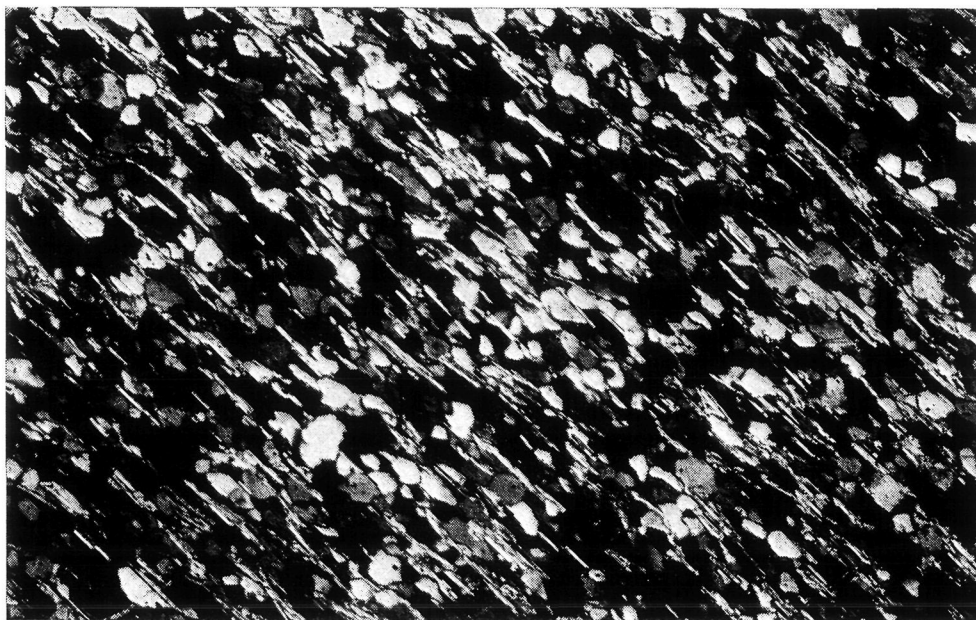


PHOTO 10

*Quartzite séricitique à développement d'une schistosité de flux S1.
Couches de base de la Formation du Bornova - Rio Bornova
(N. C. — 2,4 x 3,6 mm.)*

Dans les zones structurales plus superficielles (les Schistes de Cañamares) on constate macroscopiquement le développement d'une schistosité parfaite. L'examen microscopique révèle cependant que son développement est incomplet. En effet dans ces roches schisteuses micacées les petites chlorites et séricites de néoformation montrent une orientation plus ou moins parallèle à S1. Les grandes muscovites ont bien subi un aplatissement selon S1, mais leur réorientation est incomplète, puisque leurs plans de clivage cristallographiques (001) ont conservé, en gros, une orientation parallèle à la stratification (photo 11).

2. Dans les schistes laminés la schistosité est accompagnée d'un microplissement.

3. Les plans de schistosité jouent très souvent comme plans de glissement, et une pseudo-stratification parallèle à S1 peut se développer. Elle est souvent difficile à distinguer de la stratification réelle (photo 12).

— *La schistosité de fracture.*

Dans les bancs compétents (microconglomérats, quartzites, grès) s'est développée une schistosité de fracture.



PHOTO 11

Schiste micacé à développement incomplet d'une schistosité de flux S1. Les plans de clivage des micas sédimentaires ont conservé en gros leur direction originelle, parallèle à la stratification (Ss). Schistes de Cañamares - Arroyo de la Canaleja (L. N. — 0,95 x 1,43 mm.)

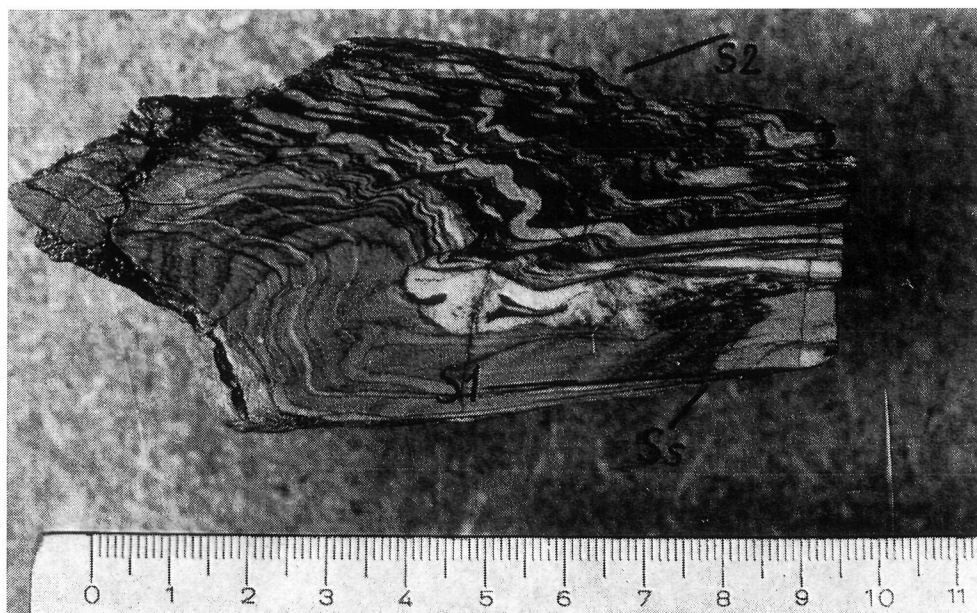


PHOTO 12

Echantillon montrant la naissance d'une pseudo-stratification par l'étirement et les glissements le long des plans S1. On remarque également un microplissement engendré durant la deuxième phase. Formation du Bornova - Rio Sorbe

1. La schistosité de fracture présente une allure en éventail beaucoup plus prononcée que la schistosité de flux.
2. Les intervalles entre les plans de schistosité sont relativement grands (plusieurs millimètres à plusieurs décimètres) de sorte que des microlithons ou des blocs s'individualisent. Fréquemment les blocs sont déplacés les uns par rapport aux autres.
3. Les fentes correspondant aux plans de schistosité de fracture sont remplies d'un matériel pélitique, dont les minéraux phylliteux sont orientés parallèlement aux plans susdits.
4. La schistosité de fracture n'a pas provoqué une réorientation des minéraux phylliteux dans la roche même.

— *Direction générale de la schistosité.*

En accord avec le style de plissement de la première phase, S1 a un pendage vers l'ouest dans la partie occidentale de la région étudiée, et prend une position subhorizontale dans la partie orientale.

Les directions originelles des plans S1 ont cependant été influencées par des déformations ultérieures (voir directions générales actuelles de S1 figurées sur la carte 4). Dans la zone nord-ouest (voir carte 5) S1 a été replissé par des plis mineurs de la deuxième phase, tandis qu'au nord des massifs gneissiques des grandes flexures de la même phase, ont localement donné naissance à des pendages vers l'est. Le soulèvement transversal de la partie centrale, durant la troisième phase, a de nouveau modifié les directions et et pendages des plans S1.

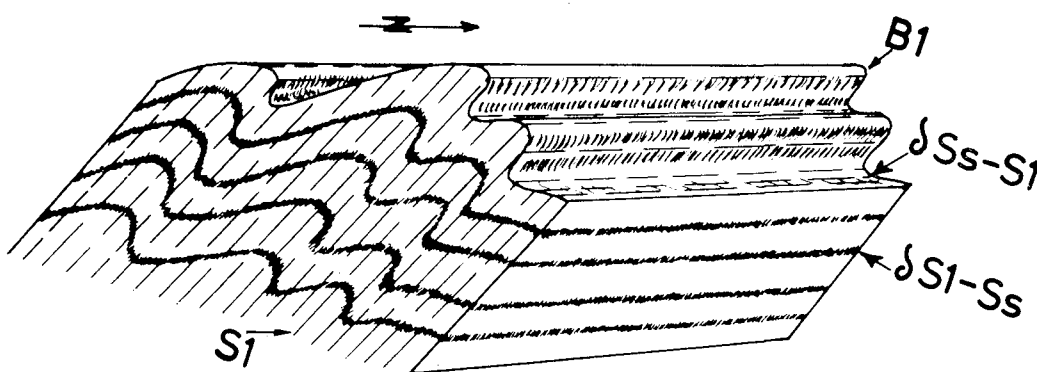


FIG. 11

Rapport entre la stratification, la schistosité S1 et les structures linéaires dans un pli de la première phase

3) *Les structures linéaires.*

Les structures linéaires rencontrées le plus fréquemment sont les *linéations d'intersection*. Elles sont visibles sur les plans de stratification (δ Ss-S1)

ou sur les plans S1 (δ S1-Ss) (fig. 11). Ces linéations sont disposées parallèlement aux axes B1. Nous les appelons en général 11. Dans une grande partie de la région elles se confondent facilement avec les linéations 12, subparallèles à 11.

Des *cleavage mullions* ou meneaux (G. WILSON; 1953, 1961) sont assez rares. Ils ont été observés dans les bancs quartzitiques massifs de la Formation du Bornova.

Beaucoup plus fréquent sont les "rods" ou "rodding structures" (rouleaux) (G. WILSON; 1953, 1961). Ils se présentent comme des filons de quartz plissés et étirés, dans les niveaux schisteux de la Formation du Bornova et dans les Schistes de Prádena, principalement à l'est du Rio Cristobal. Ces filons se sont formés pendant un stade précoce du plissement, par l'exsudation du quartz dans des plans subparallèles à la stratification ou à la schistosité S1. Dans un stade plus avancé ils ont été plissés et étirés. Leurs axes sont subparallèles aux axes B1. Il faut cependant remarquer que dans la région à l'est du Rio Cristobal, les déformations mineures des deux premières phases se confondent facilement. Il n'est donc pas exclu que la formation des rodding structures s'est continuée pendant la deuxième phase.

c) *Relations entre les structures de la première phase et le métamorphisme*

Le métamorphisme n'a pas été étudié, mais nous pouvons cependant résumer quelques observations concernant le rapport entre la cristallogénèse métamorphique et les structures de la phase 1.

1. La schistosité S1, développée dans les couches de base de la Formation du Bornova, passe à la foliation des gneiss sans changement de direction.

2. Les minéraux phylliteux métamorphiques sont orientés parallèlement à la schistosité S1. La limite supérieure de la zone de biotite se situe approximativement au sommet des Quartzites de l'Alto Rey.

3. Dans la partie orientale, au nord du Massif de La Boderia, nous avons découvert, non loin de la base de la Formation du Bornova, une zone à développement de grenats syn-cinématiques. Ces grenats possèdent des inclusions sigmoïdes et sont accompagnés de "pressure shadows" (photo 13).

4. Dans les phases postérieures on ne trouve presque plus de traces d'une cristallogénèse métamorphique.

d) *Conclusions*

La première phase tectogénique hercynienne a engendré des plis de toutes tailles, dont les axes et les autres structures linéaires ont une direction subméridienne dans la partie septentrionale de la région. A l'ouest du Massif de Hiendelaencina ils décrivent une courbure à convexité ouest.

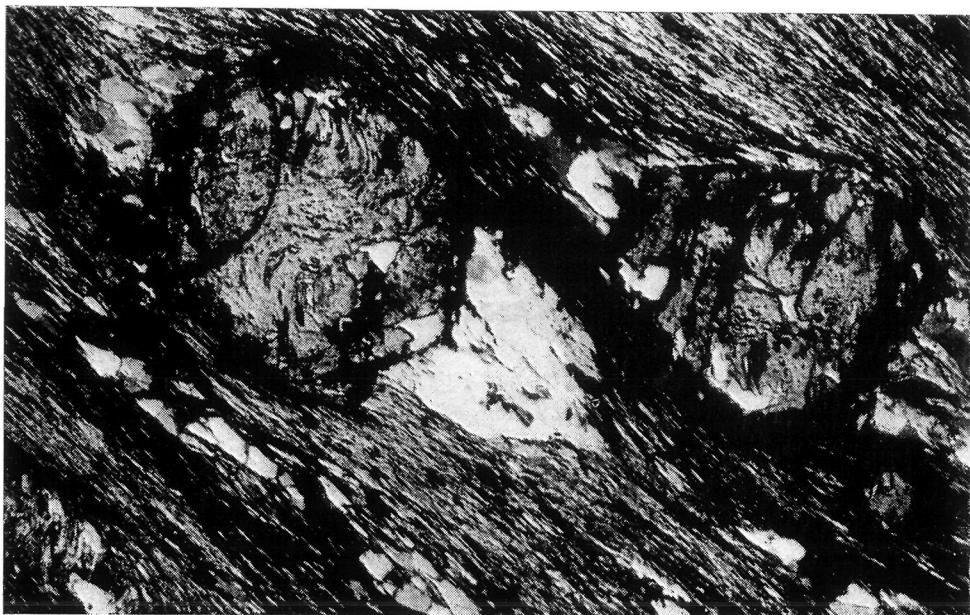


PHOTO 13

Grenats à inclusions sigmoïdes et "pressure shadows". Formation du Bornova - La Boderà (Nicols à 45° — 2,4 x 3,6 mm.)

La première phase est caractérisée par :

- 1.—Un déversement des plis vers l'est, augmentant d'ouest en est.
- 2.—Le développement d'une schistosité de plan axial.
- 3.—Un métamorphisme syntectonique.

1. Le déversement vers l'est des plis et la direction des failles (faille de décrochement et chevauchements) prouvent que la contrainte principale durant la première phase était dirigée d'ouest en est.

Le contact entre les gneiss précambriens et le Paléozoïque sus-jacent à la limite occidentale du Massif de Hiendelaencina mérite de retenir notre attention. La surface de contact est subverticale et des plis très serrés affectent la Formation du Bornova. Cela laisse supposer que les formations grossières volcaniques, se trouvant à l'origine des gneiss, formaient un massif résistant au cours de la première phase tectogénique. Il a d'ailleurs déjà été démontré (voir I^{re} Partie) que les formations précambriennes ont subi un soulèvement épirogénique d'âge sarde (fig. 12a). Plus à l'est, les formations paléozoïques surmontant les gneiss se sont heurtées à une résistance moins importante et de sorte des plis renversés et couchés se sont développés (fig. 12b).

2. Le type de schistosité est déterminé par la lithologie (en général : schistosité de flux dans les niveaux schisteux, schistosité de fracture dans les niveaux gréseux) et par le degré de métamorphisme (schistosité de flux

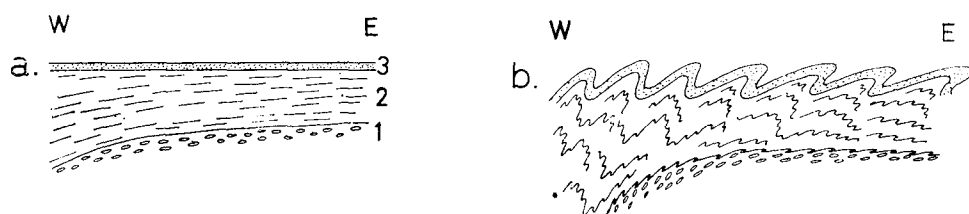


FIG. 12

Schéma illustrant l'influence des formations précambriennes sous-jacentes sur le style du plissement

- 1 = Gneiss
- 2 = Formation du Bornova
- 3 = Quartzites de l'Alto Rey

dans les quartzites séricitiques de la base de la Formation du Bornova, schistosité de flux imparfait dans les Schistes de Cañamares).

La schistosité S1, de plan axial, est un phénomène lié en premier lieu à l'aplatissement de la roche, sous l'influence de la contrainte maximale compressive. Cet aplatissement est accompagné ou suivi de glissements le long des plans S1. Par l'effet de glissements différentiels des plis à axe courbe ont pu se former.

3. Le développement de minéraux phylliteux de néoformation, parallèle à S1, et la présence de grenats à inclusions sigmoïdes, indique que le métamorphisme a débuté avec la première phase.

2. DEUXIÈME PHASE

La deuxième phase tectogénique se différencie de la première par une intensité moins grande. Elle se caractérise essentiellement par des structures mineures dans la partie occidentale, et par quelques grandes structures.

a) *Les grandes structures*

— *La flexure du Rio Bornova.*

Dans la coupe 1, passant au nord des massifs gneissiques, on note qu'à l'est de la Sierra del Alto Rey, les couches déjà plissées pendant la phase 1 décrivent une grande flexure, de sorte que la schistosité S1 y possède un pendage vers l'est *. Cette flexure est à peu près localisée dans la vallée du Rio Bornova. A l'est du Rio Bornova S1 reprend de nouveau sa position subhorizontale *. La flexure du Rio Bornova est figurée sur la carte géologique par une déflexion des formations vers le sud.

* Par l'effet d'un soulèvement de la zone centrale durant la troisième phase, les pendages actuels de S1 sont en réalité vers le nord-est (et non pas vers l'est) ou vers le nord (et non pas subhorizontaux).

— *La flexure de l'Altillo.*

Au nord de la Sierra de la Boderia les plans de schistosité S1, dans les Schistes de Prádena et dans le Quartzites du Cuento, décrivent une grande flexure. Le sommet de l'Altillo se trouve dans le noyau de ce pli. Il nous semble évident qu'il existe une relation entre la flexure de l'Altillo et les chevauchements de la Sierra de la Boderia. Nous supposons que pendant la deuxième phase les failles de chevauchement ont rejoué, provoquant dans les formations allochtones (Schistes de Prádena et Quartzites du Cuento) un grand pli synclinal, dont uniquement la partie occidentale est encore visible. L'importante largeur de recouvrement de ces chevauchements se serait donc partiellement produite pendant la deuxième phase.

Ajoutons qu'il existe des arguments pour supposer qu'également à l'ouest du Massif de Hiendelaencina les contacts anormaux déjà existants (faille d'Almiruete, chevauchement du Rio Sorbe), ont rejoué pendant cette phase (voir plus loin).

b) *Les structures mineures et les microstructures*

Les structures mineures de la deuxième phase ont les caractéristiques générales suivantes.

1. Les structures linéaires (axes, linéations) liées à cette phase ont une direction subméridienne, le plus souvent parallèle à celle de la phase 1.
2. L'intensité et la fréquence de ces structures diminue des zones profondes vers les zones superficielles du plissement.
3. Elles se sont développées principalement dans la partie nord-ouest de la région étudiée. A l'est du Rio Bornova et au sud de la faille d'Almiruete elles sont plutôt rares.

1) *Les plis.*

Les plis de la deuxième phase se sont superposés à ceux de la première, et ont replissé les plans de stratification et de schistosité S1 (photo 14). La direction de leurs axes ($B_{S_2}^{S_2}$ et $B_{S_1}^{S_2}$, appelés en général B2, fig. 13) est à peu près parallèle à celle des axes B1 (carte 3). Quelques plis à axe courbe de la phase 2 ont également été observés. Dans la zone où l'influence des mouvements de la troisième phase était faible ou nulle, les plans axiaux des plis 2 ont un léger pendage (10° à 30°) vers l'est ou sont subhorizontaux. Dans les zones à ennoyages d'axe vers le nord ou vers le sud ces plans axiaux ont pris un pendage correspondant. Les plis mineurs de la phase 2 sont accompagnés d'une schistosité S2.

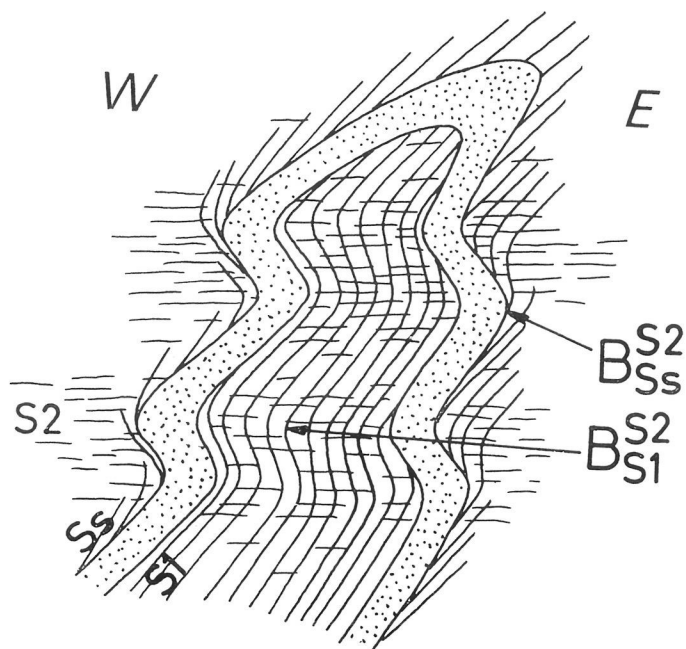


FIG. 13

Plissement superposé. Ce schéma correspond à la relation géométrique entre les plis de la première et deuxième phase dans la région à l'ouest du Rio Cristobal

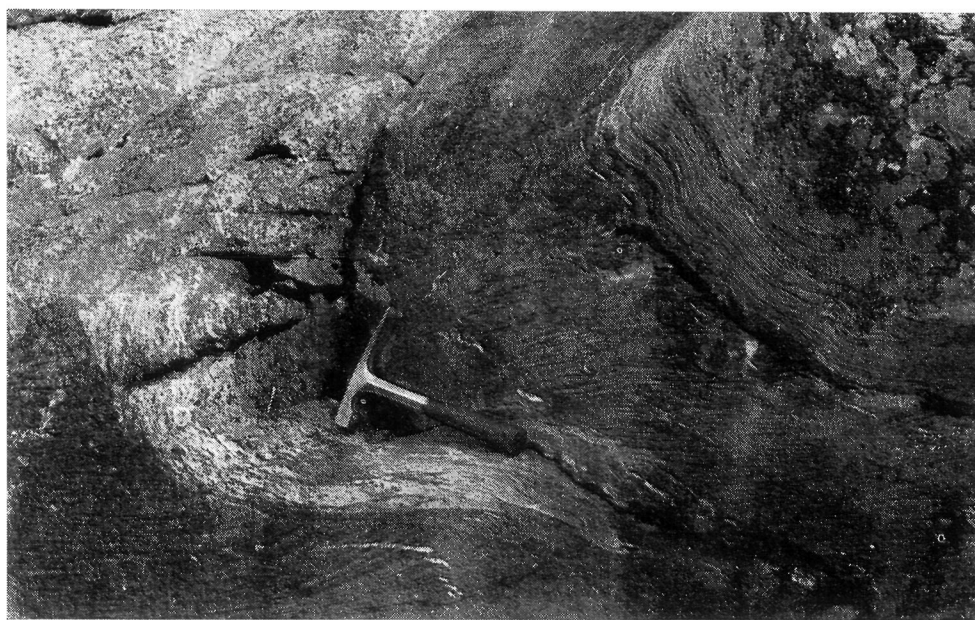


PHOTO 14

Plis de la première phase, replissé durant la deuxième phase. Formation du Bornova - Arroyo de la Chorrera

Différents types de plis ont été observés.

1. Des ondulations et des plis concentriques d'amplitude décimétrique à métrique, développés dans les bancs compétents (grès, quartzites).

2. Des plis en chevron *, généralement d'amplitude centimétrique à décimétrique. Ces plis, qui sont les plus fréquents, se caractérisent par des charnières aigues et des flancs à épaisseur constante. Le développement de la schistosité S2 reste le plus souvent limité à la zone axiale (fig. 14).

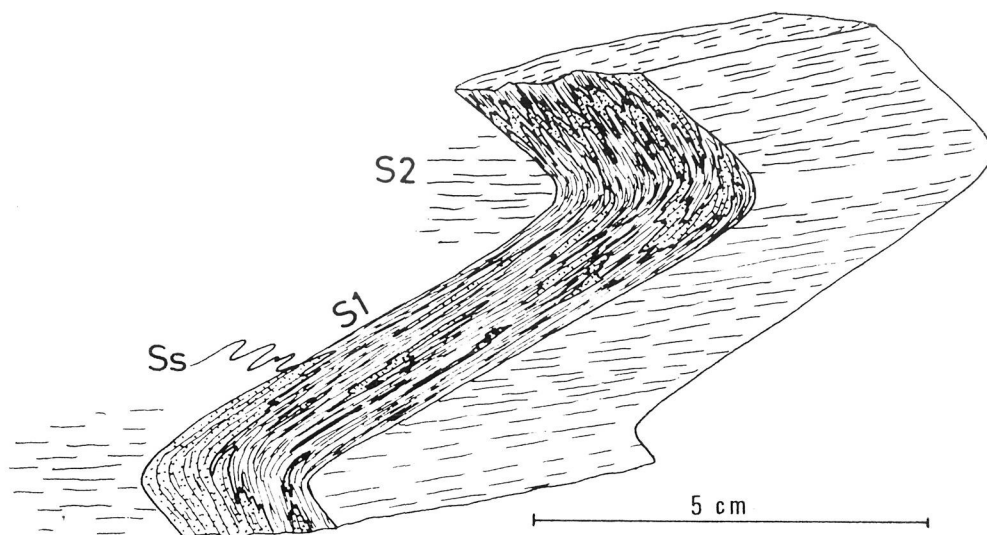


FIG. 14

Pli en chevron. Formation du Bornova - Sierra del Alto Rey

3. Dans les niveaux à schistes laminés se sont développés des plis semblables d'amplitude tout au plus centimétrique.

L'intensité du plissement de la deuxième phase diminue des zones profondes (Formation du Bornova) vers les zones plus superficielles (Schistes de Prádena). Un bel exemple de cette évolution est fourni par les coupes entre le Rio Sorbe et la crête de l'Ocejón.

Dans les niveaux les plus profonds, affleurant dans les vallées du Rio Sorbe, du Rio Sonsaz et de l'Arroyo de la Chorrera, la déformation a été intense (photo 15). Des bancs quartzitiques ou gréseux, même de plusieurs mètres d'épaisseur, ont été replissés (plis concentriques, plis en chevron). Les plans axiaux de ces plis inclinent faiblement vers l'est (10° à 30°). Au sommet de la Formation du Bornova, l'intensité du plissement de la phase 2 diminue. Des plis de taille moins importante se sont uniquement développés dans les niveaux à prédominance schisteuse. Dans les phyllades Pr2, couronnant le sommet de l'Ocejón, les déformations engendrées par la phase 2 se limitent à des microplissements des plans S1.

* Nous appelons "pli en chevron", le pli décrit dans la terminologie américaine comme "chevron fold", et par L. U. DE SITTER (1964) comme "accordion fold".

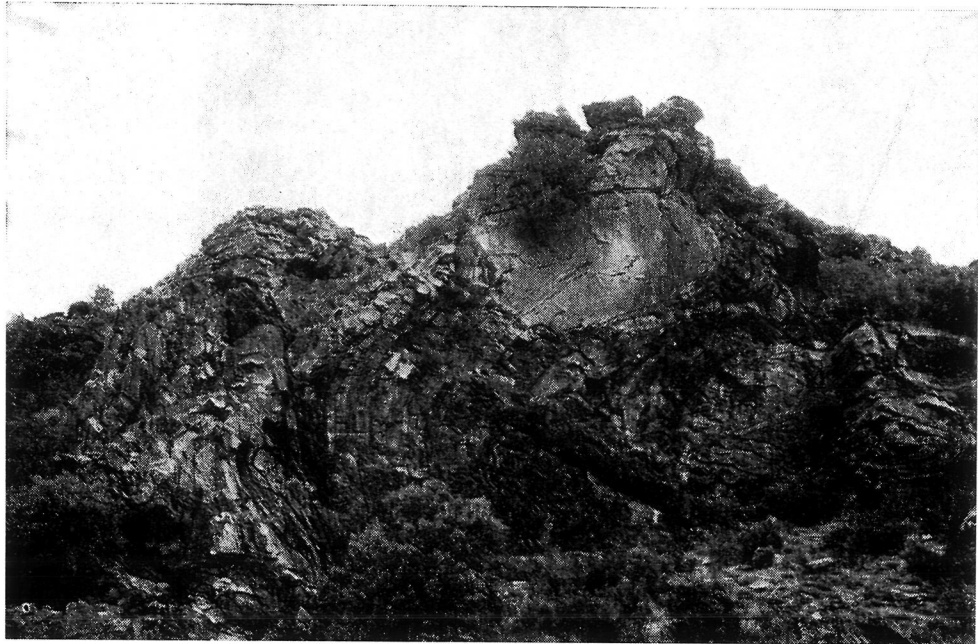


PHOTO 15

*Superposition de plis de la deuxième phase, à plans axiaux subhorizontaux, aux plis de la première phase, à plans axiaux subverticaux.
Formation du Bornova - Rio Sorbe*

Dans la partie occidentale (située à l'ouest du Rio Cristobal et du Massif de Hiendelaencina) les plis de la première et de la deuxième phase se distinguent aisément par leurs plans axiaux et les schistosités accompagnantes, faisant entre eux un angle assez grand (jusque 90°). En se déplaçant vers l'est, la distinction entre les deux générations de plis mineurs devient de plus en plus difficile, car l'angle entre leurs plans axiaux diminue progressivement d'ouest en est. Sur la Sierra del Alto Rey, où des plis 2 à plans axiaux subhorizontaux se sont superposés sur des plis 1 renversés ou couchés, une distinction n'est souvent possible que par l'observation minutieuse des schistosités S1 et S2.

A différents endroits on remarque que les gneiss ne sont pas du tout affectés de plis mineurs de la phase 2, quoique ceux-ci se soient développés dans la Formation du Bornova, près du contact avec les gneiss.

A l'est du Rio Bornova les plis 2 disparaissent. Cette disparition se fait dans la zone où la grande flexure du Rio Bornova commence à se dessiner, c'est à dire sur le flanc occidental de la vallée de cette rivière. Dans la région située au sud de la faille d'Almiruete on note également une diminution des plis mineurs de la phase 2. Ils y sont limités à des petits plis en chevron ou à des microplissements, assez sporadiques, dans les niveaux schisteux de la Formation du Bornova. Dans les Schistes de Prádena leur développement est limité au flanc oriental redressé du synclinorium de Semillas.

2) La schistosité S2.

A l'affleurement la schistosité S2 se présente comme une schistosité de plan axial, en rapport avec les plis de la phase 2. Ses directions et pendages dans la région étudiée figurent sur la carte 5. Pour connaître sa position originelle nous devons faire abstraction des mouvements tectoniques engendrés par la phase 3. Dans la région nord-ouest S2 a généralement un pendage faible (10° à 30°) vers l'est, ou (plus rarement) subhorizontal. Au sud de la faille d'Almiruete son pendage, subhorizontal à l'origine, est vers le sud (en rapport avec les ennoyages d'axe ayant s'établi pendant la troisième phase).

A l'ouest du Rio Cristobal et du Massif de Hiendelaencina S1 et S2 font entre eux un angle assez net, voisinant même 90° (à l'ouest du Rio Sorbe). A l'est du Rio Cristobal la distinction devient plus difficile; les schistosités S1 et S2, toutes deux subhorizontales, pouvant être confondues à première vue. L'extension régionale de S2 (carte 5) coïncide avec celle des plis mineurs de la phase 2.

La diminution dans l'intensité du plissement de la phase 2 vers les formations superficielles se reflète également dans le développement de la schistosité. En effet, dans les niveaux schisteux de la Formation du Bornova, S2 constitue très souvent le plan de clivage principal (photo 16). Dans les Schistes de Prádena par contre S2 devient plus rare. La limite supérieure de son développement se situe généralement dans les phyllades Pr2.

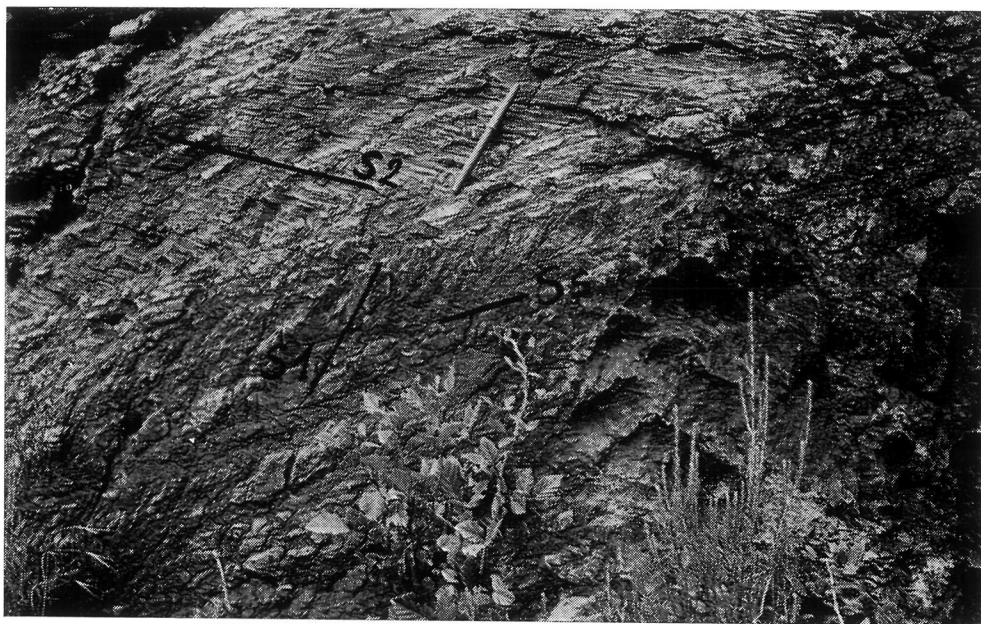


PHOTO 16

Développement d'une schistosité S2 subhorizontale dans les niveaux schisteux, et de S1, inclinée vers l'ouest, dans les bancs gréseux. On notera l'angle important entre les deux schistosités. Formation du Bornova - Rio Sonsaz

S2 est une schistosité de crénulation. Elle se développe dans les niveaux schisteux, ayant acquis au cours la première phase une anisotropie lithologique fine (c.à.d. une schistosité de flux S1). Elle n'est pas "pénétrative" ni dans les gneiss, ni dans les bancs de grès ou de quartzite. L'observation au microscope permet de différencier 2 types de schistosité de crénulation :

— une schistosité de crénulation sensu stricto (photo 17), qui n'est autre qu'un microplissement très fin de la schistosité de flux S1. Si une roche est totalement affectée par ce type de schistosité, les plans de clivage selon S2 sont très mal développés (par exemple dans les phyllades Pr2 sur le sommet de l'Ocejón).

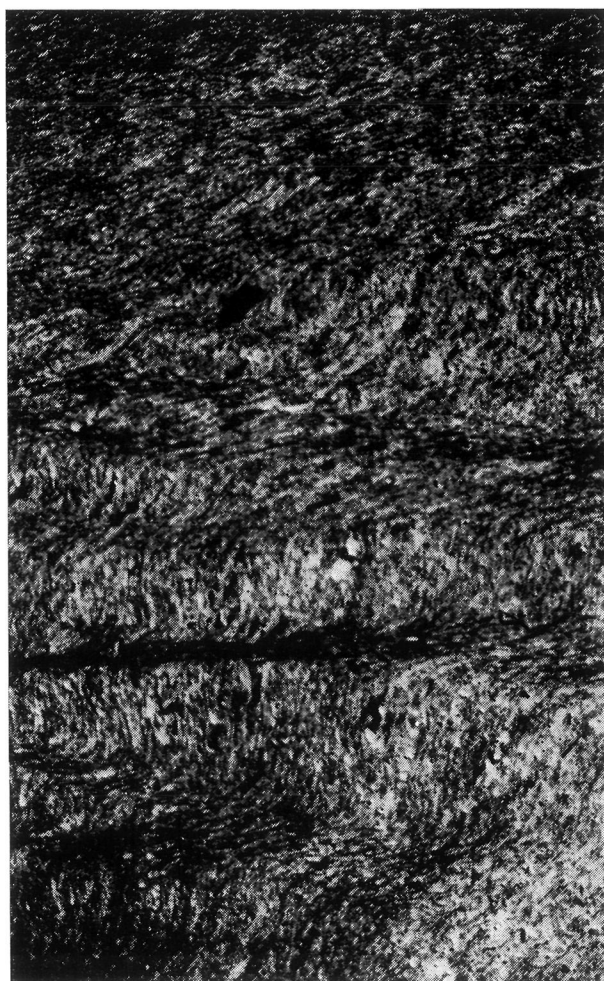


PHOTO 17

Schistosité de crénulation s.s. Schistes de Prádena - Arroyo Pelagallinas
(L. N. — 2,4 x 3,6 mm.)

Photomicrographie de la schistosité de crénulation sensu stricto.

— une schistosité du type "strain-slip cleavage", qui se caractérise par un étirement des flancs des microplis et éventuellement un glissement le

long des plans parallèles aux plans axiaux (photos 18, 19). Cet étirement est accompagné d'une migration du quartz des flancs vers les zones de charnières. Dans le phyllades homogènes ce phénomène peut donner naissance à une pseudo-stratification fine et régulière (photo 18).



PHOTO 18

Schistosité "strain-slip" dans les phyllades Pr2 des Schistes de Prádena. On remarque la formation d'une pseudo-stratification parallèle à S2 - Arroyo de la Requijada (L. N. — 5 x 7,5 mm.)



PHOTO 19

Schistosité "strain-slip" développée dans les schistes laminés de la Formation du Bornova - Sierra del Alto Rey (L. N. — 6 x 9 mm.)

La schistosité S2 consiste le plus souvent en une combinaison de ces deux types. On note cependant que la schistosité "strain-slip" est plutôt caractéristique pour les zones structuralement plus profondes, tandis que la schistosité de crénulation s.s. est plus commune dans les zones superficielles.

3) Les structures linéaires.

L'intersection de S2 avec les plans Ss et S1 donne des *linéations d'intersection*. Ces linéations (par exemple δ Ss-S2, δ S1-S2; fig. 15a) sont appelées l2. Puisque les axes B1 et B2 sont généralement parallèles, les linéations l1 et l2 le sont également. Cependant, par l'effet d'ondulations locales des plans susdits, les linéations l1 et l2 peuvent former entre elles un angle atteignant parfois 20° à 25°. Il en résulte des linéations courbes (fig. 15b).

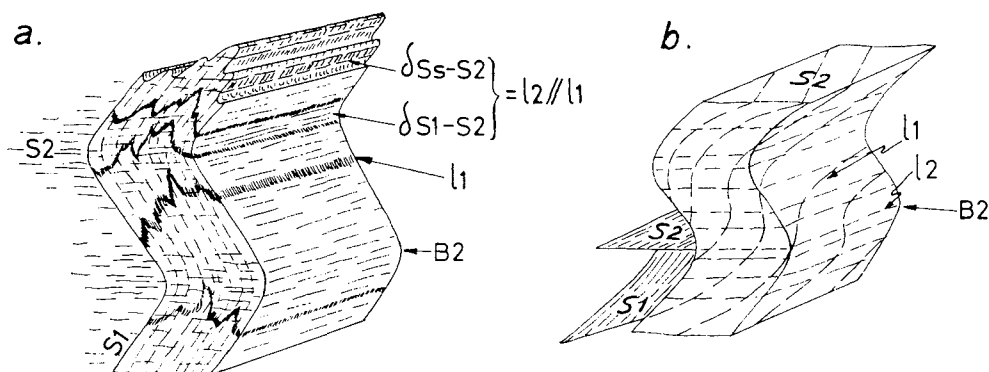


FIG. 15

Rapports entre les structures linéaires de la première et de la deuxième phase

c) Conclusions

Les grandes et petites structures décrites dans ce chapitre ont manifestement un âge postérieur à la première phase, puisqu'elles ont déformé les plis 1 et les plans S1. La carte 5 montre nettement que, lors du développement des grandes structures, les structures mineures disparaissent et vice-versa. L'ensemble des observations indique qu'elles peuvent résulter des mêmes contraintes.

La position géométrique de la schistosité S2 (subhorizontale ou légèrement inclinée vers l'est) permet de supposer un changement dans la répartition des contraintes, lors de la deuxième phase tectogénique. S2 correspond à des plans de glissement microscopiques et mesoscopiques (shear planes) subhorizontaux, ayant engendré des plis concentriques ou des plis en chevron. Il est bien connu que des plans de glissement se forment sous un angle d'environ 45° avec la compression maximale. Une telle contrainte aurait pu

résulter d'une composante tangentielle (la compression ouest-est) et une composante normale (la compression due à la charge lithostatique) (fig. 16).

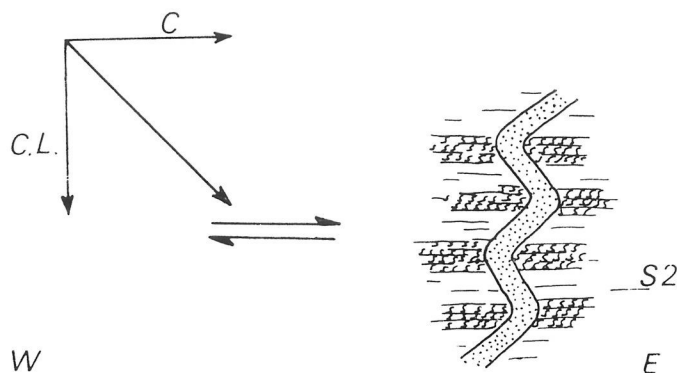


FIG. 16

C.L. = *compression due à la charge lithostatique*
C. = *compression horizontale ouest-est*

Nous pouvons donc interpréter la seconde phase tectogénique comme une phase de serrage de faible intensité, durant laquelle la compression ouest-est n'était que du même ordre de grandeur que la "compression" lithostatique. La faible intensité du métamorphisme lors de la deuxième phase est également illustrée par le fait que la schistosité S2 est "non-pénétrative" dans les couches compétentes (gneiss précambriens, grès et quartzites du Paléozoïque) et n'est pas accompagnée d'une cristallogénèse métamorphique syntectonique.

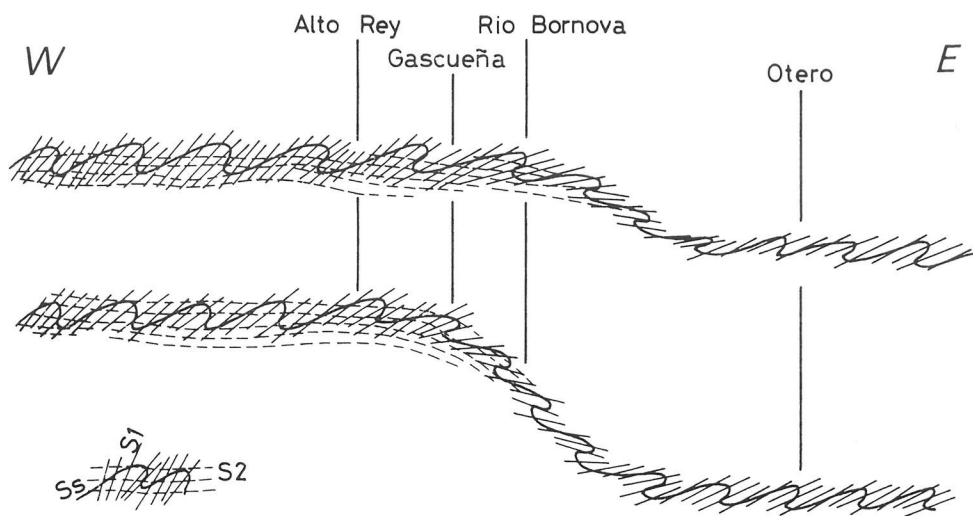


FIG. 17

Evolution de la flexure du Rio Bornova durant la deuxième phase

La disparition ou la diminution sensible des structures mineures de la phase 2 dans certaines zones (voir carte 5) est liée à l'apparition de grandes structures (flexures ou rejeu de failles et de chevauchements de la première phase). Au sud de la faille d'Almiruete ce phénomène peut s'expliquer par un rejeu du chevauchement du Rio Sorbe, qui a resorbé l'effet de serrage. A l'est du Rio Bornova, où les petites structures manquent presque totalement, les grandes déformations (flexures du Rio Bornova et de l'Altillo, chevauchements de la Sierra de la Boderá) ont joué un rôle identique. Quant à la flexure du Rio Bornova, celle-ci semble s'être développée d'est en ouest (fig. 17), de sorte que les plans S2, déjà existants, ont été localement influencés dans sa partie occidentale.

3. TROISIÈME PHASE

Cette phase tardi-tectonique a engendré des structures de différentes tailles.

a) *Les grandes structures*

Nous avons déjà mentionné plusieurs fois la forme en coupole des formations gneissiques, et les ennoyages d'axe dans les formations paléozoïques sus-jacentes. Abstraction faite de la faille de Cañamares, les plans de foliation S1 des gneiss forment en fait un grand dôme allongé, dont l'axe est dirigé approximativement nord-ouest - sud-est. Dans le Massif de Hiendelaencina le centre de ce dôme se situe entre Hiendelaencina et Congostrina (G. SCHÄFER, 1969).

Cette forme en dôme des gneiss et les ennoyages d'axe dans les formations paléozoïques, résultent d'un soulèvement transversal pendant la troisième phase.

b) *Les structures mineures et les microstructures*

Au nord et au nord-ouest des massifs gneissiques, existe dans la Formation du Bornova une linéation que nous appellerons l3. Sa direction varie entre N30°W et N60°W. Elle correspond à un microplissement, visible sur les plans Ss, S1 et S2 dans les niveaux schisteux. Au nord du Massif de La Boderá on note localement l'existence d'une schistosité de crénulation S3, en rapport avec la linéation l3. Les plans de clivage selon S3 y sont mal développés. Au nord du Massif de Hiendelaencina cette linéation existe dans la Formation du Bornova et dans la partie inférieure des Schistes de Prádena. Dans cette zone on observe localement la superposition de S3 aux schistosités S1 et S2. S3 est subverticale ou a un pendage vers le nord-est ou le

sud-ouest; elle s'est développée comme schistosité de crénulation s.s. ou même comme schistosité "strain-slip" dans les bandes minces séricitiques créées par S2 (photo 20).

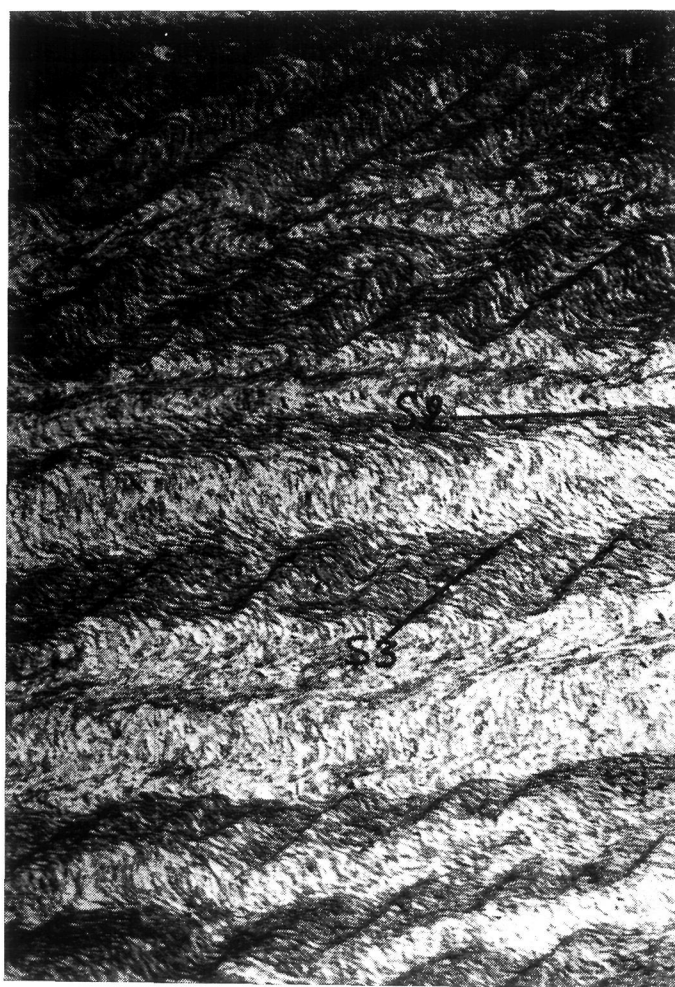


PHOTO 20

Schistosité de crénulation S3, développée dans les minces zones phylliteuses formées par la schistosité S2. Schistes de Prádena - Arroyo Pelagallinas (L. N. — 6 x 9 mm.)

A plus grande distance des gneiss, au nord-ouest du Massif de Hiendelaencina, on observe dans les Schistes de Prádena le développement local de plis mineurs (dont l'amplitude maximum est de 2 à 3 mètres), replissant les plans S1 et S2. Ce sont des plis déjetés vers le sud dont les axes sont orientés N70°W à N70°E. Ils sont accompagnés d'une schistosité de plan axial. Un bel exemple des relations entre les trois phases de déformation (et de leurs schistosités) est fourni par les affleurements situés dans l'Arroyo de la Requijada, au sud de Condemios de Abajo (photos 21, 22).



PHOTO 21

Plis de la troisième phase, légèrement déversé vers le sud. La stratification et les schistosités S1 et S2 sont à peu près parallèles (voir aussi photo 22). Schistes de Prádena - Arroyo de la Requijada

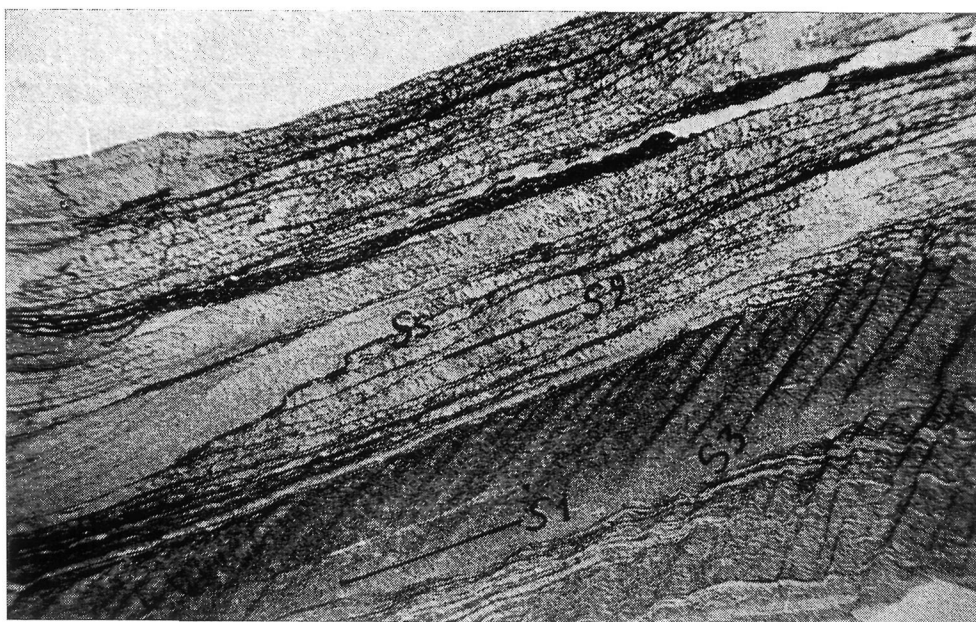


PHOTO 22

Lame mince montrant le rapport entre la stratification, S1, S2 et S3. Echantillon pris dans l'affleurement de la photo 21 (8 x 12 mm.)

c) Conclusions

La troisième phase a déformé les structures liées aux phases précédentes. Nous supposons qu'à la fin de la phase 2 les gneiss constituaient une large

zone anticlinale de direction subméridienne (fig. 18 A). Au cours de la troisième phase un soulèvement anticlinal, dirigé plus ou moins nord-ouest - sud-est, s'est superposé à la zone anticlinale déjà existante, et a créé le dôme allongé de gneiss ainsi que les ennoyages d'axe dans les formations paléozoïques sus-jacentes (fig. 18 B).

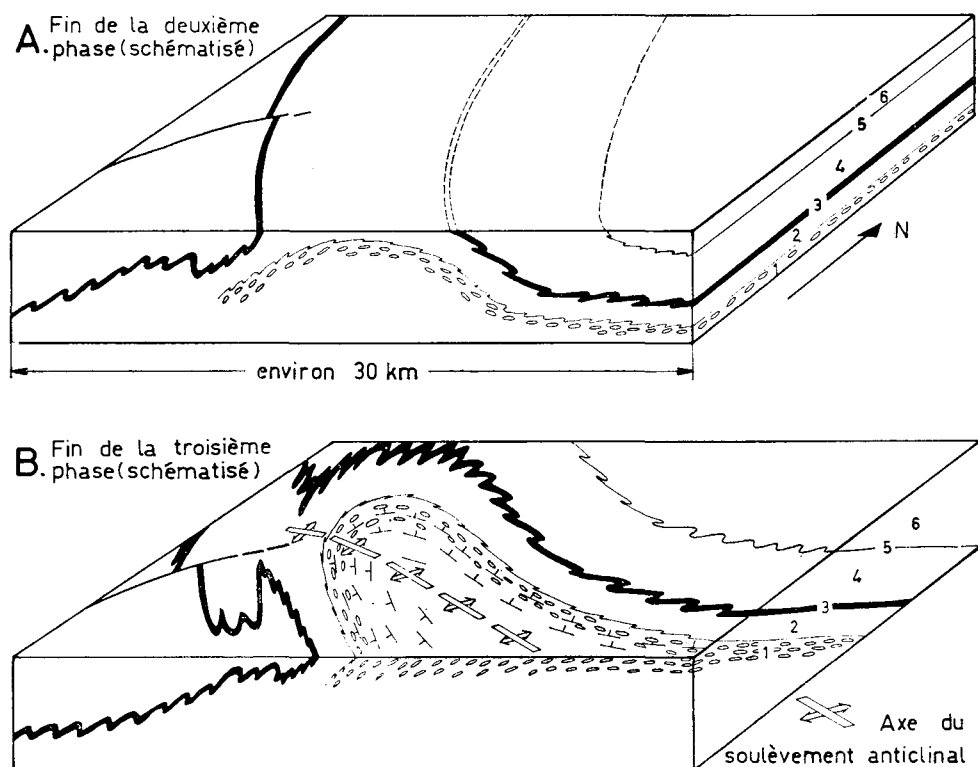


FIG. 18

Genèse du dôme des massifs gneissiques

- 1 = Gneiss
- 2 = Formation du Bornova
- 3 = Quartzites de l'Alto Rey
- 4 = Schistes de Prádena
- 5 = Quartzites du Cuento
- 6 = Schistes de Cañamares

Les structures mineures postérieures à la phase 2 (plis, linéations, schistosité) se rattachent à la formation de cet anticlinal.

B) REGION A L'EST DE LA FAILLE D'ALCOLEA

1. Observations de terrain *.

A l'est de la faille d'Alcolea affleurent les formations paléozoïques les plus récentes: le Grès d'Alcolea et les Schistes et Calcaire de Cercadillo (Silurien supérieur - Emsien).

* Voir aussi Première Partie: Stratigraphie.

Les plis dans ces formations sont déversés vers l'ouest. Dans les Schistes et Calcaire de Cercadillo les couches dessinent un grand synclinal, à flanc oriental inverse couché. A la base de ce flanc inverse existe un chevauchement peu important. Les axes des plis ont une orientation N30°W à nord-sud. Les observations de terrain ne prouvent pas directement l'existence de plusieurs phases de déformation. Les roches sont peu métamorphisées, et ne montrent qu'une schistosité de fracture, assez rare et mal développée.

Le Grès d'Alcolea est recoupé obliquement par la faille d'Alcolea, qui est d'âge post-hercynien (ou du moins postérieur au plissement) mais pré-Buntsandstein, car elle est recouverte en discordance par le Trias. A l'ouest de la faille affleurent les Schistes de Cañamares, caractérisés par des plis mineurs fortement déversés ou couchés vers l'est.

2. *Conclusions.*

La différence structurale, existant entre les Schistes de Cañamares et le Grès d'Alcolea, pourrait s'expliquer par une discordance calédonienne à la base du Grès d'Alcolea, comme B. MELÉNDEZ (1953) l'a cru voir dans la Chaîne Ibérique et dans cette région. Mais bien que le contact stratigraphique entre les deux formations ne soit nulle part visible, cette hypothèse nous semble peu probable. Différents auteurs N. LLOPIS LADÓ e.a., 1967; P. CARLS et J. GANDL, 1967, 1969; H. PUSHMANN, 1970) ont décrit la transition Silurien-Dévonien comme une série concordante dans toute la Péninsule Ibérique. Des mouvements importants sont inconnus.



PHOTO 23

Plis ouverts symétriques dans le Grès d'Alcolea - Rio Alcolea

L'hypothèse que nous voudrions avancer est la suivante. Les Formations d'Alcolea et de Cercadillo ont recouvert probablement une partie importante de la région étudiée, étant donné que près de Cercadillo et Riba de

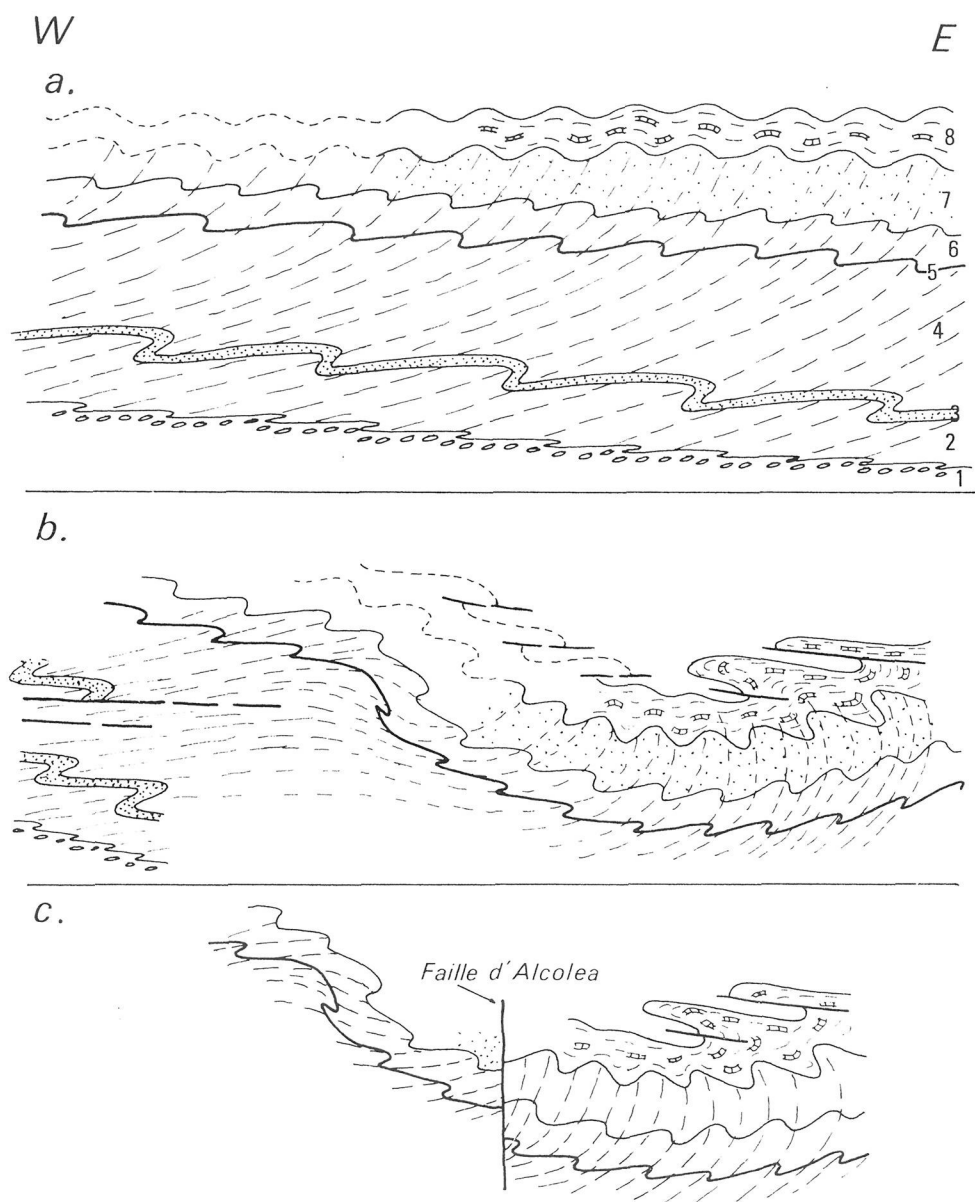


FIG. 19

Evolution de la terminaison orientale de la Sierra de Guadarrama

a = première phase hercynienne

b = deuxième phase hercynienne

c = tectonique post-hercynienne

1 = Gneiss

2 = Formation du Bornova

3 = Quartzites de l'Alto Rey

4 = Schistes de Prádena

5 = Quartzites du Cuento

6 = Schistes de Cañamares

7 = Grès d'Alcolea

8 = Schistes et Calcaire de Cercadillo

Santiuste leur épaisseur est de ± 1500 mètres. Elles consistent pour une grande partie en roches compétentes (grès et calcaire). Leur plissement s'est fait à un niveau structural relativement élevé. Nous supposons que la première phase a engendré des plis ouverts, symétriques à plans axiaux sub-verticaux, comme on en peut encore l'observer dans la vallée de l'Alcolea (coupe 2, photo 23). Nous avons vu que pendant la deuxième phase des grandes flexures se sont développées. La flexure de l'Altillo, au nord de la Sierra de la Boderia, pourrait correspondre au flanc occidental d'une grande structure synclinal de la phase 2. Sur les flancs de ce large synclinal une tectonique d'écoulement a pu se développer (fig. 19 a, b). En effet, les couches les plus jeunes (principalement les Schistes et Calcaire de Cercadillo) étaient probablement peu consolidées. Cette manière de voir donne une explication pour l'inversion du sens de déversement dans le Grès d'Alcolea, et pour l'existence d'un grand synclinal, à flanc inverse couché, dans les Schistes et le Calcaire de Cercadillo. La faille d'Alcolea a causé plus tard un affaissement relatif de l'extrémité orientale de la Sierra de Guadarrama, de sorte que deux niveaux structuraux différents se trouvent actuellement en contact (fig. 19 c).

C) STEREOGRAMMES

Introduction.

Nous avons divisé la région étudiée en 17 zones (voir carte 6), dont les données structurales ont été figurées dans des stéréogrammes (fig. 20 - 79). Les symboles suivants ont été utilisés:

Ss: pôles des plans de stratification.

S1, S2, S3: pôles des plans de la première, la deuxième et la troisième schistosité.

Cercle π : grand cercle selon lequel se situent les pôles des plans tautozonaux.

π : pôle du cercle π .

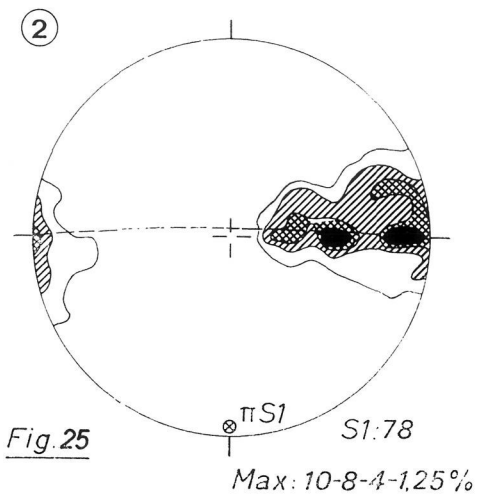
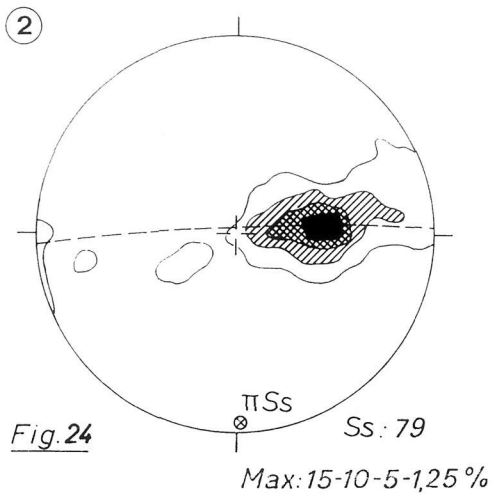
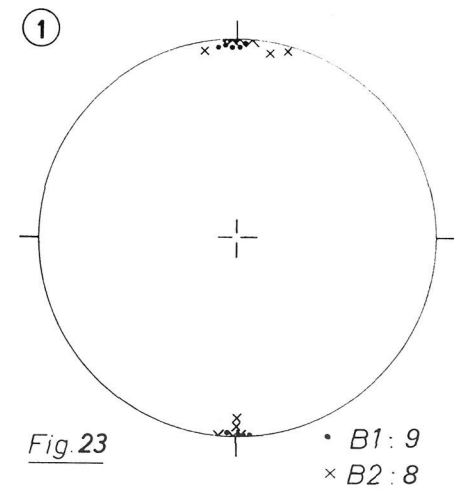
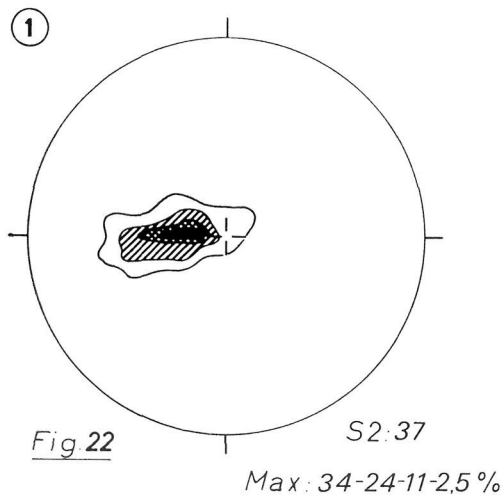
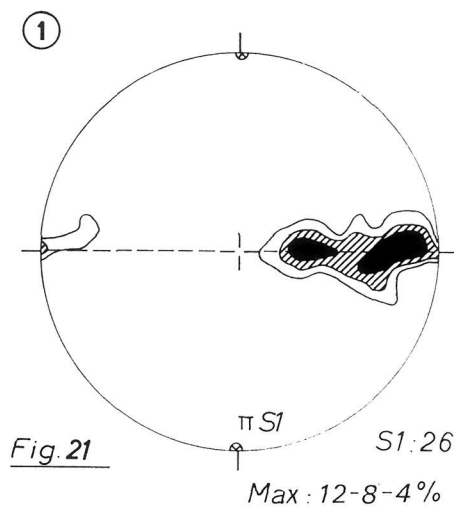
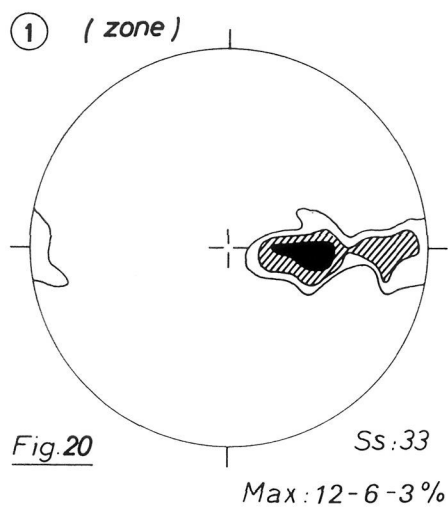
B1, B2: axes mesurés des plis de la phase 1 et 2.

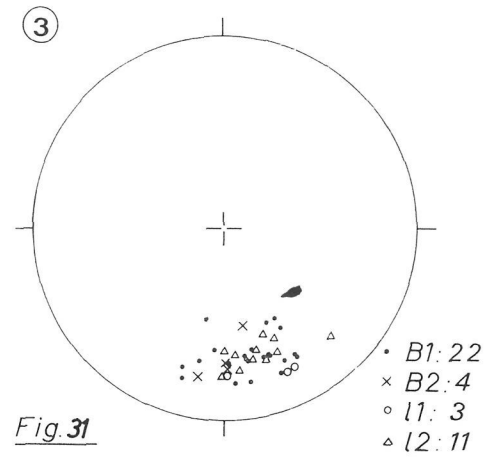
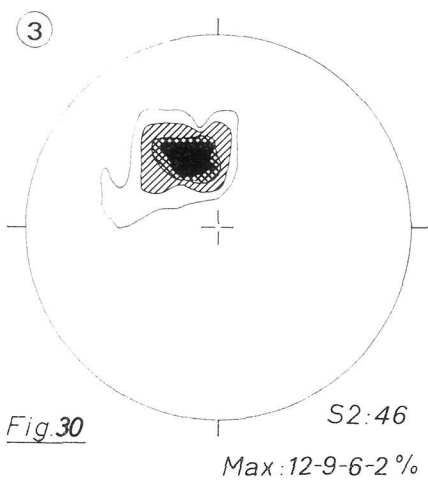
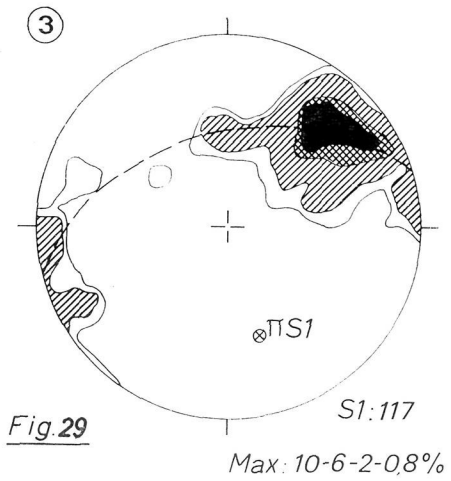
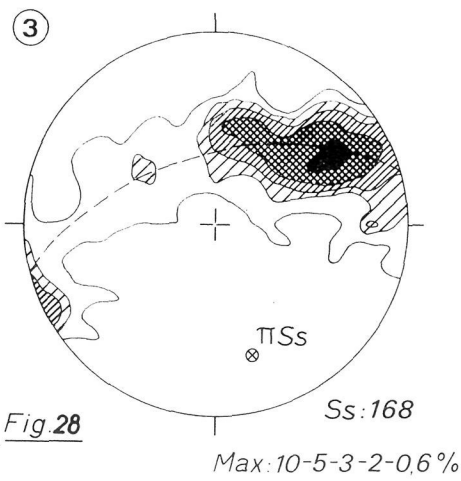
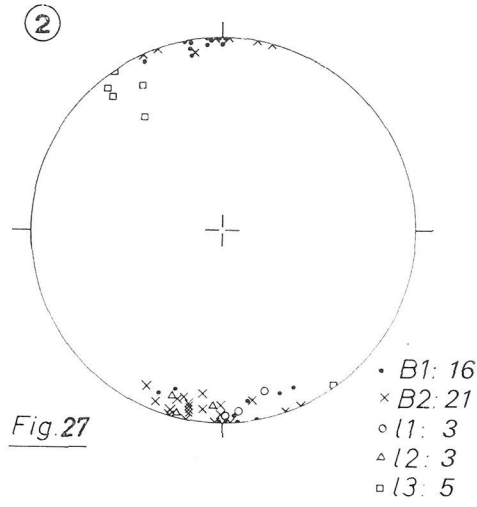
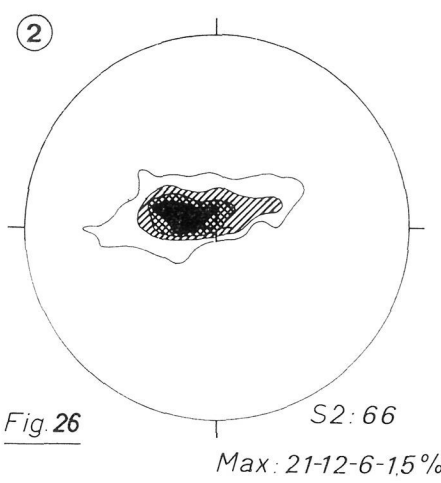
l1: linéation d'intersection de Ss avec S1.

l2: linéation d'intersection de Ss ou S1 avec S2.

l3: -linéation d'intersection de Ss, S1 ou S2 avec S3.

-linéation créée par un microplissement de la phase 3 sur les plans Ss, S1 ou S2.





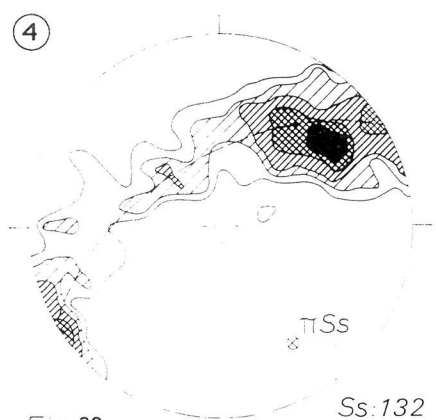


Fig.32

Max:10-6-3-2-0,7%

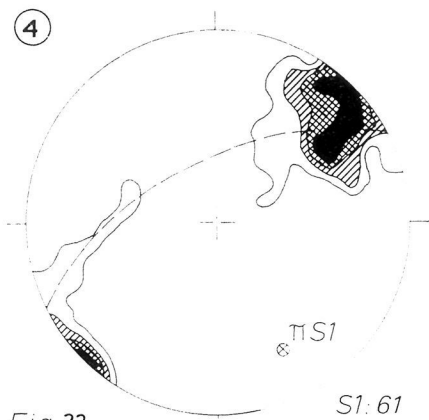


Fig.33

Max:11-7-5-1,5%

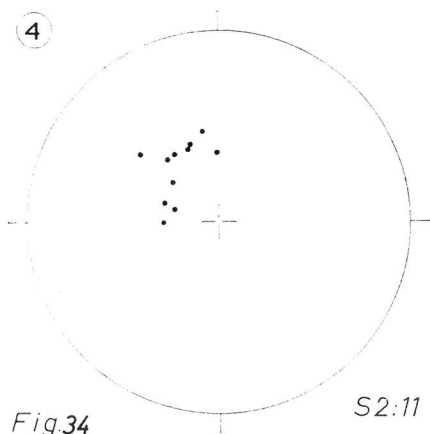


Fig.34

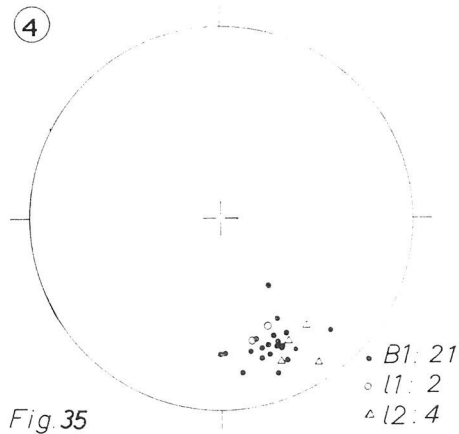


Fig.35

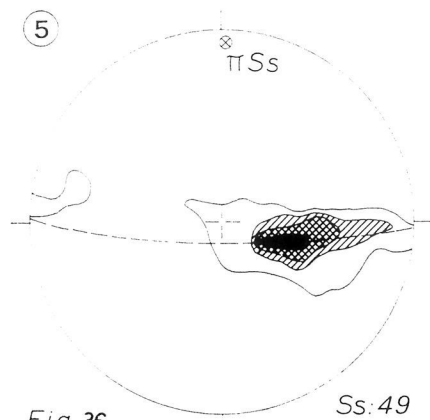


Fig.36

Max:15-10-6-2%

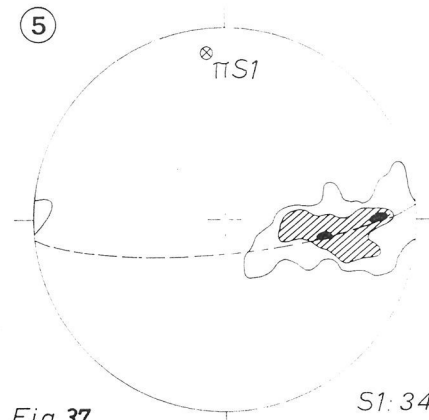
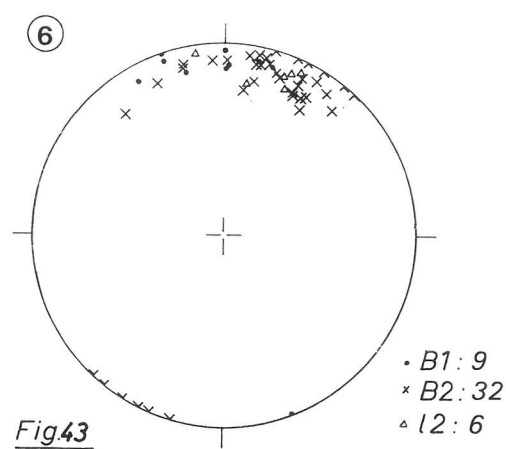
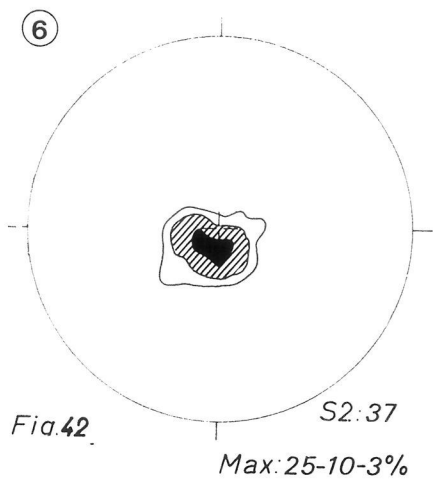
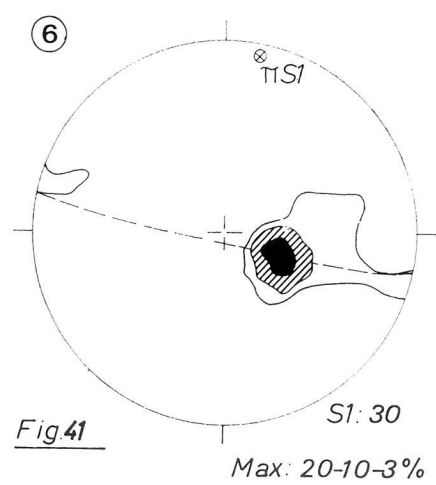
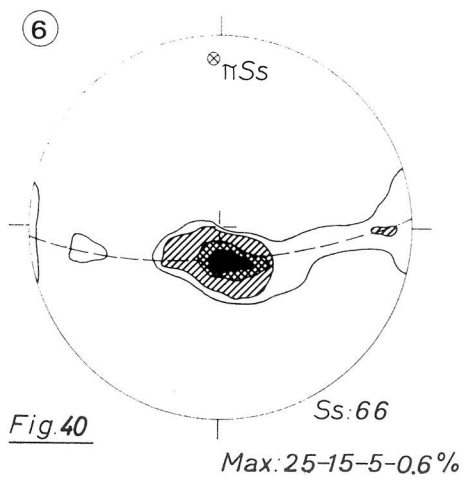
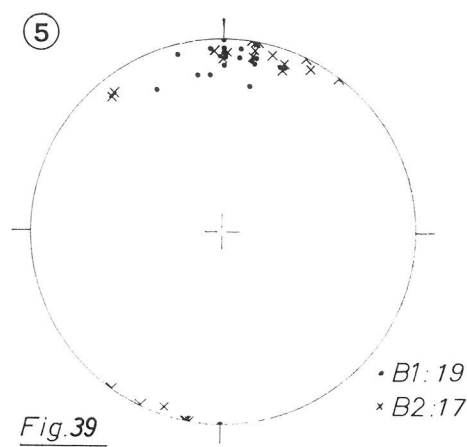
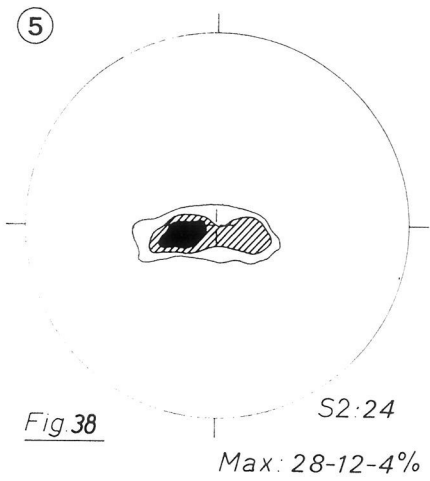
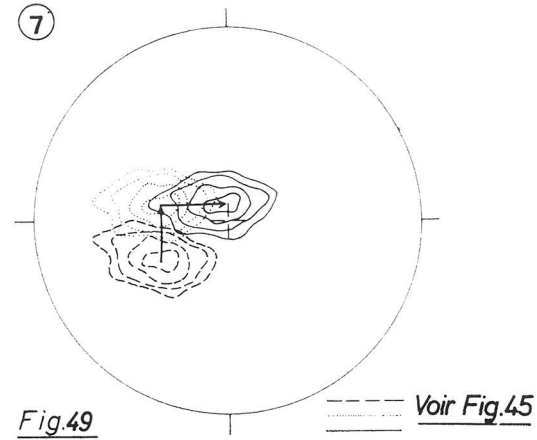
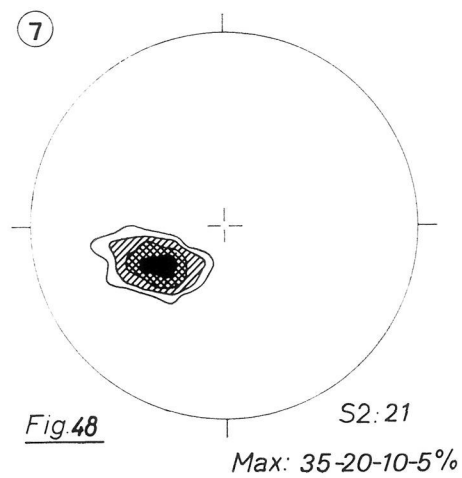
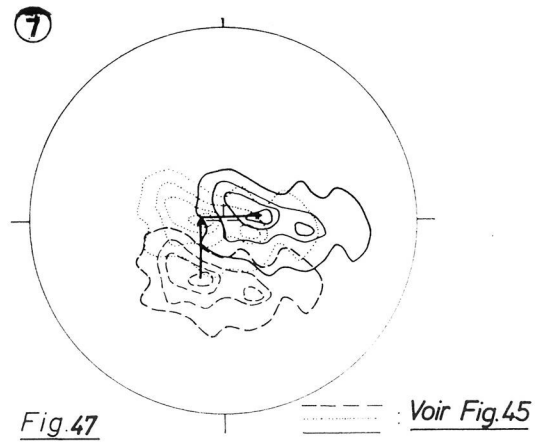
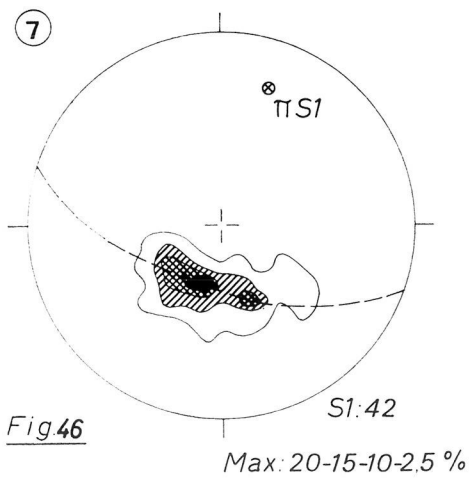
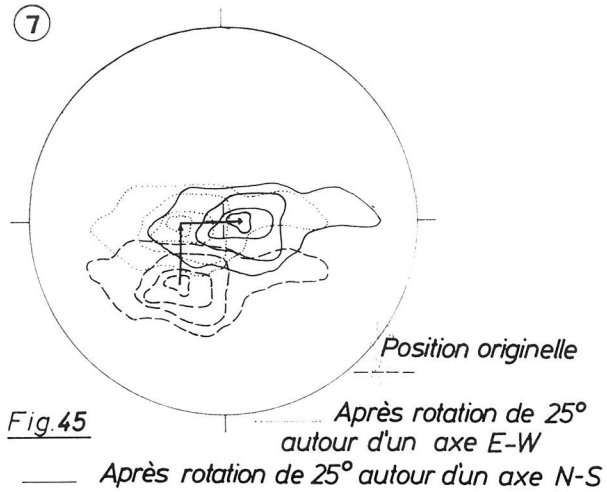
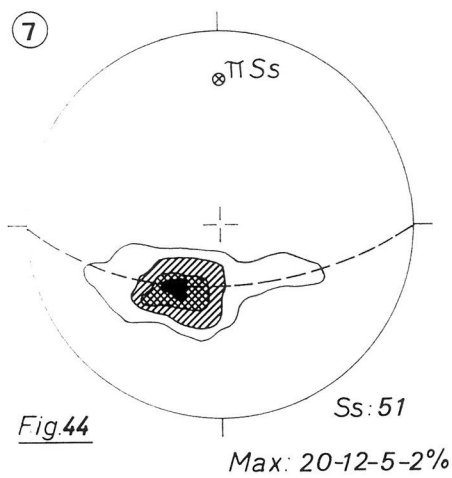


Fig.37

Max:18-9-3%





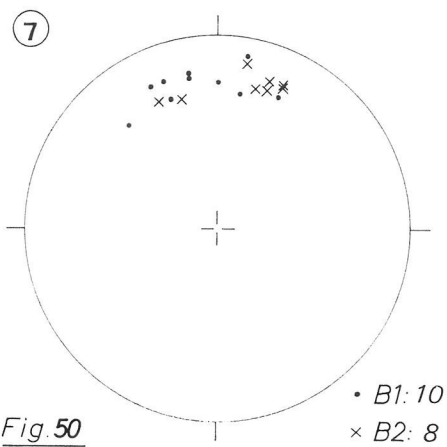


Fig. 50

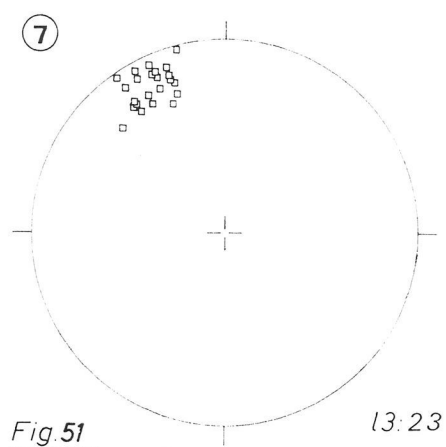


Fig. 51

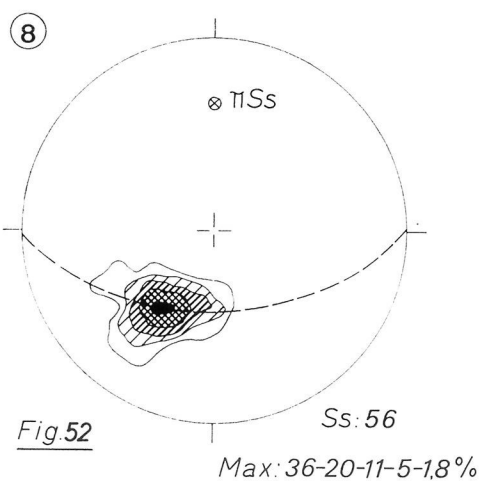


Fig. 52

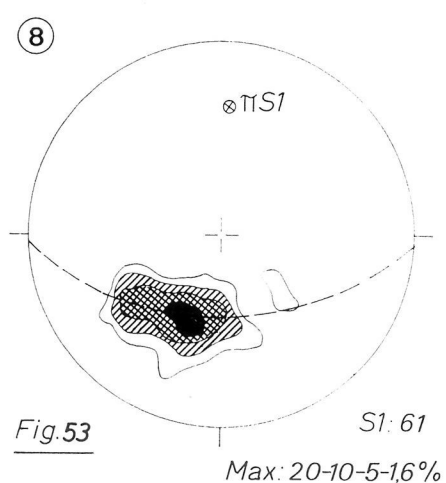


Fig. 53

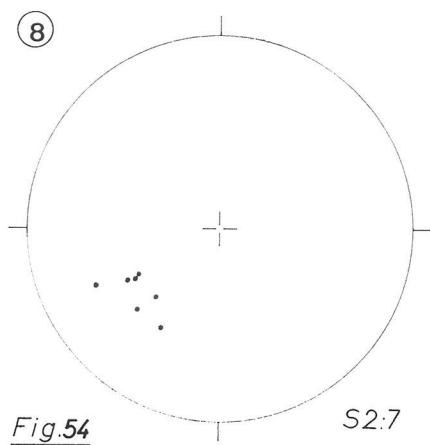


Fig. 54

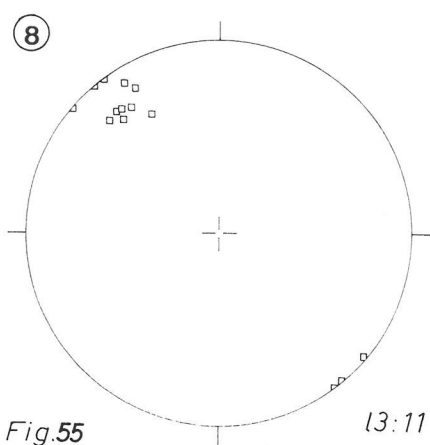
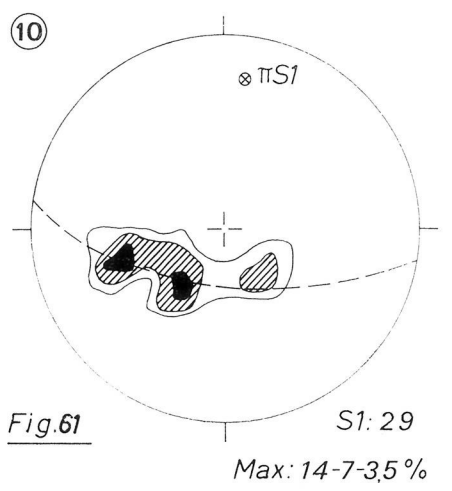
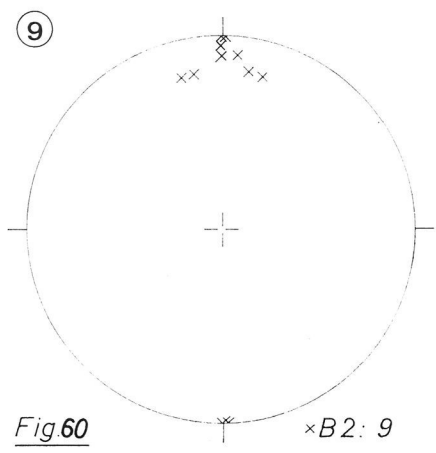
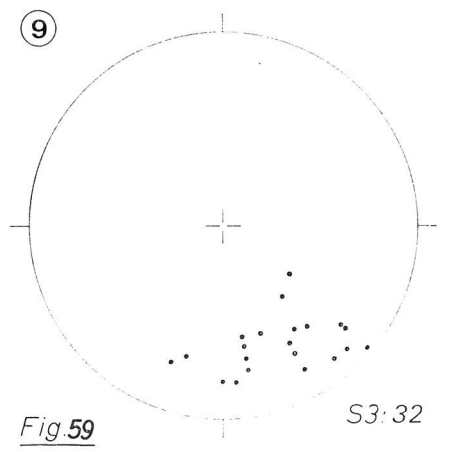
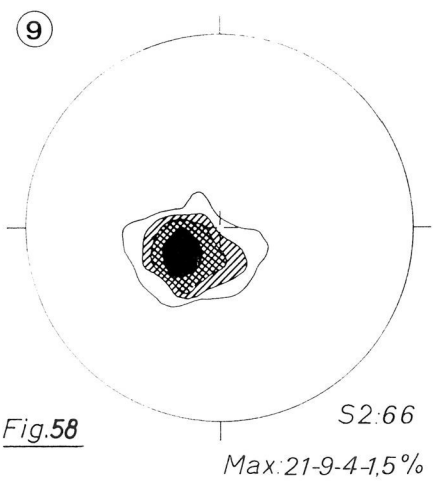
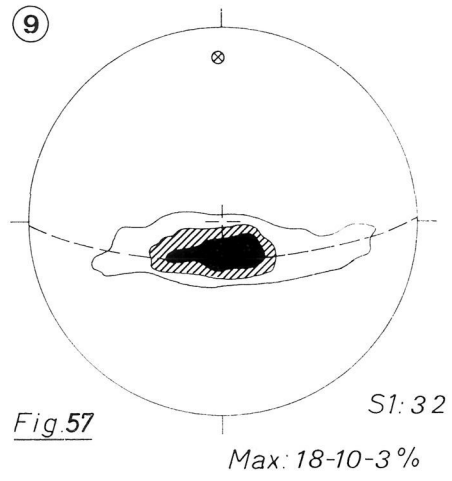
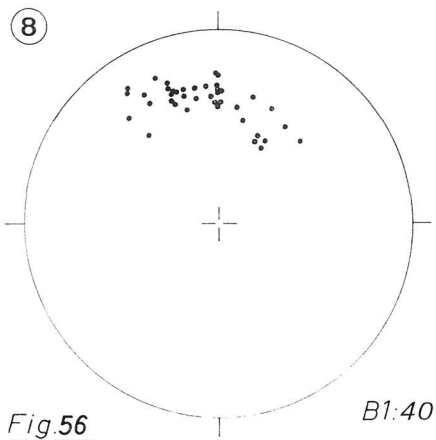
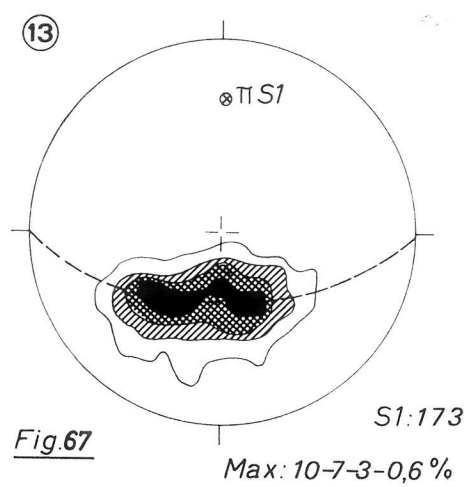
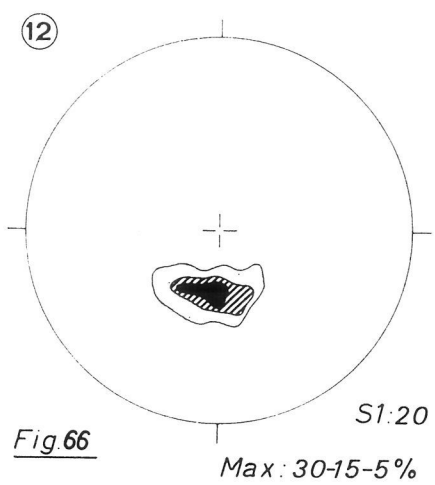
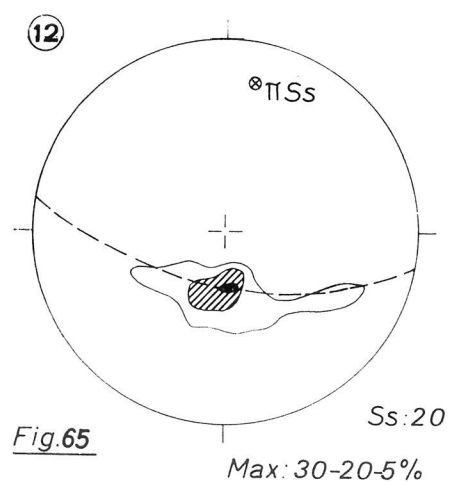
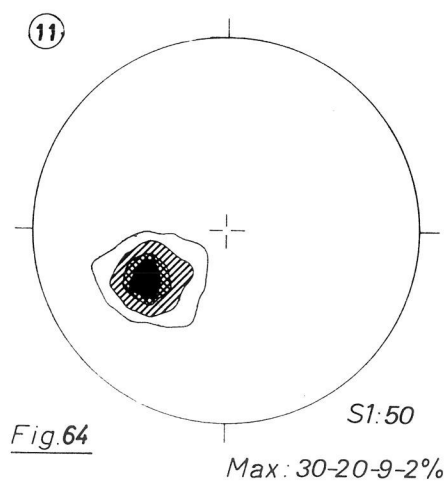
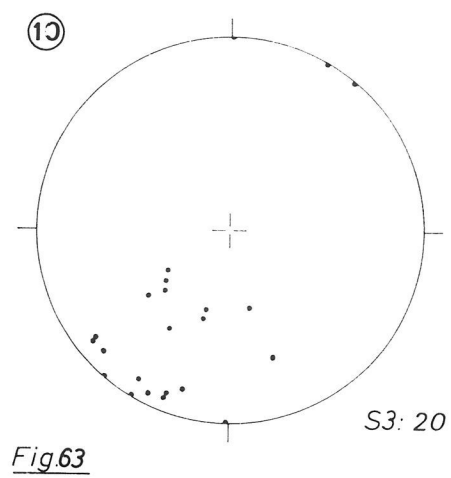
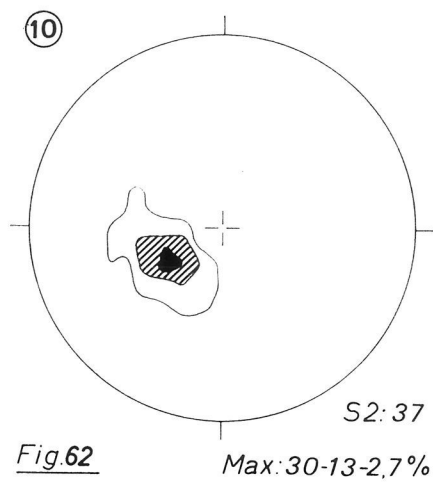
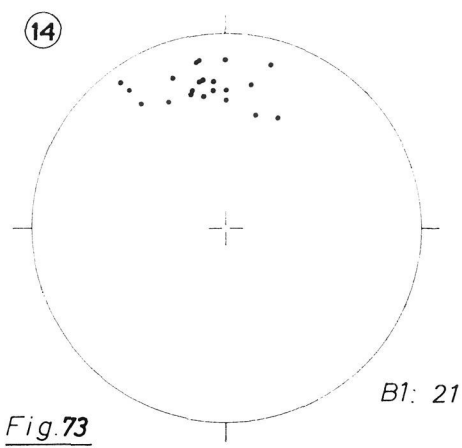
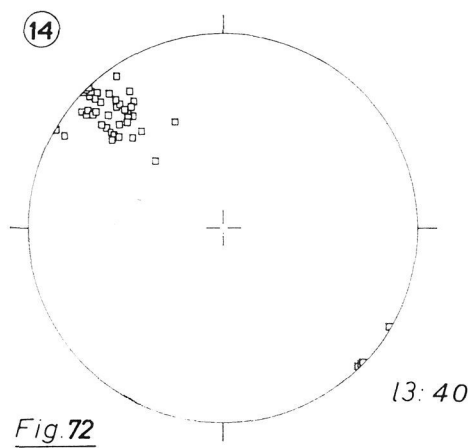
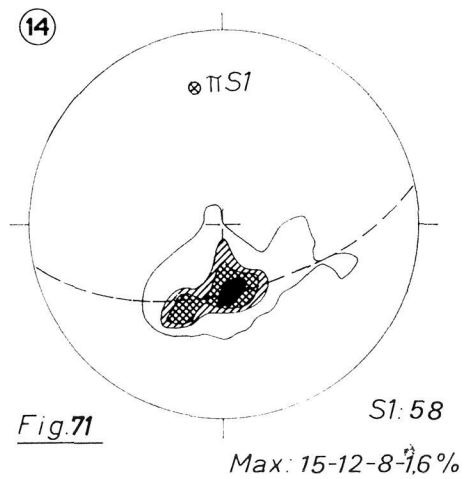
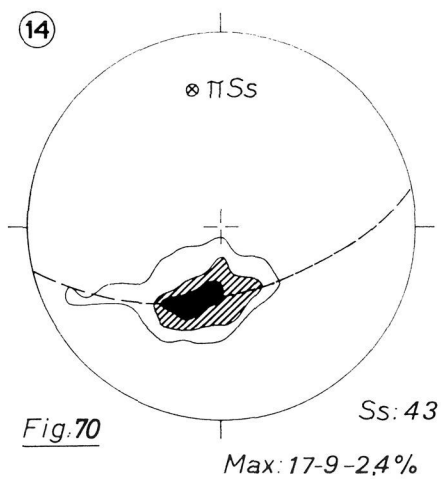
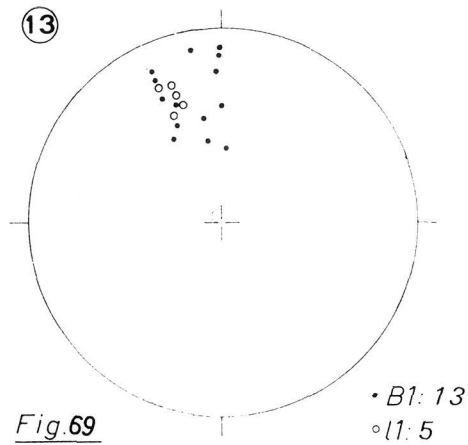
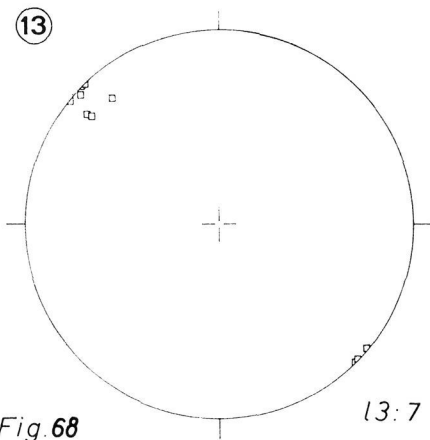
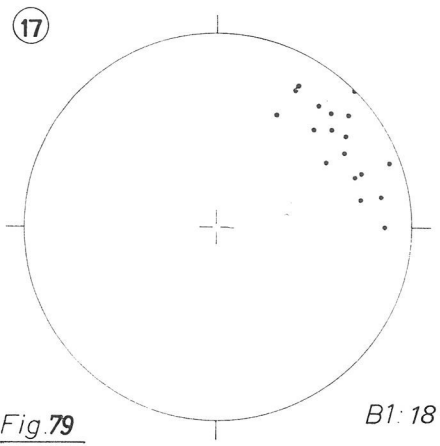
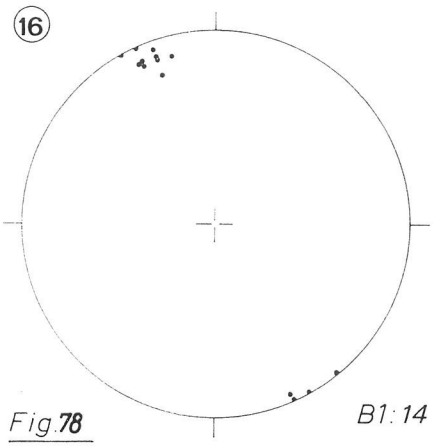
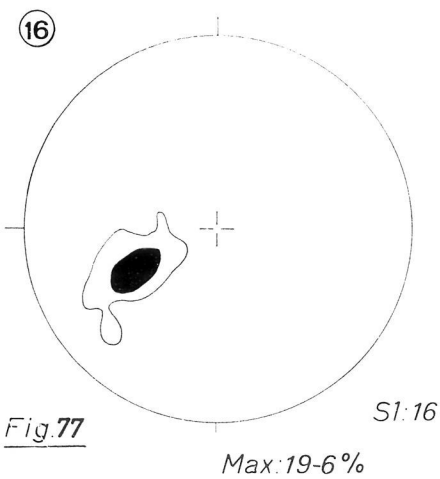
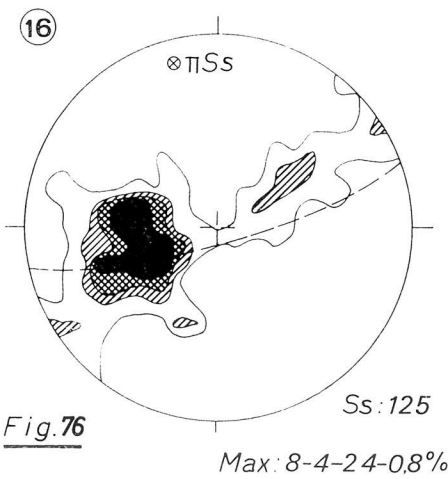
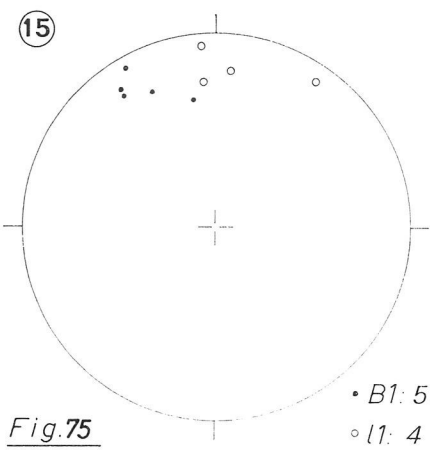
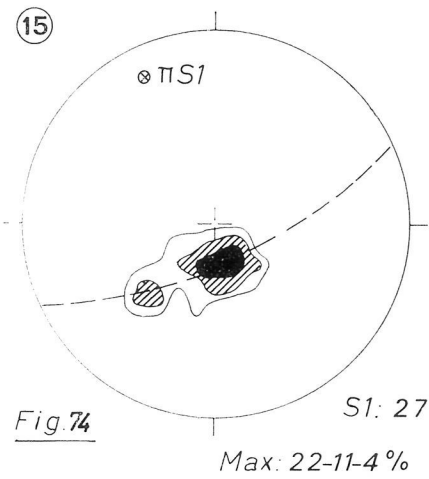


Fig. 55









ZONE 1 (figs. 20-23)

Les stéréogrammes indiquent :

- l'existence de plis déversés vers l'est à schistosité S1 et plans axiaux inclinés vers l'ouest.
- une schistosité S2 à faible pendage vers l'est et faisant un angle élevé avec S1.
- une direction parallèle (subhorizontale, dirigée nord-sud) des axes B1 et B2.

La zone 1 peut être considérée comme zone type de la partie nord-ouest de la région où les deux premières phases sont facilement discernables et où la déformation de la phase 3 n'a pas eu d'influence.

ZONE 2 (figs. 24-27)

Cette zone possède approximativement les mêmes caractéristiques que la zone 1. La linéation l3, peu fréquente, et l'ennoyage faible vers le sud, indiquent une légère influence de la troisième phase.

ZONE 3 (figs. 28-31)

Les axes et les linéations, créés par les phases 1 et 2, ont une orientation N 15° à 20° W et des ennoyages de $\pm 30^\circ$ vers le sud-sud-est. En exécutant une rotation des axes vers leur position horizontale originelle, on constate que la schistosité S2 se trouvait initialement subhorizontale.

ZONE 4 (figs. 32-35)

Les caractéristiques de cette zone sont quasi identiques à celles de la zone 3. L'orientation des axes est de N 30° W; leur ennoyage d'environ 30° vers le sud-sud-est.

ZONE 5 (figs. 36-39)

Cette zone montre beaucoup d'analogie avec la zone 1 située à l'ouest. S2 a un pendage plus faible vers l'est. L'ennoyage vers le nord de $\pm 15^\circ$ indique une influence croissante de la tectonique de la phase 3.

ZONE 6 (figs. 40-43)

On constate un déversement plus accentué vers l'est des plis 1 (position subhorizontale des plans Ss et pendage faible vers l'ouest de S1, indiquant des plis fortement déversés ou couchés). L'angle entre S1 et S2 est devenu très faible (elles sont subparallèles). On observe également une dispersion des axes B1 et B2.

ZONE 7 (figs. 44-51)

Les stéréogrammes de cette zone, située à l'est de la Sierra del Alto Rey, prouvent l'existence de la flexure du Bornova, qui a entraîné le pendage vers l'est des plans S, liés aux phases 1 et 2. On note en outre un ennoyage d'axe de $\pm 25^\circ$ vers le nord.

Pour connaître l'orientation originelle des plans S on doit exécuter une double rotation.

1. Une rotation de $\pm 25^\circ$ autour d'un axe est-ouest (éliminant ainsi l'influence de la phase 3) qui porte les structures linéaires des phases 1 et 2 à l'horizontal.

2. Une rotation de $\pm 25^\circ$ autour d'un axe nord-sud, afin de remettre les plans Ss, S1 et S2 dans leur position d'avant la formation de la flexure du Bornova.

On obtient ainsi des stéréogrammes identiques à ceux de la zone 6. La position de S2 prouve qu'elle est antérieure à la flexure.

ZONE 8 (figs. 52-56)

La structure est presque identique à celle de la zone 7, mais l'ennoyage des axes est plus fort (30° à 35°) et S2 est rare.

ZONE 9, 10 et 11 (figs. 57-64)

Ces zones sont situées au nord de la Sierra del Alto Rey, où affleurent les Schistes de Prádena. Dans les zones 9 et 10 S1 et S2 sont subparallèles, quoiqu'on y note une concentration moins bonne des pôles de S1, due à des replissements locaux pendant la phase 2. La flexure du Bornova est responsable du pendage vers l'est des plans de schistosité dans les zones 10 et 11. Ajoutons que dans la zone 11 S2 n'existe plus.

L'influence de la phase 3 est illustrée par le plongement vers le nord (15° à 20°) des axes B1 et B2, et par la présence de la schistosité S3 dans les zones 9 et 10.

ZONE 12 (figs. 65-66)

Si l'on exécute une rotation de $\pm 25^\circ$ autour d'un axe est-ouest, la position originelle des plans Ss et S1 apparaît et indique un style tectonique à plis couchés.

ZONE 13 (figs. 67-69)

Cette zone située dans la partie centrale de la flexure du Bornova, est caractérisée par une disposition "semi-synclinale" des plans S1. Les ennoyages d'axe très forts (jusque 50°) ont été mesurés dans la partie septentrionale (près des Quartzites du Cuento).

La linéation l3 a une direction N 40° W.

ZONE 14 (figs. 70-73)

La position subhorizontale des plans Ss et S1 résulte de la structure en plis couchés. Les ennoyages d'axe sont de 25° vers le nord. Les linéations l3 ont une orientation constante de N 30° à 45° W.

ZONE 15 (figs. 74-75)

Le Silurien dans la vallée du Rio Alcolea, près de la faille d'Alcolea, est caractérisé par le même style à plis couchés ou fortement déversés vers l'est, que les zones situées à l'ouest. La schistosité S1 est subhorizontale. Les structures linéaires liées à la première phase ont un pendage de 10° à 30° vers le nord.

ZONE 16 (figs. 76-78)

Les stéréogrammes prouvent la présence de plis ouverts, dont le déversement vers l'ouest peut être déduit du pendage vers l'est de S1. On note un très léger ennoyage dans la direction N 20° à 25° W.

ZONE 17 (fig. 79)

Dans cette zone correspondant au bloc de Palmaces, délimité par des failles cassantes, les axes B1 ont une direction anormale de N 40° E à E-W, avec des ennoyages de 10° à 30° vers le nord-est et l'est (voir explication: Tectonique post-hercynienne).

Conclusions.

1. Les stéréogrammes des zones 1 à 15 démontrent que, abstraction faite des déformations des phases 2 et 3, des plis synschisteux ont été formés pendant la phase 1. Leur déversement augmente d'ouest en est. En conséquence, l'angle que font S1 et S2 diminue d'ouest en est. Sur la Sierra del Alto Rey les 2 schistosités sont subparallèles.

2. Les stéréogrammes de la région à l'est de la faille d'Alcolea (zone 16) indiquent que le style de plissement y est différent.

D) L'AGE DE LA TECTOGENESE HERCYNIENNE DANS LA PARTIE ORIENTALE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA

Dans la Sierra de Guadarrama orientale se pose le problème de l'âge de la tectogénèse hercynienne en général, et de ses différentes phases en particulier.

Dans la région que nous avons étudiée, nous n'avons aucun indice concernant cet âge. Les formations paléozoïques les plus jeunes appartiennent à l'Emsien. D'autre part, les formations les plus anciennes, reposant en discordance sur le socle hercynien, sont d'âge triasique. Quelques kilomètres en dehors de la région étudiée, près de Retiendas et Valdesotos, des couches du Carbonifère reposent en discordance sur l'Ordovicien (Schistes de Prádena). En se basant sur une flore stéphanienne rencontrée dans ces couches, F. LOTZE (1929) et E. SCHRÖDER (1930) déduisaient un âge asturien pour la tectogénèse hercynienne dans la Sierra de Guadarrama. Plus tard F. LOTZE (1945) estimait que dans les internides le plissement hercynien est d'âge breton - sudète. L. U. DE SITTER (1962, 1965) a prouvé que dans les Monts Cantabriques la phase majeure est sudète.

Bien que des arguments décisifs manquent, il nous semble logique de supposer que dans la Sierra de Guadarrama orientale la première (et principale) phase tectogénique hercynienne est bretonne ou sudète.

II.—TECTONIQUE POST-HERCYNIEUNE

La tectonique post-hercynienne est caractérisée par le développement de failles cassantes. Nous la décrivons dans la partie orientale et la partie sud-ouest de la région étudiée.

A) PARTIE ORIENTALE

1. TECTONIQUE ANTÉ-CRÉTACIQUE

Les failles les plus importantes et les plus anciennes sont la faille d'Alcolea et la faille de Cañamares.

a) *La faille d'Alcolea*

Cette faille a déjà été décrite dans la partie relative à la stratigraphie. Elle a un âge anté-triasique puisqu'elle est recouverte en discordance par des conglomérats du Buntsandstein. Son rejet ne peut être estimé qu'approximativement, faute d'une connaissance complète de la stratigraphie des Schistes de Cañamares et du Grès d'Alcolea. Nous estimons son rejet minimal à 500 mètres.

b) *La faille de Cañamares*

Cette faille constitue l'accident tectonique cassant le plus important de la région étudiée. Elle a une direction subméridienne, et peut être suivie sur une vingtaine de kilomètres, de près d'Atienza jusqu'aux environs de Palmaces. La faille de Cañamares a provoqué la séparation des massifs gneissiques de Hiendelaencina et de La Bodega, et a mis en contact des formations d'âge différent (par exemple: au sud de Naharros, où les Schistes de Prádena se trouvent en contact avec les gneiss oillés appartenant au Massif de La Bodega).

Elle est toujours accompagnée d'une zone mylonitisée qui a généralement une largeur de quelques dizaines de mètres. Dans la zone failleuse même existent des lentilles de roches, appartenant à la Formation du Bornova, aux Quartzites de l'Alto Rey et aux Schistes de Prádena. Ces lentilles peuvent avoir quelques dizaines à quelques centaines de mètres de largeur (comme par exemple à l'ouest de Naharros). L'allure verticale de cette faille peut être déduite de l'emplacement des blocs de brèches le long des flancs des vallées profondes.

Dans la région de Palmaces la faille de Cañamares se perd dans une zone de "block faulting", c'est à dire dans un ensemble de failles à directions

principales est-ouest et nord-sud. Au nord de Palmaces ces failles ont isolé un bloc constitué de roches de la Formation du Bornova, qui se trouve au nord, à l'est et à l'ouest en contact avec les gneiss de Hiendelaencina ou de La Bodega (carte 2, coupes AB et CD). Des failles qui délimitent ce bloc au sud ont causé un affaissement supplémentaire, de sorte que dans ce bassin tectonique local des formations (permo?-) triasiques ont été conservées. La région faillée de Palmaces est recouverte au sud par des formations que nous attribuons au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur.

En nous basant sur la stratigraphie de la Formation de Palmaces, nous pouvons estimer le rejet minimum de la faille de Sarteneja (à l'est du bassin tectonique) à environ 600 mètres. La faille de Gavillanes (à l'ouest) semble moins importante.

Nous supposons que, dans la région de Palmaces, la faille de Sarteneja représente l'équivalent de la Faille de Cañamares. Le bloc de Palmaces se raccorde d'ailleurs mieux avec le Massif de Hiendelaencina, étant donné que ces deux unités structurales ont subi un affaissement relatif vis à vis du Massif de La Bodega.

Age et évolution structurale: Si on suppose que la faille de Cañamares a uniquement engendré un déplacement vertical, elle devrait avoir en certains endroits un rejet de 3500 mètres (par exemple au sud de Naharro, au contact gneiss-Schistes de Prádena). Nous pensons plutôt que cette faille a pris naissance comme faille de décrochement (wrench fault). Cette hypothèse s'appuie sur l'existence de directions anormales des axes B1 dans le bloc de

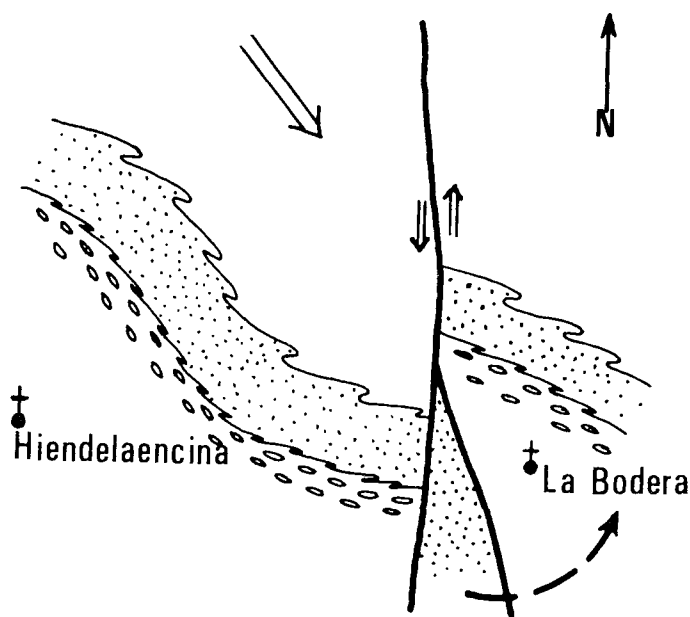


FIG. 80

Schéma illustrant la genèse du bloc de Palmaces et de la Faille de Cañamares

Palmaces (fig. 79). Ces directions peuvent s'expliquer par une rotation de ce bloc entre les Massifs de Hiendelaencina et de La Bodega, lors de leur déplacement horizontal (fig. 80). Cette faille de décrochement aurait pu se développer suite à une contrainte dirigée nord-ouest - sud-est. Il est probable que ce déplacement horizontal a eu lieu pendant le Permien. En effet, durant le Trias (ou peut-être déjà vers la fin du Permien) ont débuté les mouvements verticaux, qui ont donné naissance au bassin de Palmaces. Ils ont été suivis par des déplacements le long de failles verticales. L'estimation des déplacements horizontaux et des rejets verticaux est impossible.

La zone failleuse de Cañamares a encore connu une certaine activité post-crétacique, peu importante d'ailleurs. A l'ouest de Palmaces la faille de Gavillanes a provoqué un déplacement dans les couches du Crétacé. Au sud-ouest d'Atienza nous avons trouvé, très localement, des couches de l'Albien pincées dans la faille de Cañamares.

2. TECTONIQUE POST-CRÉTACIQUE

a) *Failles*

Près de Riofrio del Llano et de Cercadillo, un système de failles a provoqué l'affaissement de blocs, de sorte que le Crétacé se trouve latéralement en contact avec le Paléozoïque. Le rejet de ces failles est de l'ordre de quelques dizaines de mètres. Elles ont probablement le même âge (miocène) que les failles qu'on connaît à la bordure méridionale du socle, dans la partie sud-ouest.

b) *"L'anticlinal" du Trias près de Riba de Santiuste*

A l'ouest de Riba de Santiuste les formations triasiques décrivent un anticlinal assymétrique à flanc sud vertical, qui plonge vers l'est. Dans le centre de ce pli affleurent, comme nous l'avons vu, les Formations d'Alcolea et de Cercadillo. L'existence de failles verticales d'âge tertiaire, longeant la bordure méridionale du socle, nous laisse supposer que l'anticlinal de Riba de Santiuste serait en réalité un pli de revêtement, engendré par un pli de fond (fig. 6).

B) PARTIE SUD-OUEST

La partie sud-ouest (au sud de la faille d'Almiruete) est caractérisée par une série de failles cassantes post-hercyniennes, à direction N70°W à E-W et ayant isolé des blocs.

Les failles les plus proches de la bordure sud du socle, semblent avoir les rejets les plus importants. Ainsi, le rejet de la faille affleurant sur le

versant nord de la Sierra Gorda, est estimé à 700-800 mètres. Certaines observations de terrain nous donnent des indications sur leur âge. Entre Veguillas et Alcorlo, et sur la Sierra Gorda, des couches disloquées appartenant au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, se trouvent dans les zones failleuses. Près d'Almiruete des dépôts continentaux d'âge miocène ou post-miocène sont recoupés par la faille d'Almiruete. Cette faille se rattache à la tectogénèse hercynienne, mais a été rajeunie pendant le Néogène.

Nous supposons donc que l'ensemble de failles de la partie sud-ouest est d'âge néo-alpin (miocène ou post-miocène).

C) CONCLUSIONS

La tectonique post-hercynienne a connu deux périodes pendant lesquelles des failles cassantes se sont développées.

Pendant la période continentale (du Permien au Jurassique supérieur) qui a suivi la tectogénèse hercynienne, quelques failles très importantes ont pris naissance. Elles ont fortement influencé la structure générale de la partie orientale du domaine étudié.

Pendant la période néo-alpine une série de failles se sont formées à la bordure méridionale du socle. Elles se trouvent en relation avec le soulèvement en bloc de la Sierra de Guadarrama.

QUATRIÈME PARTIE CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. UNITÉS STRATIGRAPHIQUES

a) *Socle hercynien*

L'étude stratigraphique du socle hercynien dans la partie orientale de la Sierra de Guadarrama, nous a permis d'établir la litho-stratigraphie suivante.

Les gneiss de Hiendelaencina et de La Bodega: gneiss ocellés, gneiss grossiers et microgènes. Age: Précambrien supérieur. Origine: dépôts volcaniques (éventuellement remaniés).

Nos conclusions au sujet de l'origine des couches supérieures des gneiss s'accordent avec celles de G. SCHÄFER (1969) qui les a étudiées dans leur totalité. Nous assimilons ces formations aux porphyroïdes "Ollo de Sapo" de la Galice, en admettant ainsi une lacune entre le Précambrien supérieur et la Formation du Bornova.

Formation du Bornova: alternance rythmique de quartzites, grès et schistes. Age: Cambrien supérieur - Trémadoc. Epaisseur: 350 à 600 mètres.

Quartzites de l'Alto Rey: Quartzites massifs blanchâtres. Age: Arenig. Epaisseur: 70 à 100 mètres.

Schistes de Prádena: schistes gréseux et phyllades noirs. Age: Llandeilo-Llandovery. Epaisseur: 1400 à 1600 mètres.

Quartzites du Cuento: quartzites blanchâtres. Age: Tarannon (?) Epaisseur: 25 mètres.

Schistes de Cañamares: schistes noirs ampélitiques et gréseux. Age: Wenlock (ou Tarannon?) - Ludlow. Epaisseur: entre 250 et 350 mètres.

Grès d'Alcolea: grès et schistes. Age: Ludlow supérieur - Gedinnien inférieur. Epaisseur: 850 mètres.

Schistes et Calcaire de Cercadillo: schistes et calcaire fossilifères. Age: Gedinnien - Emsien. Epaisseur: 640 mètres.

Au nord du Massif de Hiendelaencina, à l'ouest d'Atienza, affleurent des roches volcaniques de composition andésitique. Leur âge est post-hercynien et anté-triasique.

b) *Couverture mésozoïque*

A leur extrémité orientale les formations paléozoïques sont recouvertes de couches triasiques à facies germanique.

Sur la bordure méridionale du socle hercynien on retrouve des couches à facies continental très semblable à celui du Trias. Il s'agit cependant de formations plus jeunes appartenant au Jurassique supérieur ou au Crétacé inférieur. Elles recouvrent en discordance la Formation de Palmaces, d'âge (permo-?) triasique, qui s'est déposée dans un bassin tectonique local.

2. ÉVOLUTION STRUCTURALE

Les études régionales sur la Sierra de Guadarrama orientale (F. LOTZE, 1929; SCHRÖDER, 1930; W. SOMMER, 1965; G. SCHÄFER, 1969) n'ont pas mentionné l'existence de plusieurs phases tectogéniques hercyniennes. Dans un aperçu général des Sierras de Gredos et de Guadarrama J.-P. BARD, R. CAPDEVILLA et P. MATTE (1970) ont distingué dans la partie orientale de la Sierra de Guadarrama deux phases tectogéniques, identiques à celles décrites par P. MATTE (1968) dans la Galice orientale:

— Une première phase syn-métamorphique, avec des plis couchés vers l'est.

— Une deuxième phase, qui est une phase de serrage, et qui a donné les mégastructures cartographiques: des plis à plan axial vertical ou déversé vers l'ouest.

Une description analogue de la relation entre les deux premières phases dans la région de Buitrago de Lozoya, a été donnée par M. FERNÁNDEZ CASALS et R. CAPOTE DEL VILLAR (1970).

Dans la partie de la Sierra de Guadarrama que nous avons étudié, nos propres observations nous ont mené à des conclusions différentes concernant les relations entre la première et deuxième phase.

La première phase, la majeure (le métamorphisme est lié à cette phase), se caractérise par des plis synschisteux de toutes tailles, déversés ou couchés vers l'est. Ces plis ont une direction subméridienne dans la plus grande partie de la région étudiée. A l'ouest du Massif de Hiendelaencina ils décrivent une grande courbure à convexité ouest. La première phase est accompagnée d'une schistosité S1, de plan axial, dont le développement devient moins parfait vers les zones superficielles du plissement.

A part quelques grandes flexures, la deuxième phase a principalement donné naissance à des plis mineurs à plans axiaux et schistosité S2 subhorizontaux ou légèrement inclinés vers l'est. Leur direction est subparallèle à celle des plis de la phase 1.

La troisième phase a donné naissance au dôme allongé des gneiss et aux ennoyages d'axe des formations paléozoïques sus-jacentes suite à un soulèvement anticlinal de la zone centrale.

La relation entre les phases 1 et 2 dans la Sierra de Guadarrama orientale se distingue donc nettement de celle décrite dans d'autres domaines du Massif Hespérique. Malgré cette différence, qui se rapporte essentiellement aux déformations engendrées par la deuxième phase, nous pensons que la partie orientale de la Sierra de Guadarrama a connu une évolution structurale qui est fondamentalement la même que celle décrite dans d'autres domaines du bâti hercynien (voir plus haut). Dans la Sierra de Guadarrama orientale la deuxième phase a été également une phase de serrage, mais elle se distingue par une intensité plus faible que dans ces autres domaines. Il en résulte l'absence d'un métamorphisme syntectonique et le style particulier des déformations.

La tectonique post-hercynienne s'est manifestée par le développement de failles verticales, dont les plus importantes sont la faille d'Alcolea et la faille de Cañamares. La première a un âge ante-triasique, tandis que la seconde est restée active jusqu'au Crétacé. La partie méridionale du socle est bordée d'une série de failles néogènes, liées au soulèvement de la Sierra de Guadarrama, sous l'effet des poussées néo-alpines. Le rejet de ces failles diminue d'ouest en est.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord je tiens à remercier le Professeur F. GEUKENS (Louvain) qui m'a offert l'occasion d'entreprendre ce travail, et qui m'a aidé à le mener à bonne fin.

Les Professeurs I. PARGA-PONDAL (Lage-Coruña), M. LÓPEZ DE AZCONA (Madrid), I. ROSSO DE LUNA (†) (Madrid) et J. R. PARGA (Salamanca) m'ont aidé à résoudre les problèmes scientifiques et administratifs que j'ai rencontrés durant cette étude. Je les en remercie vivement.

La faune paléozoïque a été étudiée par le Dr. P. BULTYNCK (I.R.S.N.-Bruxelles), qui m'a accompagné plusieurs fois sur le terrain. Le Dr. J. GODEFROID (I.R.S.N.-Bruxelles) a revu le texte final de cette publication.

Ce travail n'aurait pas été possible sans l'aide pratique de M. F. WUYTS (lames minces), Melle A. UYTENDAELE (dactylographie) et MM. L. CLEEREN et R. GEERAERTS (dessins).

BIBLIOGRAPHIE

- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R. & MATTE, P. (1970): *Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne centrale)*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 270, Série D, 2630-2633, Paris.
- BOULOUARD, C. & VIALARD, P. (1971): *Identification du Permien dans la Chaîne Ibérique*. C. R. Acad. Sc. Paris, t. 273, Série D, 2441-2444, Paris.
- BULTYNCK, P. & SOERS, E. (1971): *Le Silurien supérieur et le Dévonien inférieur de la Sierra de Guadarrama (Espagne centrale). Première partie: stratigraphie et tectonique*. Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., 47, 1, 1-22, Bruxelles.
- CARLS, P. & GANDL, J. (1967): *The Lower Devonian of the Eastern Iberian Chains (NE Spain) and the distribution of its Spiriferacea, Acastavinae and Asteropyginae*. Intern. Sympos. on the Devon. System, 2, 453-464, Alberta Soc. of Petr. Geol., Calgary.
- (1969): *Stratigraphie und Conodonten des Unter-Devons des Östlichen Iberischen Ketten (N-E Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 132, 2, 155-218, Stuttgart.
- CASTEL, C. (1880): *Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 7, 334-395, Madrid.
- (1881): *Provincia de Guadalajara. Descripción geológica*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 8, 157-264, Madrid.
- DE SITTER, L. U. (1962): *The hercynian orogenese in Northern Spain. "Some aspects of the variscan fold belt"*, 1-18, Manchester Univ. Press.
- (1964): *Structural Geology*. 2nd Ed., New York.
- (1965): *Hercynian and alpine orogenies in Northern Spain*. Geol. en Mijnb., 11, 373-383, 's Gravenhage.
- FERNÁNDEZ CASALS, M. J. & CAPOTE DEL VILLAR, R. (1970): *La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya*. Bol. Geol. Min., 81, 562-568, Madrid.

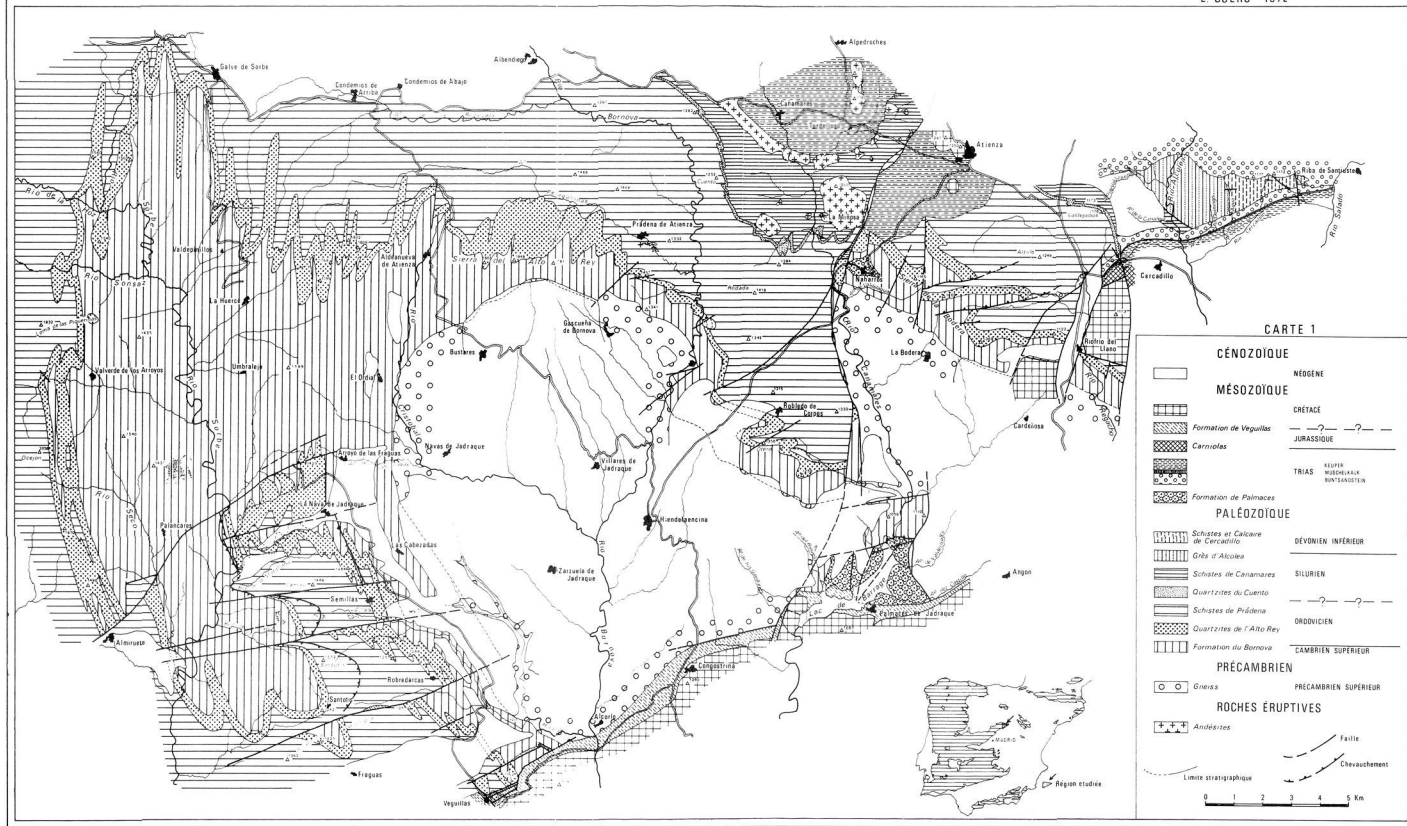
- HELSEN, J. (1968): *Studie van de Trias- en Krijtafzettingen tussen Veguillas en Angón (Provincie Guadalajara, Spanje)*. Thèse de licence, Louvain.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1922): *Hierros de Galicia*. Mem. Inst. Geol. Min. Esp., 1, Madrid.
- LADURON, D. (1966): *Sur les procédés de coloration sélective des Feldspaths en lame mince*. Ann. Soc. Géol. Belg., 89, 281-294, Liège.
- LLOPIS LLADO, N. e. a. (1967): *Le Dévonien de l'Espagne*. Int. Symp. Devon. System, 1, 171-187, Alberta Soc. of Petr. Geol., Calgary.
- LOTZE, F. (1929): *Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Neue Folge, 14, 2, 1-317, Berlin.
- (1945): *Einige Probleme der Iberischen Meseta*. Geotekt. Forsch., 6, 1-12, Berlin.
- (1956): *Über sardischen Bewegungen in Spanien, ihre Beziehungen zur assyntischen Faltung*. Geotekt. Symp. zu ehren von H. Stille, 128-139, Stuttgart.
- (1966): *Präkambrium Spaniens*. Zbl. Geol. Paläont., 1, 989-1006, Stuttgart.
- MAC PHERSON, J. (1883): *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos en España*. An. Soc. Esp. Hist. Nat., 12, Madrid.
- INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA: *Mapa Geológico de España (1/50.000)* (1928): Hoja n.º 460: *Hiendelaencina*.
- (1931): Hoja n.º 433: *Atienza*.
- (1951): Hoja n.º 461: *Sigüenza*.
- (1956): Hoja n.º 434: *Barahona*.
- (1962): Hoja n.º 485: *Valdepeñas de la Sierra*.
- (1963): Hoja n.º 486: *Jadraque*.
- MATTE, P. (1968): *La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne)*. Géologie Alpine, 44, 157-280, Grenoble.
- MELÉNDEZ, B. (1953): *El Devónico en España*. Congr. Géol. Int., C. R. 19º Session, 2, 131-140, Alger.
- MEIKEBEKE, W. (1967): *Bijdrage tot de morfologische studie in het gneismassief van Hiendelaencina (Spanje)*. Thèse de licence, Louvain.
- PALACIOS, P. (1879): *Reseña física y geológica de la parte NO de la provincia de Guadalajara*. Bol. Com. Mapa Geol. Esp., 6, 321-352, Madrid.
- PARGA-PONDAL, I.; MATTE, P. & CAPDEVILLA, R. (1964): *Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroïde du Nord-Ouest de l'Espagne*. Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp., 76, 119-154, Madrid.
- PETTIJOHN, F. J. (1957): *Sedimentary Rocks*. 2nd Ed., New York.
- PUSCHMANN, H. (1968): *Eine Paläogeographie des Devons auf der Iberischen Halbinsel*. Z. Deutsch. Geol. Ges., 120, 107-118, Hannover.
- RAMSAY, J. (1962): *The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds*. Journ. Geol., 70, 309-327, Chicago.
- RIEMER, W. (1963): *Entwicklung des Paläozoikums in der südlichen Provinz Lugo (Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont., Abh., 117, 273-285, Stuttgart.

- (1965): *Vermutliches Präkambrium im Raume Monforte - El Barco (Nordwest-Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 11, 732-740, Stuttgart.
- SCHÄFER, G. (1969): *Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)*. Münster. Forsch. Geol. Paläont., H., 10, 207 pp., Münster.
- SCHRÖDER, E. (1930): *Das Grenzgebiet von Guadarrama und Hesperischen Ketten (Zentral-Spanien)*. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-Phys. Kl., Neue Folge, 16, 119-165, Berlin.
- SOMMER, W. (1965): *Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama - Gebirge*. Arbeiten Geol. Paläont. Inst. Westf. Wilhelms-Universität, Münster.
- TURNER, F. J. & WEISS, L. E. (1963): *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. New York.
- VAN DER VOO, R. (1967): *The rotation of Spain: Paleomagnetic evidence from the Spanish Meseta*. Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoec., 3, 393-416, Amsterdam.
- WALTER, R. (1965): *Die unterschiedliche Entwicklung des Alt-Paläozoikums östlich und westlich des Kristallins von Vivero Lugo (Nordwest-Spanien)*. N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 12, 740-753, Stuttgart.
- (1968): *Die Geologie in der nordöstlichen Provinz Lugo (Nordwest - Spanien)*. Geotekt. Forsch., 27, 3-70, Stuttgart.
- WILSON, G. (1953): *Mullion and rodding structures in the Moine Series of Scotland*. Geol. Assoc. Proc., 64, 118-151, London.
- (1961): *The tectonic significance of small scale structures and their importance to the geologist in the field*. Ann. Soc. géol. Belg., 84, 423-548, Liège.

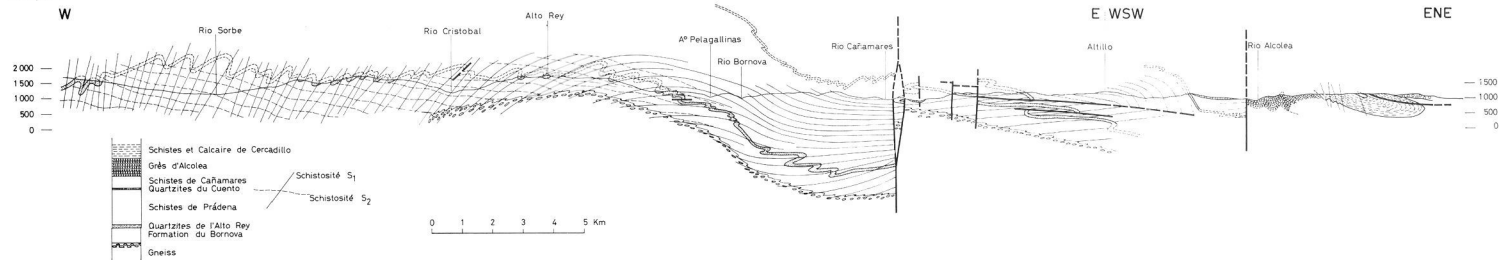
(Recibido el 23 - VI - 72)

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE ORIENTALE DE LA SIERRA DE GUADARRAMA (ESPAGNE CENTRALE)

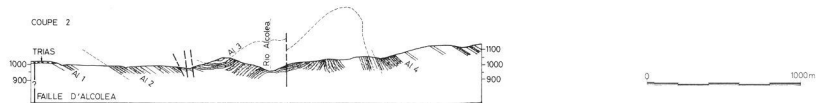
E. SOERS - 1972



Coupe 1



COUPE 2



COUPE 3

