



Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénées catalanes)

<https://hdl.handle.net/1874/318054>

ETUDE GEOLOGIQUE
ET GEOMORPHOLOGIQUE
D'UNE PARTIE DE LA VALLEE
DE LA HAUTE SEGRE

Diss. Utrecht 1934

ETUDE GEOLOGIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE
D'UNE PARTIE DE LA VALLEE
DE LA HAUTE SEGRE
(PYRENEES CATALANES)

PROEFSCHRIFT TER VERKRIJGING VAN
DEN GRAAD VAN DOCTOR IN DE WIS-
EN NATUURKUNDE AAN DEN RIJKS-
UNIVERSITEIT TE UTRECHT, OP GEZAG
VAN DEN RECTOR-MAGNIFICUS DR. C.
W. STAR BUSMANN, HOOGLEERAAR
IN DE FACULTEIT DER RECHTSGE-
LEERDHEID, VOLGENS BESLUIT VAN
DEN SENAAT DER UNIVERSITEIT TEGEN
DE BEDENKINGEN VAN DE FACULTEIT
DER WIS- EN NATUURKUNDE TE VER-
DEDIGEN OP MAANDAG 26 FEBR. 1934
DES NAMIDDAGS TE 4 UUR,

DOOR

HUGO BOISSEVAIN

GEBOREN TE WINSCHOTEN.

BIBLIOTHEEK DER
RIJKSUNIVERSITEIT
UTRECHT.

IN HERINNERING AAN MIJN VADER,
VOOR MIJN MOEDER

Volgaarne wil ik bij het afsluiten van mijn proefschrift met een enkel woord allen bedanken, van wie ik mijn wetenschappelijke vorming heb ontvangen.

Professor RUTTEN, hooggeschatte Promotor, Uw volkomen toewijding aan Uw vak en aan Uw leerlingen, zooals ik die gedurende mijn geheelen studietijd mocht ondervinden, vervult mij met een gevoel van groote dankbaarheid. Steeds zal Uw voorbeeld mij een aansporing zijn.

Professor NIERSTRASZ, dat de dierenwereld, ook die der fossielen, voor mij waarlijk is gaan leven, dank ik aan Uw colleges en aan het werken onder Uw leiding.

Professor SCHMUTZER, herhaaldelijk heb ik mogen profiteeren van Uw groote bereidwilligheid, Uw helder inzicht en Uw wijde belangstelling, ook buiten het directe vakverband.

Professor OESTREICH, eerst in den laatsten tijd ben ik met U in aanraking gekomen, maar Gij hebt bereikt dat ook ik mij dankbaar tot Uw school reken.

Professor VAN DAM, aan Uw gedegen en enthousiaste colleges in het Spaansch dank ik, dat ik in nauw contact tot het Spaansche volk kon treden.

De voleindiging van mijn studie is eerst mogelijk gemaakt door een rijksbeurs, die ik gedurende enkele jaren op voorspraak van U Heeren Curatoren, mocht genieten.

Ik bewaar de aangenaamste herinneringen aan de periode, die ik doorbracht aan 's Rijks Geologischen Dienst, vooral dank zij U, Dr. TESCH en Dr. REINHOLD.

Ik wil niet eindigen alvorens de groote bereidwilligheid te gedenken van vele bibliothecarissen maar speciaal die van Teylers Stichting te Haarlem.

Ten laatste een woord van grooten lof aan mijn zuster Mej. W. BOISSEVAIN voor het grondig corrigeeren van den Franschen tekst.

INTRODUCTION

En choisissant comme sujet d'une monographie géologique la vallée de la haute Sègre, nous n'avons pas eu la prétention de résoudre un problème déterminé. Pour étendre autant que possible notre expérience géologique, nous avons cherché une région dont la grande diversité des formations s'alliât à une structure compliquée. Notre attention se fixa sur le territoire de la Sierra de Cadi qui correspondant avec celui de l'étude de M. ROGGEVEEN pourrait nous révéler des rapports des tectoniques varisque et pyrénéenne; il comporte, en outre, des assises néogènes, enfoncées dans les bassins de la Cerdagne et de Seo de Urgel, qui pourraient dévoiler en partie l'histoire plus récente de la montagne.

Pendant les étés de 1930 à 1933 nous avons fait nos explorations; au cours de ces années nous avons trouvé dans ces montagnes d'Espagne une seconde patrie, grâce à la richesse en problèmes géologiques, à son paysage captivant et surtout à l'aimable prévenance des gens du pays.

Nous avons levé la carte en grande partie sur les agrandissements photographiques à l'échelle de 1 : 25.000^e du Mapa militar de España 1 : 100.000^e, feuille Seo de Urgel. Un petit secteur de cette région (Bellver et Das) a été figuré sur des cartes militaires publiées à l'échelle de 1 : 20.000^e, qui nous ont fourni une base excellente pour des recherches de détail. En ce qui concerne la partie française, que nous avons étudiée exclusivement du point de vue morphologique, nous nous sommes servi de la carte de l'état major de 1 : 80.000^e et de 1 : 50.000^e (feuilles de L'Hospitalet et de Prades) et en outre, des plans directeurs de 1 : 20.000^e des environs de Mont-Louis.

Nous avons cru utile de ne pas restreindre notre monographie aux sujets stratigraphique et tectonique, mais de donner également une large place à la morphologie. C'est que les recherches morphologiques, faites dans d'autres montagnes, par exemple dans les Alpes orientales, ont apporté, en effet, des résultats importants pour l'histoire plus récente des montagnes. Il vaut mieux relier de pareilles recherches à un examen géologique que de les entreprendre indépendamment, ou bien comme branche accessoire des études de géographie humaine.

Je ne veux pas terminer cette introduction avant d'avoir présenté mes vifs remerciements à tous ceux qui ont contribué à constituer ce travail.

Mon cher maître vénéré M. le professeur L. RUTTEN, vous avez été la grande force motrice qui m'a fait aborder et poursuivre cette étude. Deux fois vous avez entrepris le voyage pour m'accompagner dans mes excursions et votre esprit critique a largement contribué à résoudre nombre de problèmes.

Je garderai, M. le professeur K. OESTREICH, un précieux souvenir des jours que vous avez passé pendant la dernière campagne en Espagne. Votre amour de la nature et de la science, votre coup d'œil judicieux pour saisir le paysage m'ont fait respecter hautement votre personnalité et mieux comprendre la grande importance de la géomorphologie.

Comme débutant et étranger dans le domaine de la géologie des Pyrénées, je fus vivement touché de la bienveillance dont les experts de la géologie pyrénéenne m'ont entouré. M. le professeur L. MENGAUD m'a offert une large hospitalité dans son laboratoire à Toulouse. M. ASTRE m'a non seulement initié aux problèmes géologiques des Pyrénées, mais il a mis à ma disposition son expérience paléontologique et a bien voulu décrire une nouvelle espèce d'*Apricardia*. En outre, il a eu l'obligeance de m'ouvrir généreusement les pages de sa revue pour y insérer ce modeste ouvrage. De même j'ai joui de l'hospitalité des laboratoires géologiques de Lille où MM. les professeurs G. DÉLÉPINE et P. PRUVOST m'ont aidé à déterminer des fossiles paléozoïques. Mademoiselle G. ELLES, de Cambridge, a eu la bonté de contrôler mes déterminations des graptolites.

M. le professeur H. GERTH (Amsterdam) ne m'a pas privé de ses bons conseils sur la détermination des coraux crétacés et M. F. FLORSCHÜTZ (Velp) a bien voulu étudier les restes de plan-

tes du lignite. Une collection de plantes miocènes a été commise à ses soins.

De la parte española no he experimentado sino la mayor colaboración. El que ha sido embajador el CONDE DE PRADÈRE y en el ultimo año el señor Mr. C. DE WILDE, vice-consul, estaban dispuestos a procurarme cartas de introducción con las autoridades españolas, las cuales me han tratado con la mayor benevolencia.

En Barcelona el Doctor J. R. BATALLER me ha prestado su muy apreciada colaboración y me ha permitido estudiar las collecciones del seminario. El señor Director del Servicio Topográfico de Cataluña se ha servido poner a mi disposición una copia de la hoja ineditada Puigcerdá y los señores Dr. PAU VILA, E. RIBAS y J. BUCH del Centro Excursionista de Cataluña me han ofrecido su benévola ayuda. Repetidas veces me aprovechaba del libre refugio sobre Prat d'Aguiló, fundado por esta Asociación.

Quieran aceptar todas estas personas mis sinceras gracias.

Mis gracias por fin a los innumerables habitantes que por su acogida hospitalaria y cordial me han hecho tan inolvidable la vida en las montañas españolas.

Plusieurs collègues géologues m'ont aidé sur le terrain : MM. E. SPIKER et U. HAANSTRA, M. H. ASHAUER de Berlin et, en particulier MM. Dr. F. H. VAN DER MAAREL et Dr. J. H. WESTERMANN qui ont fait des levés très détaillés dans la partie orientale du territoire. Je leur sais gré de pouvoir publier leurs résultats avec les miens. Pour terminer, je remercie cordialement M. A. J. PANNEKOEK qui a mis à ma disposition sa plume artistique pour faire les esquisses morphologiques et M. J. VAN DIJK qui soigneusement a exécuté les dessins cartographiques.

APERÇU HISTORIQUE

Il est bien surprenant que la vallée de la Sègre, dont les recherches géologiques exactes ne sont que d'une date très récente, ait jeté une des premières de la lumière sur les grands problèmes géologiques de l'origine des montagnes.

Des observations faites dans la Cerdagne espagnole ont amené BUFFON, le grand aïeul de la géologie, à soutenir à l'opposé de l'opinion de VOLTAIRE, qu'à une certaine époque la mer a inondé les montagnes jusqu'aux sommets les plus élevés. C'est que sur les hautes montagnes, bien au-dessus du niveau de la mer, on avait trouvé les restes d'animaux marins; et un de ces endroits où l'on avait reconnu déjà en 1774 de pareils fossiles marins, — des nummulites, des « pierres lenticulaires » — se trouve dans le bassin de Bellver près du village de Nas.

Par respect de la genèse de la science géologique et pour relever les curieuses observations et la jolie peinture du paysage, qui se sont trouvées assez exactes, nous faisons suivre ici ce passage des fameuses *Epoques de la Nature* de 1779, de BUFFON :

« On a prétendu trop généralement qu'il n'y avoit point de coquilles ni d'autres productions de la mer sur les plus hautes montagnes. Il est vrai qu'il y a plusieurs sommets et un grand nombre de pics qui ne sont composés que de granits et de roches vitrescibles, dans lesquels on n'aperçoit aucun mélange, aucune empreinte de coquilles ni d'aucun autre débris des productions marines; mais il y a un bien plus grand nombre de montagnes, & même quelques-unes fort élevées, où l'on trouve de ces débris marins. M. COSTA, Professeur d'Anatomie & de Botanique en l'Université de Perpignan, a trouvé en 1774, sur la montagne de Nas, située au midi de la Cerdagne espagnole, l'une des plus hautes parties des Pyrénées, à quelques toises au-dessous du sommet de cette montagne, une très-grande quantité de pierres lenticulées, c'est-à-dire des blocs composés de pierres lenticulaires & ces blocs étoient de différentes formes & de différens volumes; les plus gros pouvoient peser quarante ou cinquante livres. Il a observé que la partie de la montagne où ces pierres lenticulaires se trouvent, sembloit s'être affaissée; il vit en effet dans cet endroit une dépression

irrégulière, oblique, très-inclinée à l'horizon, dont une des extrémités regarde le haut de la montagne & l'autre le bas. Il ne put apercevoir distinctement les dimensions de cet affaissement à cause de la neige qui le recouvrait presque par-tout, quoique ce fût au mois d'août (1). Les bancs de pierres qui environnent ces pierres lenticulées, ainsi que ceux qui sont immédiatement au-dessous, sont calcaires jusqu'à plus de cent toises toujours en descendant; cette montagne de Nas, à en juger par le coup d'œil, semble aussi élevée que le Canigou, elle ne présente nulle part aucune trace de volcan. »

M. COSTA doit s'être trouvé sur le Serrat de Nas, un plateau pliocène couvert de grands blocs, parmi lesquels abondent les calcaires à nummulites et à alvéolines de la Sierra de Cadi. Il a très bien remarqué la position affaissée de la Cerdagne, entourée de massifs calcaires dévonien qui ont permis à BUFFON de reconnaître le caractère sédimentaire de la roche.

Après cette découverte importante la vallée de la Sègre n'a pu attirer pendant beaucoup d'années l'attention des géologues. En 1844 l'ingénieur DUROCHER et en 1858 l'ingénieur NOBLEMAIRE ont donné quelques indications sur la géologie du pays, notamment sur les gites minéraux.

C'est en 1869 que parut de la main de LEYMERIE la première description géologique de la vallée restée fondamentale jusqu'à nos jours. Pendant un parcours de trois semaines le savant a reconnu les caractères du bassin de la Cerdagne, il a dressé la coupe du paléozoïque de la Sègre et a su dégager la stratigraphie et la tectonique fort compliquée de la série secondaire et tertiaire entre la Seo de Urgel et Oliana.

Le bassin de la Cerdagne et son terrain continental tertiaire ont été l'objet d'une monographie de DEPÉRET et RÉROLLE (1885) dont l'un a étudié spécialement des ossements miocènes qu'on y rencontre, l'autre (1884-1885) la belle flore à feuilles trouvée dans les argiles.

Le service de la Carte géologique de France a étendu également ses activités sur le territoire espagnol. Sur la feuille de L'Hospitalet et de Prades la géologie de la région espagnole avoisinante a été figurée grâce aux recherches de M. MENGEL, qui, malgré l'absence d'une base topographique suffisante, a su dégager les caractères principaux du terrain. Il a publié ses résultats en petites

(1) ?

notes insérées dans le bulletin du Service géologique pendant les années 1904-1913. Les feuilles de L'Hospitalet et de Prades ont été publiées successivement en 1912 et 1925 sous les noms de MM. BERTRAND et MENGEL.

M. CHEVALIER a étudié le petit bassin de la Seo de Urgel (1909) dont il a décrit une belle faune miocène. Plus tard il a étendu ses recherches sur le bassin de la Cerdagne (1925, 1926) en se préoccupant spécialement de l'évolution de la surface. En 1924, BATALLER a complété la liste de la faune tertiaire de la Cerdagne; en 1926 a apparu de sa main un article sur des vertébrés quaternaires. M. ASTRE (1927) a publié une étude sur le bassin néogène de Bellver qui contient, outre une description détaillée du bassin, des observations intéressantes sur les parallélisations stratigraphiques.

Un des meilleurs connaisseurs du versant espagnol des Pyrénées, M. DALLONI, après sa thèse (1910) sur la géologie du haut Aragon, a poursuivi ses recherches dans les régions des Nogueras (1913) et en 1930 il a fait apparaître un grand mémoire sur les Pyrénées catalanes. D'un grand mérite est la façon dont il a étayé la stratigraphie sur des archives paléontologiques abondantes. Mais la carte insérée dans le mémoire sur les Pyrénées catalanes à l'échelle de 1 : 400.000° ne donne qu'une idée vague de la géologie du pays et, à en juger de la région que nous connaissons, elle contient des erreurs. L'étude récente sur la stratigraphie du paléozoïque des Pyrénées de M. SCHMIDT (1931) contient des observations faites dans la vallée de la Sègre. L'auteur a fait spécialement des levés dans la région de la Seo et celle de Bellver.

A l'occasion du Congrès géologique de Madrid, MM. JACOB, FALLOT, CIRY et ASTRE (1927) ont publié un rapport sur la tectonique du versant sud des Pyrénées où ils se prononcent en faveur d'un avancement vers le Nord, lié à une contre-poussée dirigée au Sud. Quoique cette étude n'envisage pas spécialement notre région, les problèmes entamés sont du premier ordre pour notre sujet et occuperont longtemps encore les géologues pyrénéens.

Mon confrère M. ROGGEVEEN (1929) a fait une description des phénomènes de contact du massif granitique entre Martinet et Andorre, nommé massif de Lles et Aristot. Le travail, accompagné d'une carte à l'échelle de 1 : 40.000° a été écrit en hollandais et résumé en français. Notre carte avoisine la sienne.

Les formes glaciaires et les terrasses ont attiré pendant les dernières années l'attention de MM. les géographes NUSZBAUM (1930) et PANZER (1926, 1932). La dernière note de M. PANZER envisage exclusivement les moraines et les terrasses de Puigcerdà. Mais jusqu'à présent personne ne s'est occupé des surfaces plus anciennes.

Pour conclure, signalons la très belle monographie de M. PAU VILA (1926) sur la géographie humaine de la Cerdagne, quoiqu'elle tombe hors de notre sujet.

PREMIÈRE PARTIE

STRATIGRAPHIE

ORDOVICIEN

L'Ordovicien n'affleure dans les régions anticlinales qu'avec ses termes supérieurs. On le rencontre dans un noyau près de Casa S. Romá, dans la région entre Bestanis, Villech et Estana, près de Bar, dans le ruisseau de Quer au dessous de C. Garraba, au dessus de Arseguel et au Sud de Cava et de Ansovell. Il est caractérisé par une succession de schistes, de grauweekes et de conglomérats. Les schistes sont souvent grossiers, gréseux, se cassant en morceaux irréguliers, d'une couleur verte ou rouge lie-de-vin, se faisant plus vive à mesure qu'ils sont moins gréseux; les grauweekes quartziteuses jaune-verdâtre ou violacées, souvent rubanées, assez fracturées et parcourues de nombreux filons quartzifères ou ferrugineux; les conglomérats fins verdâtres, composés d'éléments anguleux de quartz, de quartzites et de schistes ne dépassant pas deux centimètres, souvent beaucoup moins, avec une pâte argileuse plus ou moins étendue. Ces conglomérats forment des couches ou des lentilles dans les grauweekes ou les schistes. De bas en haut la série devient plus quartzreuse. Les grauweekes supérieures contiennent des niveaux fossilifères à *Orthis*. Les fossiles y sont tous décalcifiés et en état de moules en creux, serrés les uns contre les autres comme dans les grauweekes dévoniennes dans le pays rhénan.

Au sommet l'Ordovicien devient calcaireux. Il s'y compose d'un schiste grossier, calcaireux, contenant des coquilles de brachiopodes et bryozoaires — généralement corrodées et disséminées dans la roche — ou bien comblé de petites tiges de Cystidés. A quelques endroits ces couches passent à de vrais calcschistes roux et ferrugineux avec des tiges de cystidés, comme à la limite supérieure de l'Ordovicien SÉ. de Estana et dans le vallon à

800 m. N. 70° E. de Bestanis. Au passage de l'Ordovicien au Gotlandien N. 80° E. de C(asa) Arenys on voit de haut en bas la superposition suivante :

- Schistes noirs grossiers devenant plus fins vers le haut.
- 5,— m. Schistes épidotisés, avec tiges de cystidés ferrugineuses.
- 1,40 m. Schistes noir-verdâtre, se cassant en plaquettes.
- 0,70 m. Grauwacke quelque peu ou non calcaireuse à tiges de Cystidés.
- Schistes grossiers verdâtres avec quelques brachiopodes au sommet.

Sur le chemin de Villech à Bestanis près du dernier endroit les couches calcaireuses n'ont qu'une épaisseur de 5 m. L'épaisseur totale de l'Ordovicien affleurant dans la région en question ne dépassera pas de beaucoup 500 mètres. Le torrent de Bestanis n'en recoupe guère 500 m.

Les fossiles, principalement les brachiopodes, sont assez fréquents dans les couches supérieures, spécialement dans le niveau calcaireux du sommet. Parfois les coquilles mêmes y sont encore présentes, quoique très corrodées, mais les moules seules sont déterminables.

Les endroits suivants nous ont fourni des formes déterminables. Ils sont tous situés au sommet de l'Ordovicien, excepté les gîtes n°s I, V et X.

- I. Sur le chemin de C(asa) S. Romá à Montellá, 440 m. N. de cette maison :

Platystrophia biforata SCHLOTH.

Dalmanella cf. testudinaria DALMAN.

Tentaculites sp.

N. B. 140 m. vers le Nord affleurent les schistes calcaireux à cystidés et brachiopodes.

- II. Sur le chemin de Villech à Bestanis, 400 m. de Bestanis :

Orthis Actoniae Sow.

Orthis cf. calligramma DALMAN.

Orthis cf. unguis Sow.

Dalmanella cf. testudinaria DALMAN.

Strophomena sp.

- III. Sur le chemin de Villech à Estana, E. de Estana :

Orthis calligramma DALMAN.

Orthis Actoniae Sow.

Orthis spiriferoides MC COY.

Dalmanella testudinaria DALMAN.

Strophomena sp.

Grammysia sp.

- IV. O. de C. Arenys :
Orthis spiriferoides Mc Coy.
- V. 200 m. E. de Bar :
Dalmanella cf. testudinaria DALMAN.
- VI. 300 m. SE. de Bar :
Orthis Actoniae Sow.
Orthis unguis Sow.
- VII. Près du chemin de Bar à C. Barguja, 850 m. de Bar, dans le noyau d'un anticlinal forcé :
Orthis Actoniae Sow.
- VIII. Dans la vallée du ruisseau de Quer, E. de Querforadat, fragments dégagés contenant :
Orthis cf. Menapiae HICKS.
- IX. Au dessous de Casa Pubill :
Orthis Actoniae Sow.
Orthis cf. Menapiae HICKS.
Dalmanella testudinaria DALMAN.
Strophomena expansa Sow.
Porambonites intercedens Mc COY var. *filosa*.
- X. Sur le chemin de Cava au Puigrodon, 400 m. du Puigrodon :
Dalmanella cf. testudinaria DALMAN.

Toutes ces formes sont communes et caractéristiques pour le Caradoc *l. s.*

Le développement de l'Ordovicien dans la région en question correspond en général aux termes supérieurs de cette formation dans les régions adjacentes. (Voir MM. BERTRAND et MENGEL, 1925 et DALLONI, 1913 et 1930). Partout on signale la faune à *Orthis* dans la partie supérieure du Caradoc. Par comparaison, nous donnons de la coupe le long de la Sègre (E. de Seo de Urgel), levée par MM. MENGEL (1909), DALLONI (1930) et SCHMIDT (1931), la stratigraphie de l'Ordovicien selon le dernier :

- Ashgillien. Schistes calcaireux avec faune à *Orthis Actoniae* Sow. et cystidés.
- Caradoc. Schistes et bancs de quartzites avec faune à *Orthis calligramma* DALMAN.
 Tufts et schistes rouges.
 Bancs épais d'un conglomérat grossier.
- Llandeilo. Schistes noirâtres ou versicolores avec intercalations de bancs de quartzites au sommet.

Nous avons visité cet endroit et constaté que l'aspect de l'Ordovicien dans notre région correspond assez à la partie située au

dessus du conglomérat grossier. Un conglomérat pareil de telle grosseur n'a pas été développé dans notre région. Probablement le faciès est devenu plus fin vers l'est. Nous aussi, nous avons pu distinguer les deux niveaux fossilifères pareils, l'inférieur décalcifié sans *Orthis Actoniae* Sow. et le supérieur contenant ce fossile en abondance. La distance verticale entre ces niveaux est de 50 m. à C. S. Romá, de 125 m. à Bar et de 70 m. à Cava. Selon M. SCHMIDT le fossile caractéristique de l'Ashgillien serait *Orthis Actoniae*; le Caradoc renfermerait spécialement *Orthis calligramma*, mais M. DALLONI (1930, p. 48) et nous, nous avons rencontré *Orthis Actoniae* et *O. calligramma* dans la zone supérieure, tandis que selon M. HERITSCH (1929), la distribution verticale de *Orthis Actoniae* est comme suit :

Angleterre : Llandeilo jusqu'à Llandovery. Ludlow.

Norvège : Etage 5 et 6 (Ordovicien supérieur et Llandovery).

Sardaigne : Ordovicien, associé par places à *O. Menapiae* HICKS.

Cabrières (France) : associé à *O. calligramma* DALM.

Belgique : Caradoc.

Par conséquent, la valeur de ce fossile comme caractérisant l'Ashgillien nous paraît jusqu'à présent problématique.

Quant à la limite de l'Ordovicien et du Gothlandien, acceptée par M. ROGGEVEEN (1929), nous la discuterons par rapport au Gothlandien. M. FAURA Y SANS (1913, p. 131) donne une liste de fossiles, recueillis à l'Est de Seo près de l'Hermitage de San Pedro, qui se trouvent dans les collections du Séminaire de Barcelone. Il signale :

Cyathocrinus pinnatus ? GOLDF.

Tentaculites n. sp.

Atrypa reticularis LINN.

Orthis cf. *Beaumonti* DE VERN.

Favosites sp.

et range la faune dans le Coblencien.

Grâce à l'amabilité du directeur de ces collections, M. BATALIER, il nous a été permis d'étudier ces échantillons. Ce sont des moules dans une grauwacke gréseuse, conforme aux couches fossilifères du Caradoc, décrites par M. SCHMIDT (probablement du même endroit) et aux nôtres du gîte n° I. Nous y avons reconnu :

Platystrophia biforata SCHLOTH.

Dalmanella cf. testudinaria DALMAN.
Tentaculites sp.,

fossiles communs dans le Caradoc.

GOTHLANDIEN

On rencontre le Gothlandien affleurant près de C. S. Romá, entre Martinet et Montellá, au pied de la Sierra de Cadi, entre Bestanis et Querforadat et au Sud de Ansovell et de Vilanova; puis le long de la Sègre entre Bar et Toloriu et près de Arseguel. Le torrent de Pedra et de l'Ingle en entame de petits lambeaux.

Cette formation est composée notamment d'ardoises et de schistes carburés. Vers le bas les ardoises sont grossières, noir-verdâtre, se cassant en grandes plaquettes, souvent couvertes de mica et alternant avec de petits lits quartzeux. Vers le haut les ardoises passent à des schistes plus fins, se cassant en plaquettes minces ou même foliacées, plissotées, plus carburées, noircissant les mains. Ils contiennent de petites concrétions de pyrite, souvent limonitisées, qui parfois peuvent s'accroître en de vraies boules, comme nous en avons trouvées près de Ansovell. Ça et là les schistes sont blanchis, par suite du métamorphisme dans l'auréole de contact du granite, mais plus fréquemment à d'autres endroits sous l'action des eaux infiltrantes.

Dans les schistes carburés sont intercalés vers la base des grès schisteux, grisâtres, à bandes d'infiltration ferrugineuse, situées le long des fissures. Parfois des roches pareilles se trouvent également dans les couches supérieures de l'Ordovicien.

Beaucoup plus fréquents sont les quartzites, intercalés dans les schistes, en bancs d'une épaisseur de 1-20 m., formant des rochers dans le terrain. A la surface de cassure fraîche ce sont des quartzites gris-vert, très clairs et luisants ou bien noirs et charbonneux, rappelant les grès houillers. A quelques lieux, par exemple dans l'éperon rocheux, sur lequel est construit le village de Bar, les quartzites passent à de vrais conglomérats clairs, à éléments roulés de quartz éruptif, de quartzites et de schistes, joints par un ciment schisteux.

Généralement au-dessus du banc de quartzite supérieur, parfois également entre les bancs supérieurs, on trouve des graptolites, conservés dans les schistes charbonneux comme empreintes, recouvertes de pyrite ou d'une pâte blanche de gypse (?) (Estana, Querforadat); ou bien conservés en relief dans les schistes blanchis (Toloriu). Ce niveau contient aux endroits suivants :

| | ZONE (selon ELLES et WOOD, 1901-18.) |
|--|---|
| I. Sentier de Martinet à Montellà près de ce dernier village : | |
| <i>Climacograptus scalaris</i> HIS..... | 14-22 |
| DALLONI (1930, p. 63), y signale : | |
| <i>Climacograptus Törnquisti</i> EL. et W..... | 18-20 |
| <i>Glyptograptus tamariscus</i> NICH. var. <i>incertus</i> .. | 20-21 |
| II. Chemin de Pont de Bar à Bar : | |
| <i>Climacograptus</i> sp. | |
| <i>Glyptograptus</i> cf. <i>tamariscus</i> NICH. | |
| <i>Petalograptus palmeus</i> BARR..... | 19-22 |
| III. Chemin de C. Arenys à Bar, N. de Bar : | |
| <i>Desmograptus</i> sp. | |
| <i>Climacograptus scalaris</i> HIS..... | 14-22 |
| <i>Glyptograptus serratus</i> EL. et W..... | 19-21 |
| IV. Route de Pont de Bar à Toloriu, côte 1175 : | |
| <i>Climacograptus Törnquisti</i> EL. et W..... | 18-20 |
| <i>Glyptograptus tamariscus</i> NICH., var. <i>incertus</i> .. | 20-21 |
| <i>Petalograptus palmeus</i> , var. <i>latus</i> BARR..... | 19-20 |
| <i>Monograptus gregarius</i> LAPW..... | 18-20 |
| — <i>triangulatus</i> HARKN..... | 19 |
| — <i>communis</i> LAPW..... | 19-20 |
| — cf. <i>convolutus</i> HIS. | |
| <i>Rastrites longispinus</i> PERNER..... | 19-20 |
| V. Même route, côte 1200 : | |
| <i>Climacograptus scalaris</i> HIS..... | 14-22 |
| — <i>Törnquisti</i> EL. et W. | |
| <i>Petalograptus palmeus</i> s. s. BARR..... | 19-21 |
| <i>Gladiograptus perlatus</i> NICH..... | 19-21 |
| <i>Monograptus Barrandei</i> LAPW..... | 22-23 |
| — <i>decipiens</i> TQT..... | 19-21 |
| — <i>jaculum</i> LAPW..... | 19-21 |
| — <i>leptotheca</i> LAPW..... | 19-21 |
| — <i>Sedgwicki</i> PORTLOCK..... | 20-21 |
| — <i>urceolus</i> RICHTER..... | 20 |

| | |
|---|-------|
| <i>Rastrites hybridus</i> LAPW..... | 20-21 |
| — <i>longispinus</i> PERNER..... | 19-20 |
| VI. S. de Pont de Bar, côte 1200 : | |
| <i>Climacograptus scalaris</i> s. s. HIS..... | 19-22 |
| <i>Monograptus limatulus</i> TQT., var. <i>cygneus</i> | 19-21 |
| — <i>decipiens</i> TQT..... | 19-21 |
| — <i>lobiferus</i> MC COY..... | 19-21 |
| — <i>convolutus</i> HIS..... | 20 |
| VII. E. de Arseguel, côte 1300 : | |
| <i>Climacograptus</i> sp. | |
| VIII. Au pied du Puig de Montellà, NE. de C. Encas, côte 1580 : | |
| <i>Climacograptus Törnquisti</i> EL. et W. | |
| <i>Orthograptus mutabilis</i> EL. et W..... | 16-17 |
| <i>Glyptograptus tamariscus</i> NICH., var. <i>incertus</i> . | |
| <i>Petalograptus palmeus</i> , var. <i>latus</i> BARR..... | 19-20 |
| <i>Monograptus gregarius</i> LAPW. | |
| — <i>incommodus</i> TQT..... | 18-19 |
| — <i>revolutus</i> KURCK..... | 18-19 |
| — <i>Sandersoni</i> LAPW..... | 18-19 |
| — <i>triangulatus</i> HARKN. | |
| — <i>triangulatus</i> HARKN., var. <i>major</i> .. | 19 |
| IX. Crête du Serrat Mosbé, NO. de Estana : | |
| <i>Climacograptus</i> sp. | |
| <i>Petalograptus palmeus</i> BARR. | |
| — <i>palmeus</i> var. <i>latus</i> . | |
| — <i>palmeus</i> var. <i>ovato-elongatus</i> | 19-22 |
| <i>Monograptus gregarius</i> LAPW. | |
| <i>Rastrites hybridus</i> LAPW. | |
| X. Chemin de Estana à Querforadat, Estana S. 60° O., côte 1425 : | |
| <i>Climacograptus rectangularis</i> MC. COY..... | 16-19 |
| — <i>scalaris</i> HIS. | |
| — <i>Törnquisti</i> EL. et W. | |
| <i>Glyptograptus tamariscus</i> NICH., var. <i>incertus</i> . | |
| <i>Orthograptus bellulus</i> TQT..... | 19-21 |
| <i>Monograptus argutus</i> LAPW..... | 19-20 |
| — <i>communis</i> LAPW. | |
| — <i>convolutus</i> HIS. | |
| — <i>cyphus</i> LAPW..... | 18 |
| — <i>fimbriatus</i> NICH..... | 19 |
| — <i>gregarius</i> LAPW. | |
| — <i>incommodus</i> TQT. | |
| — <i>lobiferus</i> MC. COY..... | 19-21 |
| — ? <i>regularis</i> TQT. | |
| <i>Rastrites longispinus</i> PERNER..... | 19-20 |

XI. Entre IX et X au dessus de la même barre de quartzite :

Climacograptus scalaris HIS.

Monograptus communis LAPW.

XII. Près de Casa Garraba :

Climacograptus medius TQT.

— *rectangularis* MC. COY.

— *cf. Törnquisti* EL. et W.

XIII. Chemin de Querforadat à Estana, un peu à l'Est du passage du ruisseau :

Climacograptus scalaris HIS., var. *normalis*.... 15-19

— *Törnquisti* EL. et W.

Mesograptus modestus LAPW..... 16-18

Monograptus argutus LAPW.

— *convolutus* HIS.

— *fimbriatus* NICH.

— *gregarius* LAPW.

— voisin d'*incommodus* TQT.

— *triangulatus* HARKN.

Rastrites longispinus PERNER.

— *perigrinus* BARR.

XIV. Le long du chemin SE. de Querforadat :

Climacograptus medius TQT.

— *innotatus* NICH..... 15-19

Monograptus cyphus LAPW.

— *incommodus* TQT.

— *Sandersoni* LAPW.

XV. Dans les schistes affleurant au milieu des tuffeaux, SO. de Querforadat :

Climacograptus medius TQT.

— *Törnquisti* EL. et W.

Glyptograptus tamariscus NICH., var. *incertus*.

Mesograptus magnus..... 19-20

Petalograptus palmeus, var. *latus* BARR.

Monograptus communis LAPW.

— *crenularis* LAPW..... 20

— *fimbriatus* NICH.

— *gregarius* LAPW.

— *lobiferus* MC. COY.

— *regularis* TQT..... 19-22

— *revolutus* KURCK., var. *austerus*.. 18-19

— *triangulatus* HARKN.

Rastrites longispinus PERNER.

XVI. Entre Ansovell et Boscal :

Climacograptus sp.

Diplograptus sp.

On voit ainsi que le Llandovery, comprenant les zones 16-22 selon ELLES et WOOD, est un niveau fossilifère très constant dans cette région. D'autre part, il est surprenant que les listes de la même localité contiennent parfois (X, XV) des graptolites de différentes zones, quoique tous les fossiles proviennent d'une petite surface de roche affleurante. Il nous paraît donc impossible que les formes se soient mêlées par éboulement. En admettant que la classification stratigraphique détaillée de LAPWORTH, ELLES et WOOD se maintient en Espagne on doit supposer que sous l'action de la poussée les schistes mobiles ont glissé sur les bancs de quartzite et se sont mêlés. Puis on voit dans la même bande gothlandienne affleurer deux fois la même zone fossilifère. Voyez par exemple la zone supérieure des gîtes IX, X, XI; l'autre XII, XIII. La série y est donc dédoublée.

Au dessus du niveau de Llandovery — la carte indique les distances — on voit des calcaires s'intercaler dans les schistes noirs. La transition peut se passer graduellement, comme au dessus de Bar où tous les passages de schistes à nodules calcaires en bancs de calcaires amygdaloïdes entrelacés de schiste noir sont présents. Là, ces bancs sont très pliables par suite de l'alternance avec les schistes et forment beaucoup d'ondulations. Mais généralement la transition est brusque et les schistes carburés sont surmontés de calcaires bleus, assez cristallins, en banc épais ou en dalles, alternant généralement avec des schistes noirs. Tous ces calcaires contiennent des orthocères et des crinoïdes (S. de Bar et de Tolriu, E. de Arseguel, E. et SO. de Vilanova); parfois les orthocères abondent dans des boules de calcaire schisteux noir interposés dans les bancs compacts; *Cardiola interrupta* Sow., leur est associé dans ces calcaires à 2.000 m. NO. de Vilanova et sur les pentes du Puig Montellà. Les autres fossiles, des brachiopodes et des lamellibranches ne sont pas déterminables.

Généralement, il ne nous était pas possible de tracer une limite exacte entre les calcaires à orthocères et à *Cardiola interrupta* du Gothlandien et les calcaires du Dévonien, faute d'indications paléontologiques suffisantes. Nous l'avons pu seulement au S. de Bar, là où les calcaires gothlandiens étaient très noduleux, contrastant avec le Dévonien, ou au S. de C. S. Romá, où les calcaires gothlandiens alternent avec des schistes carburés, contrastant avec le Dévonien cristallin et dolomitique compact; là une limite était

motivée. Mais, par exemple, SO. de Pont de Bar, au S. de Arseguel et au N. de Ansovell, la série des calcaires bleus à crinoïdes est tout à fait continue. Seulement les orthocères manquent dans les couches supérieures. Le niveau de schistes carburés à faune de Ludlow, comme SCHMIDT l'a constaté près de Torres, n'y était pas présent. C'est pourquoi nous avons préféré figurer ensemble sur la carte le Gothlandien calcaire et le Dévonien.

Par suite de la grande plasticité des schistes carburés, l'épaisseur du Gothlandien dans cette région, pliée intensivement, est très variable. Par pression tectonique la formation est parfois fortement amincie ou même a complètement disparu, comme à C. Hostalnou et à l'Est de Villech; d'autres fois, au contraire, elle est sensiblement renflée, comme à l'Est de Toloriu ou près de Casa Garraba. Du sommet de l'Ordovicien jusqu'aux calcaires compacts l'épaisseur normale varie de 150 à 300 m. Nous avons mesuré au S. de Ansovell ± 180 m., près de Arseguel au moins 150 m., au S. de Vilanova de 325 à 150 m. Pour les raisons mentionnées plus haut nous ne donnons pas une évaluation de l'épaisseur des calcaires gothlandiens.

Partout où les schistes carburés affleurent sur une assez grande extension, au milieu de calcaires surmontants, ils forment des dépressions dans le terrain. Voyez par exemple la bande de C. S. Romá. La résistance à la dénudation des quartzites du Llandovery et des grauwackes de l'Ordovicien est à peu près la même, de sorte que, dans le paysage, le Gothlandien ne se détache pas sur les roches siluriennes inférieures. Les quartzites, nous l'avons remarqué déjà, forment des éperons et des rebords dans le paysage, ce qui est bien visible dans les environs de Bar et entre Estana et C. Garraba.

Signalons enfin que la limite entre les schistes et les calcaires gothlandiens forme un niveau de sources bien constant. Par conséquent, beaucoup de villages ont été construits près de cette limite, comme Montellá, Estana, Bar, Toloriu, Arseguel, Ansovell et Vilanova.

En comparant la carte de M. ROGGEVEEN avec la nôtre pour la région étudiée par l'un et l'autre, on remarquera que nous avons donné une place plus grande au Gothlandien. La différence résulte de l'interprétation de la limite inférieure que nous avons tracée au dessus du niveau de schistes calcaires à cystidés et à *Orthis*

Actoniae, tandis que notre collègue admet que les quartzites au dessous de la zone à graptolites du Llandovery forment la limite. (Voyez p. 10 où il discute l'âge des schistes noirs de la vallée de Musa). Bien que la série située entre le niveau à *Orthis* et la zone à graptolites soit généralement stérile en fossiles et que le long de la Sègre les schistes et ardoises intercalant les quartzites soient beaucoup plus grossiers et moins charbonneux que les schistes carburés typiques, les faits suivants soutiennent notre opinion.

1. Dans les endroits des Pyrénées où l'on signale le niveau à *Orthis Actoniae*, comme, par exemple, dans les Corbières ou dans le synclinal de Mérens, il est surmonté de schistes noirs du Gothlandien.

2. L'aspect pétrographique des schistes noirâtres, au dessus du niveau à *Orthis*, ressemble beaucoup plus aux schistes à graptolites qu'aux grauwackes schisteux du Caradoc. Vers le Sud la différence entre les schistes divers du Gothlandien est encore moindre.

3. A quelques endroits, au gîte IV près de Bar par exemple, des quartzites sont intercalés dans les schistes à graptolites du Gothlandien.

4. On peut faire une distinction assez marquée entre les quartzites et les grauwackes quartzieuses du Caradoc. Ces dernières sont ternes, vert-grisâtre ou violacées, homogènes et passent graduellement à des schistes grossiers. Par suite de la fissilité leur stratification n'est pas toujours bien visible. Les quartzites gothlandiens par contre sont d'un éclat graisseux, d'une couleur claire ou vert-luisant ou bien noire. La démarcation entre les lits de quartzites et les schistes adjacents est, en général, assez nette, de sorte que la stratification est toujours bien claire.

Près de Montellá et Arseguel le Gothlandien est très riche en quartzite en comparaison avec les schistes noirs, de sorte qu'il ne ressemble plus au Gothlandien typique. Mais l'aspect pétrographique et l'absence de fossiles de l'Ordovicien donne des indications pour leur âge exact.

Quoique M. MENGEL (Camp. 1912) décrive des barres de quartzites en ressaut entre les schistes carburés, il ne les mentionne pas sur la feuille de L'Hospitalet. Et, à en juger par la carte, il a tracé la limite entre l'Ordovicien et le Gothlandien au-dessus du niveau de quartzites. C'est pourquoi à C. S. Martin, à Montellá,

au col entre le Turo del Ballé et le Puig de Montellá, O. de C. Arenys et E. de Arseguel il marque le Silurien inférieur, où affleure le Llandovery.

Les gîtes à graptolites de Estana sont connus depuis longtemps. ROUSSEL (1904, p. 17) signale au-dessus de la zone du Llandovery à *Rastrites Linnei* BARR. dans des schistes carburés avec sphéroïdes de calcaire un grand nombre d'espèces, déterminées par M. BARROIS.

Il a reconnu les formes suivantes, rangées suivant les classifications modernes :

Ludlow :

Monograptus Roemeri BARR.

Wenlock :

Monograptus priodon BRONN.

— *Riccartonensis* LAPW.

— *Vomerinus* NICH.

Retiolites Geinitzianus BARR.

Tarranon :

Monograptus Barrandei SUESS.

— *Becki* BARR.

— *crispus* LAPW.

— *Halli* BARR.

— *proteus* BARR.

— *runcinatus* LAPW.

Cyrtograptus Grayi LAPW.

Llandovery :

Monograptus convolutus LAPW.

Retiolites perlatus NICH.

Malgré des recherches patientes nous n'avons pas retrouvé à Estana les étages supérieurs.

DALLONI a fourni des indications stratigraphiques importantes. Le premier (1913, p. 245) il a reconnu la présence des quatre étages du Gothlandien dans la région des Nogueras et de la Sègre (1). Puis (1930, pp. 62-65) il a mentionné le Llandovery à graptolites entre Ortedo et Ansovell et entre Martinet et Montellá. Ensuite il donne une longue liste de graptolites provenant du voisinage de Estana et du pied du Puig de Montellá (notre gîte VIII et X) caractérisant presque tous le Llandovery et correspondant

(1) Par erreur, M. SCHMIDT (1931, p. 36) cite sous ce rapport MENGEL (1910).

avec nos résultats. Des mêmes endroits, indiquant le Tarranon et le ?Wenlock, il signale :

Monograptus Becki BARR.
 — *Marri* PERN.
 — *priodon* BRONN.

Au Nord de la Sègre, près de Talitendre, il a trouvé des schistes noirs à grosses boules de pyrite avec

Monograptus vomerinus NICH.
 — *priodon* BRONN.
 — *basilicus* LAPW.

caractérisant le Wenlock. Au dessus de cet étage, le Gothlandien calcaire est fossilifère, ainsi qu'à Isoboi, contenant des orthocères, *Cardiola interrupta* Sow., et d'autres lamellibranches et des brachiopodes. Selon lui, ces calcaires à orthocères appartiennent encore au Wenlock, étant associés à d'autres endroits à *Monograptus priodon*. M. SCHMIDT (1931) les a placés dans le Ludlow inférieur, à cause d'une faune à trilobites, recueillie près de Montardit dans la vallée de la Pallaresa. Le Ludlow supérieur, il l'a connu dans le profil de la Sègre près de Torres contenant :

Orthoceras dorulites BARR.
 — *subannulare* MSTR.
Avicula impatiens BARR.

DÉVONIEN

Le Dévonien, formation la plus étendue du terrain paléozoïque, est constitué exclusivement de calcaires et de calcschistes. Les bancs compacts alternent avec des bandes et de minces lits schisteux, ce qui entraîne une grande pliabilité. Le contact avec les autres formations suit souvent des dislocations et les calcaires sont pauvres en fossiles caractéristiques déterminables. Pour cette raison, il est assez difficile de faire une subdivision stratigraphique fondée du Dévonien de cette région; c'est pourquoi nous nous bornons à énumérer les niveaux principaux de bas en haut.

Les calcaires à orthocères gothlandiens sont surmontés de calcaires pareils, bleus, en bancs épais ou en dalles alternant généralement avec des schistes noirs. Ils sont souvent riches en crinoïdes.

MM. BERTRAND et MENGEL ont placé de pareils calcaires, sur la feuille de Prades, dans le Gédinnien et M. SCHMIDT (1931, p. 40) y a rencontré près de la borne kilométrique 139 de la route de la Sègre une faune ?gédiniennne à *Phacops cf. fecundus* BARR. et *Thylacocrinus vanniosti* OEHL. Ces calcaires constituent la Serra de Badrans, la roche entre Arseguel et C. Vinyolas et celle qui longe le chemin de Toloriu vers l'Ouest. Le torrent de Pi E. de la Batosa est entamé dans cet étage, développé essentiellement de calcschistes et calcaires gris-noir avec tiges d'encrines et traces de trilobites. A cet étage se rapportent probablement les fossiles trouvés par M. ROGGEVEEN à Pont-de-Bar (mentionnés dans sa thèse, p. 16) dans des calcaires schisteux fossilifères, surmontés de quelques bancs de calcaire compact et au dessus des schistes carburés.

Nous avons reconnu dans sa collection les formes suivantes :

Phacops fecundus BARR.

Capulus sp.

Ambocœlia sp.

Sur les pentes du Pla de Torres vers C. Vinyolas, les calcaires bleus s'enfoncent en anticlinaux aigus sous des calcschistes versicolores. Ceux-ci affleurent en outre abondamment le long du chemin de Bar à Barguja où le ravin est creusé presque entièrement dans ce niveau. Dans le ravin du torrent de Bestanis nous avons rencontré des calcschistes versicolores, généralement rouges, roses ou verts, passant à des calcaires amygdaloïdes fins, gris-bleu ou roses, avec une trame schisteuse bien développée et vivement colorée. On y voit également des calcaires gris-jaune schisteux, passant à des calcschistes, contenant par places des tiges d'encrines. M. DALLONI (1930, p. 84) mentionne dans des schistes pareils une faune eifélienne à *Anarcestes*, trouvée sur le chemin de la Sègre à Ansovell.

La partie supérieure du Dévonien comprend des calcaires gris-bleu surmontés de griottes. Ces calcaires sont tachetés, souvent entrelacés par une trame schisteuse mince, généralement bien lités en bancs séparés par de petits lits schisteux. Les fossiles

qu'on y rencontre sont des polypiers silicifiés. M. DALLONI en a trouvé quelques-uns déterminables à la butte de Valltarga (p. 86) :

Alveolites, *Favosites polymorpha*, var. *ramosa* GOLDF.

Favosites Goldfussi EDW. et H., *Stromatopora concentrica* GOLDF.

Entre Beixach, Vima et Barguja ces calcaires bleus forment la partie supérieure de l'étage dévonien, mais vers l'Est ils sont surmontés de griottes typiques rouges. Ces griottes sont fort bien développées le long de la Sègre, O. de l'embouchure du torrent de Bestanis, et à maints endroits le long des synclinaux carbonifères au Sud de la plaine de la Cerdagne. C'est une bande de calcaires entrelacés et amygdaloïdes dans lesquels chaque nodule peut renfermer une goniatite. On peut distinguer deux types : l'un de couleur rouge, l'autre ayant la trame et la périphérie de chaque amygdale colorée en vert, le noyau en rouge. Le centre des coquilles étant généralement rempli de calcite, les goniatites se détachent en blanc sur un fond rouge. Le schiste de la trame est souvent ferrugineux ou contient des oxydes de manganèse. La bande comprend 10-20 m. d'épaisseur. En général les calcaires sont trop compacts et les coquilles trop récrystallisées pour en dégager des formes déterminables. Là, seulement où la roche est désagrégée en calcaire grumuleux on peut en extraire facilement les goniatites, comme dans le ravin du torrent de Pedra, où nous avons récolté beaucoup de petits exemplaires de *Cheiloceras* et de *Dimeroceras*, caractérisant le Famennien inférieur (détermination par M. DÉLÉPINE).

Là, où la série est complète, les griottes rouges sont surmontées d'une série peu puissante de calcaires à céphalopodes bleus ou tachetés de rose, bien compacts, griotteux, à trame très mince, montrant sur les couches d'innombrables coupes de goniatites et de clyménies, parfois d'une grandeur considérable. 500 m. E. de C. Cabiscot, nous en avons trouvé d'un diamètre de 18 cm., mais trop empâtés pour les déterminer.

M. SCHMIDT (1931, p. 52) signale dans cet étage près de Isobol *Gonioclymenia speciosa* Mstr. et d'autres clyménies du Famennien.

La première indication que le fond de la mer s'est soulevé à la fin du Dévonien nous est fournie par la récrystallisation et la dolomitisation des calcaires supérieurs du Dévonien. C'est seulement à une profondeur ne dépassant pas 50 mètres ou après

l'élévation au-dessus du niveau de la mer que la dolomitisation de calcaire peut avoir lieu. Nous avons trouvé ces dolomies et calcaires cristallins à divers endroits où les schistes et les conglomérats du Dinantien se superposent directement au Dévonien, savoir : le long du flanc nord-ouest du synclinal carbonifère entre C. Cabiscol par Beixach à C. Vima, au Nord de C. Barguja et dans le ruisseau de Néfols. Egalement un peu plus profondément dans la série dévonienne le long du sentier descendant de Beixach dans la vallée de Quer et sur la crête du Serrat de la Mata E. de Bar. D'un lieu à un autre changent la composition et la texture de ces calcaires dolomitiques dont nous allons décrire les trois types principaux.

Type 1 provenant du cours inférieur du ruisseau E. du Serrat de la Matesa. — Dolomie bleu foncé, de texture saccharoïde et granuleuse, composée de rhomboèdres de dolomie claire, par places joints par un ciment ferrugineux. Comme élément accessoire : de la pyrite idiomorphe.

Type 2 provenant de la route de Bar à C. Barguja. — Calcaire jaune, un peu schisteux. Malgré la porosité et la structure spathique, celui-ci n'est pas dolomitique. Il est fissuré par un réseau de veines, remplies de quartz clair et de calcite grossier, d'un brun foncé par suite d'inclusions de limonite, concentrée suivant les plans du rhomboèdre.

Type 3 provenant du ruisseau de Néfols. — Brèche dolomitique, ressemblant au type précédant, mais plus dolomitique et bréchoïde, composée de fragments anguleux, de quelques centimètres de diamètre, jointes par un ciment bréchoïde et ferrugineux.

Ces calcaires spathiques et dolomitiques sont d'une épaisseur faible et bien variable, mesurant entre Bar et C. Barguja de 3-10 m. Parfois ils ne forment plus de couches continues, plutôt des poches dans le calcaire dévonien normal.

Une extension importante est prise par les dolomies et les calcaires cristallins du Dévonien près de la Sierra de Cadi. Ils sont contournés au Nord par la ligne suivant l'anticlinal de C. S. Romá, S. de la Batosa, passant par le sommet N. de Roca Foradada et se poursuivant dans la même direction jusqu'aux porphyres de Cadi; à partir de cette ligne vers le Sud tout le Dévonien prend un aspect cristallin et dolomitique de plus en plus intense. On y rencontre les mêmes types qu'à la limite du Dévonien et du Carbonifère, mentionné plus haut, spécialement les calcaires et do-

lomies jaunes, veinés de limonite (type 2 et 3). Au Sud, contre les porphyres, les roches sont des dolomies cristallines, saccharoïdes, claires ou roussâtres, qui se composent de cristaux de dolomie hypidiomorphe ou granuleux, veinés de calcite et de quartz clairs. Les calcschistes y prennent un aspect marbré à veines colorées.

Les grès calcaires et les conglomérats quartzeux trouvés près du contact avec les porphyres E. et O. de C. Frare seront probablement des roches formées par la dislocation à ces endroits.

Les calcaires du Dévonien provoquent les ravins et les crêtes les plus élevées du terrain paléozoïque. Leur point culminant, le Puig de Montellá (2.089 m.), est situé dans la zone de la dolomitisation.

CARBONIFÈRE

A la transition du Dévonien au Dinantien les assises marines passent à une formation où prédomine le faciès continental avec schistes, grès et poudingues à empreintes de plantes. Les couches de passage consistent en lydiennes et radiolarites noirs, parfois de couleur cendrée, bien lités. Les nodules phosphatés qu'on trouve à plusieurs endroits dans les Pyrénées y font généralement défaut. Il s'y intercale par places des lits ou rognons de calcaires bleus, compacts, contenant de grosses tiges d'encrines.

Ces couches à lydiennes et calcaires manquent en général à l'Ouest du ruisseau de Bestanis, où les schistes et conglomérats se superposent directement au Dévonien. Nous n'en avons remarqué que quelques traces près de C. Cabiscot, tandis que vers l'Est leur présence est accidentelle et leur épaisseur change brusquement. Nous en donnerons quelques exemples :

Les lydiennes manquent dans le ruisseau de Néfols et au flanc Ouest du synclinal carbonifère et sont bien développées au sentier Est du ruisseau et à divers points le long de l'autre flanc. Elles manquent également Nord et Est du massif dévonien du Rio Ingle et sont présentes dans le coin nord-est et au Sud de la côte 1733 du Manradas de Bor. Elles ne dépassent pas un mètre et font par places défaut au flanc SO. du synclinal S. de Nas,

mais sont bien développées le long du sentier de Cortariu à la Batosa. Entre côte 1360 et 1380 la succession est la suivante :

- Conglomérats.
- 8,— m. Lydiennes à nodules phosphatées.
- 7,— m. Calcaire dévonien en anticlinal.
- 7,50 m. Alternance de lits de schistes et de lydiennes.
- 12,— m. *Idem*; les lydiennes s'amoindrissent.
- 4,— m. Calcaire bleu et lydiennes alternants. Les lydiennes contiennent des radiolaires assez bien marqués.
- Conglomérats et schistes à galets.

Au Montgras, où nous avons mesuré des épaisseurs de lydiennes de 10 m., ce niveau n'est pas du tout constant.

Les minces bancs de calcaires qui s'intercalent entre les lydiennes noires sont encore visibles dans le torrent de Pedra, au flanc est du synclinal de Manradas de Bor entre côte 1450 et 1550 et au Sud de la côte 1733 du Manradas de Bor.

Sur le niveau des lydiennes ou bien au milieu des schistes et des conglomérats superposés s'interposent des lambeaux de calcaire bleu compact, un peu griotteux et tacheté, à faune du Viséen. Dans les bancs calcaires au sentier de Bor à Manradas de Bor, côte 1325, nous avons trouvé *Goniatites striatus* Sow., du Viséen supérieur (dét. M. DÉLÉPINE). Ces bancs ne se continuent pas, ils n'ont pas non plus toujours une forme lenticulaire, mais diminuent assez brusquement, comme coupés par l'érosion, ce qui se manifeste très bien dans le lambeau de calcaire S. de Pedra (voir fig. 1). Par contre, le calcaire dinantien du Manradas de Bor, S. de la côte 1733, commence en forme de coin, se renfle très vite, en intercalant des couches de lydiennes et en formant des replis secondaires et s'infléchit sous le Dévonien du torrent de l'Ingle. La colline de la Gallisa, monticule E. de Bellver, se relevant au milieu des formations tertiaires et quaternaires, montre au-dessus du calcaire bleu du Dévonien, un petit lit de lydienne, ensuite 100 m. de schistes et de conglomérats surmontés de calcaires bleus avec de grandes tiges d'encrines, entrelacés de phtanites et lydiennes. Ces calcaires dinantiens s'enfoncent sous les assises plus récentes.

La ville de Bellver même est construite sur un mamelon de calcaires carbonifères, affleurant au milieu de schistes du Culm. La carrière au-dessous de cette petite ville et au bord de la Sègre montre des calcaires d'un bleu foncé, affectés de nombreux petits

plis secondaires et surmontés de calcaires en bancs minces, alternant avec des lydiennes et des schistes siliceux d'environ 15 m. d'épaisseur. Viennent en dessus les schistes grossiers du Culm.

Abstraction faite des lydiennes et des calcaires qui ne forment qu'une partie accessoire, le Carbonifère est constitué par des schistes, des conglomérats et des grès, passant latéralement l'un à l'autre. Par conséquent, on ne voit que rarement des bancs de conglomérats se continuer.

Les schistes, passant par places à des ardoises en plaques, sont gris vert ou noirs, souvent très micacés avec des « hiéroglyphes » et des empreintes de plantes indéterminables. De la route de Bellvers à Isobol, ROUSSEL (1904, p. 19) signale *Archaeocalamites* et *Dictyodora lybeana* WEISS. Ce n'est probablement pas un reste de plante, mais, selon POTONIE, un phénomène purement mécanique.

Les conglomérats souvent grossiers que nous avons étudiés spécialement entre Beixach et Estana et sur le chemin de Cortariu à la Batosa, contiennent des galets jusqu'à 15 cm. de dimension parmi lesquels : quartz, souvent éruptif et clair, — quartzites, — lydiennes, parfois des radiolarites, — granite à biotite, très altéré, à textures cataclastique, plus fin que le granite du massif de Lles-Aristot, qui, ayant modifié le Carbonifère en Andorre, est plus récent, — aplite, p. ex. aplite cataclastique à quartz, orthose, albite et biotite, — porphyre quartzifère à phénocristes de quartz, de feldspath et de pyrite dans une pâte siliceuse, — gneiss.

MM. BERTRAND et MENGEL (feuille de Prades) et DALLONI (1930, p. 101) y ajoutent des galets de calcaire dévonien.

Le ciment des conglomérats est schisteux. Par suite du développement de ce ciment, les conglomérats passent à des schistes à galets.

Les grès, moins fréquents que les schistes et les conglomérats, sont souvent micacés, noirs et gris, passant à du quartzite conglomératique versicolore.

Le Carbonifère provoque des pentes douces contrastant avec les rochers et avec les pentes abruptes du Dévonien.

Les irrégularités se manifestant à la transition du Dévonien au Carbonifère s'expliquent le mieux en acceptant une élévation et une érosion assez forte à cette époque. Les faits suivants s'y accordent :

1. Les conglomérats du Carbonifère sont très riches en lydiennes, parmi lesquelles des radiolarites, provenant des couches sous-jacentes.

2. La couche à lydiennes est très inconstante d'un lieu à un autre et manque souvent.

3. Les griottes rouges du Famennien inférieur sont couvertes à différents endroits directement par le Carbonifère; par exemple dans l'anticlinal dévonien aigu au Sud de Nas et dans le torrent de Pedra. Tout de même il est difficile de discerner la discordance stratigraphique de la discordance mécanique.

4. La dolomitisation du Dévonien du Puig de Montellá et des montagnes environnantes est analogue à celle, trouvée ailleurs au contact du Dévonien et du Carbonifère. Probablement elle a eu lieu à la même époque et évoque une élévation assez importante.

5. La forme des lambeaux de calcaire du Viséen, situés à la base ou au milieu des schistes de Culm se fait comprendre, quand ils sont considérés comme des restes d'érosion.

6. La petite distance verticale entre les calcaires du Viséen et du Dévonien indique une interruption de la sédimentation, donc une élévation assez importante.

ROCHES ERUPTIVES PERMIENNES

En comparant notre carte avec celle de M. MENGEL, la différence des contours des porphyres saute aux yeux. Suivant la dernière ces roches forment des dykes et des épanchements irréguliers dans le terrain paléozoïque. En réalité, il existe une nappe régulière d'épanchement et de déjection, interstratifiée entre le Stéphanien et le Permotrias bigarré. Au Sud de Seo, nous avons étudié le profil des porphyres dans le ruisseau de Bastida de Ortons où la position interstratifiée est nettement visible, ainsi que l'a décrit M. SCHMIDT (1931, p. 10). Au dessus des schistes siluriens il affleure en discordance les schistes charbonneux du Stéphanien surmontés de brèches de tufs porphyritiques et de porphyrites. Vers le haut de la série les tufs passent sans limite

bien marquée aux grès rouges du Permien; les bancs gris de matériaux volcaniques y alternent avec les bancs rouges du grès permien.

Vers l'Est le Stéphanien s'amincit et ne se montre qu'en de petites lentilles charbonneuses comme par exemple S. de Barceloneta. Ainsi la série du Cadi y débute en général par les roches éruptives. Cependant, sa superposition normale au terrain paléozoïque n'est que rarement visible. Nous connaissons un affleurement du conglomérat de base 400 m. O. de Bestanis.

L'âge de la nappe porphyrique est donc compris entre le Stéphanien et le Permotrias et serait donc le même que celui des éruptions analogues en Thuringe et dans le Morvan (MICHEL-LÉVY, 1879). Parfois les épanchements descendent en partie plus bas, car M. SCHMIDT indique des éléments mélaphyriques dans les conglomérats stéphanien.

En dehors de la nappe continue, le terrain paléozoïque est criblé de filons éruptifs de quelques mètres d'épaisseur, formant les voies d'accès des épanchements. Parfois ce sont de vrais filons-couches, comme celui qui suit la crête du Serrat Mosbé et S. de Néfols; généralement cependant les filons traversent les lits du terrain encaissant. Nulle part, nous n'avons trouvé des phénomènes de contact dans la roche encaissante. Puis on rencontre des affleurements porphyriques isolés d'un diamètre beaucoup plus grand, dont il n'est pas toujours possible de décider si ce sont des replis synclinaux ou des intrusions.

Nous avons étudié quelques échantillons de la roche éruptive et des tufs, coupés en lames minces, dont nous donnons ici la liste suivant les localités (tableau ci-joint). Il en résulte que l'acidité des épanchements va en diminuant vers l'Ouest, en montant vers l'Est.

Description microscopique

PORPHYRITES ET PORPHYRES.

Porphyrites quartzeuses — Première consolidation : Quartz, plagioclase, orthoclase ?, biotite, amphibole ?, pyroxène ?, apatite, magnétite, zircon. — Seconde consolidation : Pâte, généralement holo-cristalline, composée de feldspath, de quartz, de mica et de minéraux chloritisés.

PORPHYRITES QUARTZEUSES.

A BIOTITE

A AMPHIBOLE ÉPIGÉNISÉ A PYROXÈNE ÉPIGÉNISÉ

- | | | |
|--|-------------------|--------------|
| (1) Villech. | (8) Casa Garraba. | (3) Villech. |
| (2) Villech. | | |
| (3) Villech. | | |
| (4) A moitié chemin entre Villech et Estana. | | |
| (5) 1.250 m. O. de Bestanis. | | |
| (6) Barguja. | | |
| (7) S. de Néfols. | | |

PORPHYRITES SANS QUARTZ.

A BIOTITE

A AMPHIBOLE ÉPIGÉNISÉ A PYROXÈNE ÉPIGÉNISÉ

- | | | |
|--|--|---------------------------------------|
| (9) 750 m. SSO. de Estana. | (15) Serrat Mosbé, 500 m. NO. de Es- tana. | (11) Entre Barguja et Querforadat. |
| (10) Bestanis. | (16) <i>Idem.</i> | (12) Entre Querf. et C. Pubill. |
| (11) Entre Barguja et Querforadat. | (17) Filon Tte de Pi. | |
| (12) Entre Querfora- dat et Casa Pu- bill. | | |
| (13) <i>Idem.</i> | | |
| (14) S. de La Barcelo- neta. | | |
| (15) Serrat Mosbé, 500 mètres NO. de Estana. | | |

PORPHYR(IT)ES QUARTZEUX SILICIFIÉS.

A BIOTITE

- (18) SE. de Casas del Ingle.
(19) Serrat dels Curtals.

TUFS ET BRÈCHES.

A BIOTITE

- (20) N. de Coll de Pandis.
(21) Villech.
(22) S. de Boscal.
(23) Serrat dels Curtals.

Le quartz a cristallisé en bipyramides, mais les cristaux sont souvent arrondis et creusés à l'intérieur par suite de la corrosion du magma et peuvent avoir perdu tout contour cristallin (échant. 2, 6). En ce cas ils sont parfois entourés d'une bordure microcristalline, se distinguant de la structure de la pâte. Le quartz est clair et peu craquelé et ne montre pas d'extinction onduleuse. Il renferme fréquemment des inclusions liquides rangées en cordons rectilignes.

Le feldspath se présente en prismes idiomorphes, rarement arrondis par la corrosion du magma. En général ce sont des prismes de plagioclase allongés, fortement maclés. La composition va de l'albite à l'andésine; spécialement le premier est très fréquent. Cependant les plagioclases, souvent fortement altérés, peuvent être décalcifiés et transformés en feldspaths plus sodiques. Une structure zonée est parfois très marquée (échant. 3, 4, 12). Dans aucun échantillon nous n'avons pu démontrer la présence indubitable d'un feldspath potassique; il est probable qu'il ne manque pas absolument.

Les phénocristaux feldspathiques sont fortement altérés en aggrégats de séricite, de chlorite, de calcite et de quartz. Parfois l'altération marque la structure zonée, le noyau étant occupé par la chlorite ou la calcite, la périphérie consistant en albite (8).

Biotite. Ce minéral se présente dans presque tous les échantillons en grands cristaux prismatiques de couleur brune ou verte. Il est presque toujours attaqué par la corrosion du magma, qui forme une bordure foncée composée de magnétite, de magnétite titanée et de chlorite. Par suite de l'altération la biotite se décolore puis elle change en des aggrégats de chlorite, d'épidote, parfois de quartz et calcédoine (3) et de calcite. Le magnétite entourant passe en limonite et en leucoxène.

L'amphibole paraît avoir été présent dans l'échantillon (8), mais il s'est complètement épigénisé en chlorite, généralement en pennine positive. Pourtant les phénocristaux ont gardé leur formes idiomorphes parmi lesquelles beaucoup de losanges et d'hexagones; le clivage de l'amphibole cependant n'est plus visible dans la chlorite. Dans les autres échantillons la présence d'amphibole est moins certaine.

Pyroxène. De même des phénocristaux épigénisés de l'échantillon (3) montrent des formes octogonales et quadrangulaires typiques du pyroxène.

Apatite et zircon. L'apatite et (moins) le zircon forment des inclusions idiomorphes dans tous les autres minéraux et dans la pâte. Dans (6) ces minéraux, renfermés dans la biotite, sont entourés d'auréoles polychroïques.

La pâte est holocristalline et se compose essentiellement de feldspath, de quartz, de chlorite, parfois de séricite. Dans une partie des échantillons le feldspath est en petits prismes grenus et non maclés qu'on pourrait rapporter à l'orthose (6, 10, 12, 14). D'autre part on rencontre le feldspath en prismes allongés, maclés de plagioclase, parfois empâtés dans une pâte aphanitique, parfois avec un arrangement de fluidalité plus ou moins reconnaissable (2). Dans un échantillon (8) pauvre en quartz, les cristaux allongés de plagioclase ne présentent aucune loi d'arrangement pendant que la chlorite et un peu de quartz se sont moulés entre les feldspaths. C'est une transition à une structure ophitique.

Porphyrites non quartzeuses. — Les porphyrites micacées non quartzeuses ne diffèrent essentiellement des porphyrites quartzeuses que par l'absence ou la présence accessoire du quartz. Parmi les minéraux de la première consolidation le feldspath est toujours prépondérant. Il va de l'albite à l'andésine mais probablement il est décalcifié. Une structure zonaire et une altération en zones sont très fréquentes (10, 14, 17). La biotite, souvent englobée d'une bordure de corrosion, ne diffère en rien de celle des porphyrites quartzeuses. Dans plusieurs échantillons les phénocristaux, épigénisés en chlorite, montrent des formes de hornblende et d'augite. Également ces formes sont visibles dans les cristaux de la seconde consolidation. L'apatite, la magnétite, souvent titanée, et le zircon forment les éléments accessoires.

La pâte a parfois une structure orthophyrique composée de feldspath grenu ou en prismes raccourcis, de cristaux chloritisés de mica et d'un peu de quartz. Plus souvent le feldspath se montre en lamelles de plagioclase maclé. Les cristaux peuvent se ranger plus ou moins suivant les phénocristaux, ou bien ils ne sont point arrangés régulièrement et causent une structure ophitique. Les minéraux interstitiels sont altérés en chlorite, parfois (16) en épidote. Un peu de quartz ne manque que rarement.

Porphyres (porphyrites ?) quartzeux silicifiés. — A l'Est de la Riudolaina les porphyres, toujours riches en phénocristaux de

quartz, se sont fortement silicifiés, parfois chloritisés et séricitisés. Les phénocristaux de feldspath sont complètement épigénisés en aggrégats de quartz fibreux, en séricite sphérolitique et en chlorite. Il est impossible de révéler la composition originelle de ces cristaux, mais la richesse de la roche en quartz primaire rend probable qu'il y a eu assez de feldspath potassique. La biotite, souvent altérée en épidote ? trouble montre parfois des cristaux peu altérés.

La pâte de ces roches se compose essentiellement de microlithes de quartz, parfois cimentés par la chlorite ou la séricite. Nous y avons reconnu une structure fluidale.

TUFS ET BRÈCHES. — En majeure partie le terrain porphyrique et porphyritique, formant le soubassement de la série du Cadi, ne se compose pas de roches effusives massives; ce sont des tufs et des brèches. Cependant le caractère originel de la matière est masqué par des changements secondaires et le quartz, la chlorite, la calcite se sont développés aux dépens de la matière primitive. En rapport avec l'acidité plus grande des épanchements porphyriques, vers l'Est les tufs et les brèches E. de la Riudolaina se sont fortement silicifiés et chloritisés, formant une roche gris-rose ou verte assez compacte et dure. Vers l'Ouest, où les porphyrites non quartzieuses vont prédominer, la calcite secondaire remplace en partie le quartz et la chlorite et le durcissement a été beaucoup moins intense. Partout des filonnets de formation secondaire de chalcédoine, d'opale et de calcite traversent la formation.

Selon la grosseur des éléments consistants, on peut distinguer les tufs compacts, les tufs à cristaux, les tufs agglomératiques, les brèches et les tuffites.

Tufs compacts. — Dans la région des cols de Tancalaporta et de Pandis on rencontre fréquemment des roches homogènes et dures, finement litées, composées de minces lits de quartz plus ou moins fin. Ce sont des tufs silicifiés (20).

Tufs à cristaux. — Dans quelques cas il est difficile d'établir une distinction exacte entre les tufs à cristaux silicifiés et les roches éruptives ayant subi un changement analogue. La forme en lamelles des premiers et la structure fluidale des seconds augmentent la ressemblance. Le quartz englobé en forme de cristaux

corrodés ou bien en fragments à contours concaves fournit souvent un indice (21).

Tufs agglomératiques. — On rencontre très souvent des agglomérats de petits morceaux de porphyrite cimentés par un ciment de microlites de quartz grenu et de chlorite, qui offrent la même difficulté que le groupe précédent. Est-ce qu'on est en face d'une agglutination de lapilli ou bien d'une lave écrasée et fortement altérée ? (22, 23 et autres).

Brèches volcaniques. — Ces brèches peuvent contenir des fragments énormes de quelques décimètres de diamètre. On voit souvent des boules de porphyrite, formées autour d'un noyau microcristallin englobées dans une pâte claire et fortement altérée.

Tuffites. — Ces roches sont représentées à la base des grès bigarrés où les bancs de grès et de schistes rouges, d'origine purement sédimentaire, passent à des bancs grisâtres composés de matériaux volcaniques.

PERMOTRIAS

Le Permotrias montre la succession suivante :

(Keuper) :

13. Marnes et schistes feuilletés charbonneux, parfois rouges, avec de petits lits de calcaire. Cargneules. Parfois des gypses.

(Muschelkalk) :

12. d. Calcaires bleus, gris ou violacés en bancs, dalles ou plaquettes, à cassure esquilleuse; parfois calcaires, un peu dolomitiques, finement striés.

Calcaire bréchique, composé de fragments de calcaire finement lité dans une pâte compacte, bleutée ou violacée.

Calcaire celluleux.

- c. Cargneules gris ou jaunes.

Calcaires noirs en minces plaquettes et calcschistes noirs.

- b. Calcaires gris, à surface jaune ou gris-clair, en bancs minces, fissurés de nombreuses petites veines, généralement perpendiculaires à la couche, remplies de calcite.

Calcaire clair, tacheté et vermiculé en bleu; calcaire à « fucoïdes ».

Calcaires bleus en bancs épais, parfois bréchiques.

Calcaire brunâtre, en bancs, rude et gréseux.

a. Schistes charbonneux.

rt1. d. Schistes et grès rouges parfois verts, micacés, souvent à stratification entrecroisée.

Conglomérats fins à grains de quartz.

c. Schistes et conglomérats grossiers. Les galets, dépassant 1 d. m. de grandeur, sont constitués principalement de quartz, de quartzites, de lydiennes, en moindre degré de calcaire dévonien, de porphyre et de granite.

b. Schistes, conglomérats et grès rouges, parfois verts, veinés de calcite. Calcaires gréseux à rognons.

Cette série devient à la base toujours plus terne, étant composée de plus en plus de matériaux porphyriques. Les schistes y contiennent du quartz éruptif, du feldspath, du mica et de la pâte de porphyre et passent à de vrais tufs porphyriques à cristaux; les conglomérats y sont riches en galets de porphyre.

A la base s'intercalent quelques petites bandes charbonneuses.

a. Alternance d'épaisses couches de tufs de porphyre et de schistes rouge terne.

Le Permien et le Trias inférieur sont développés en faciès germanique de grès bigarré, ainsi que le t2 et le t3 ressemblent au Muschelkalk et au Keuper. La série est bien pauvre en fossiles, mais M. DALLONI (1930, p. 113) a su prouver l'existence du Permien par la flore du Rotliegenden, trouvée à Gerri (Noguera Pallaresa). Le Trias inférieur est caractérisé par *Calamites arenaceus* recueilli à Guils del Cantó (O. de la Sègre), reconnu également dans le grès bigarré des Vosges. Une limite rationnelle entre les deux formations est difficile à tracer. M. DALLONI y indique une discordance angulaire près de Castelvell (entre N. Ribagorzana et Flamisell).

Au Sud de la Sègre cependant elle ne se manifeste pas. On y distingue plutôt un redressement graduel de l'inclinaison de la série rouge vers la base. On a tracé la limite entre le Permien et le Triasique au dessus du conglomérat grossier à quartz, ce qui n'est qu'un pis-aller, faute de dates précises. Nous avons donc préféré figurer sur la carte les deux formations ensemble.

L'alternance des couches de tufs de porphyre et de schistes rouges est mieux développée vers l'Ouest; elle est très visible

au S. de Seo de Urgel dans le ruisseau de la Bastida. Dans notre région cette alternance se manifeste depuis le Coll Llabansa jusqu'à Boscal. Plus loin nous l'avons rencontrée N. du Prat de Cadi. A l'Est de Prat d'Aguiló le contact entre les porphyres et le Permotrias rouge est disloqué, de sorte que ladite transition graduelle n'y est pas visible.

Les calcaires ne sont pas très fréquents dans le Permien. Il en existe quelques petits bancs et lits de concrétions près de la base au Nord du Prat de Cadi et au Sud du Puig de Montellá.

Les conglomérats grossiers du (?) Trias sont en général riches en quartz, quartzites et lydiennes. Entre Querforadat et le Canal Baridana (côte 1860) il n'y a que ces roches, développées en galets aplatis jusqu'à 20 cm. de grandeur. Mais au Sud de Estana nous y avons reconnu en outre : calcaire griotteux rouge dévonien, — calcaire gris, fin (dévonien ou carbonifère), — porphyre quartzifère silicifié, ressemblant à ceux de la zone E. du Puig de Montellá, — granite, par exemple granite à biotite et tourmaline.

M. ROGGEVEEN ne signale pas de pareils granites dans le massif avoisinant de Lles et Aristot. Les galets que nous avons trouvés dans le Permotrias ne nous permettent donc pas de donner une réponse définitive à la question de l'âge des intrusions granitiques.

Les conglomérats du Permotrias, affleurant entre le Serrat dels Curtals et la Roca Foradada, contiennent notamment des galets de porphyres quartzifères provenant de l'étage sous-jacent.

A diverses hauteurs du Permotrias des lits de schistes charbonneux s'intercalent, notamment à la transition des tufs de porphyres, aux schistes du Permien bigarré, ainsi qu'entre le Trias inférieur et moyen.

M. DALLONI (1930, p. 112) a placé de pareilles couches S. de Seo de Urgel à la base du Permotrias du Coll de Creus dans le Stéphanien, quoiqu'elles soient séparées du Stéphanien fossilifère par l'intercalation épaisse de porphyres et de tufs. Un âge permien nous paraît beaucoup plus vraisemblable.

Sur le chemin de Beixach à Estana au flanc nord du plateau du Serrat Mosbé le charbon des couches de passage entre les porphyres et le Permotrias et entre le Trias inférieur et moyen ont donné naissance à de petites exploitations. Les schistes charbonneux s'intercalent en outre sous le Trias moyen sous l'église de Pedra et au milieu de cette formation au-dessous de Querforadat.

L'origine organique des traces vermiculées des « fucoïdes » dans les calcaires clairs du Muschelkalk nous paraît douteuse. On voit une transition graduelle des calcaires bleus en minces lits irréguliers à taches jaunes à des calcaires jaunes tachetés et vermiculés en bleu et à des calcaires à « fucoïdes » typiques. En outre ces traces vermiculées sont trop arrondies en travers pour figurer des fucoïdes.

Les cargneules, à l'aspect typiquement cloisonné, ne contiennent pas de magnésie dans les échantillons étudiés, quoiqu'on les définisse généralement comme dolomies vacuolaires.

Les calcaires bleus en bancs, dalles ou plaquettes, correspondent au développement du Muschelkalk noté sur la feuille de Céret et de Prades.

Le Trias supérieur sortant des calcaires à minces plaquettes du Muschelkalk s'est développé en schistes charbonneux, généralement sans gypse. Au Sud de Seo de Urgel près de Adrahent situé en dehors de notre terrain ces schistes sont riches en gypse. Au coll de Sé et sur le versant sud du Call Pubill, il s'y est entremêlé des schistes rouges contenant un peu de gypse. M. MENGEL signale en outre une exploitation de gypse S. de Estana qui est à présent cachée sous les éboulis.

Le Trias supérieur n'est donc pas développé en faciès typique de marnes irisées à gypse, mais la présence de gypse à Adrahent montre qu'il s'agit de l'équivalent du Keuper. L'épaisseur est toujours très faible, de quelques mètres seulement, et à maints endroits on voit la superposition directe du conglomérat campanien au Muschelkalk, par exemple dans le Serrat Moshé et dans le soubassement du Cadi S. de Bestanis, S. du Serrat dels Curtals et de la Roca Foradada.

Le Trias de la Sierra de Cadi O. de Prat d'Aguiló donne lieu à trois gradins correspondants aux niveaux moins résistants des schistes supérieurs du trias bigarré, des cargneules du Muschelkalk et des schistes charbonneux du Keuper, situés successivement sur les conglomérats durs du Trias inférieur et sur les deux niveaux calcaires du Muschelkalk.

Le tableau ci-joint montre l'épaisseur en mètres du Permotrias dans le Cadi et dans les lambeaux en avant. On voit que la série rouge inférieure est extrêmement variable en puissance. A l'Ouest de la limite de notre carte, au Coll de Creu elle affleure sur une

largeur de 2.500 m., toujours plongeant au Sud. Vers l'Est elle diminue, mais peut dépasser un millier de mètres entre Prat de Cadi et Prat d'Estenedó. L'amincissement au Sud du Puig de Montellà ne se comprend qu'en acceptant une dislocation. Mais pour expliquer la diminution brusque et la disparition graduelle du Permotrias au delà du décrochement du Prat d'Aguiló, la petite faille entre les porphyres et le Permien ne suffirait pas. Elle doit avoir une cause primaire.

Vers le Nord également, dans tous les lambeaux en avant, l'horizon rouge a diminué à un haut degré.

L'épaisseur du Muschelkalk et du Keuper montre le même aspect : une diminution importante vers l'Est et le Nord, qui comprend tous les niveaux. C'est pourquoi il n'est pas permis de mettre le changement de l'épaisseur du Trias seulement au compte d'une érosion antésénonienne. Le Permotrias s'amincit vers l'axe de la chaîne, sur laquelle cet horizon ne s'est probablement jamais déposé.

SÉNONIEN

Les périodes liasique et jurassique et le Crétacé inférieur correspondent à une interruption importante de la sédimentation dans la partie centrale des Pyrénées. La transgression cénomannienne, de faible importance sur le versant sud, n'a pas atteint cette région. C'est seulement dans le Campanien que la mer a envahi ce territoire et qu'elle a inondé une grande partie de la chaîne où elle a formé des assises à faciès néritique et littoral des calcaires gréseux à rudistes et coraux.

On peut distinguer les étages suivants :

Maestrichtien :

- d. Calcaires durs, rudes, gréseux, gris-foncé et calcaires purs, assez fins, parfois bréchoïdes. Ils forment des bancs épais et renferment des miliolites et d'autres petites foraminifères.
- c. Marnes jaunes, parfois charbonneuses, à petites huîtres et orbitoïdes, bryozoaires et algues. Ces marnes s'intercalent également dans l'étage supérieur.
- b. Calcaires en bancs irréguliers, souvent assez ferrugineux, contenant des rudistes et des coraux, souvent très fragmentés et empâtés :

Au sommet :

Orbignya radiosa.

A la base :

Orbignya Lapeirousei.

— *Lamarcki.*

Praeradiolites pulchellus.

— *Boucheroni.*

- a. Calcaires jaune-brun ou violacés très gréseux contenant de grands cristaux et grains de quartz. Ils sont souvent très ferrugineux, contenant d'épais filons de limonite; parfois des rudistes.

Campanien :

Banc, généralement de 1-6 m. d'épaisseur, de conglomérat à ciment clair ou de gravier, formé de galets de quartz blanc, anguleux ou roulés, ne dépassant pas 5 cm. de diamètre.

Les rudistes que nous a offerts cette formation indiquent presque tous le Maestrichtien. *Orbignya Lapeirousei* GOLDF. et *Orbignya Lamarcki* BAYLE, trouvées à plusieurs endroits directement au-dessus du conglomérat de base, sont des formes typiquement maestrichtiennes. Seules des formes de passage entre *Orbignya Heberti* et *O. radiosa* pourraient appartenir au Campanien. Contrairement à l'opinion de M. DALLONI (1930, p. 207) nous plaçons les calcaires du Sénonien dans le Maestrichtien, le conglomérat blanc dans le Campanien.

Campanien. — Ce conglomérat peut atteindre des puissances importantes. Entre Adrahent et le Coll Llabansa environ à 2.5 km. à l'Ouest de la limite de notre carte il dépassera 50 m. Là les contours irréguliers du Crétacé par rapport à ceux du Trias invoquent l'idée d'une transgression jointe à une érosion antésénonienne. Mais vers l'Est le Sénonien se superpose régulièrement aux assises antérieures. Dans cette direction le conglomérat, dont l'épaisseur varie de 1-6 m. atteint son maximum dans le massif du Call Pubill et s'amincit fortement vers l'Est entre le Prat d'Aguiló et le Coll de Pendis, faisant complètement défaut S. du Serrat dels Curtals et dans le ruisseau de l'Ingle.

Maestrichtien. — Le Maestrichtien est fossilifère partout où il affleure, mais les calcaires sont trop durs et les fossiles trop empatés pour en extraire de toutes parts des formes déterminables. Nous avons recueilli et déterminé les formes suivantes :

Dans la Sierra de Cadi :

- I. Entre la Fesa et Coll Llabansa, au dessus de la zone à *Praeradiolites* :
Exogyra sp.
Lepidorbitoides socialis LEYM., race mineure SCHLUMB (1).
Lithothamnium.
- II. Entre Bestanis et le Prat d'Estenedó :
Orbignya Lapeirousei GOLDF., forme naine (1).
Praeradiolites sp.
- III. Dans la montagne NO. du Prat d'Aguiló, directement au dessus des conglomérats campaniens :
Orbignya Lapeirousei GOLDF., forme naine.
— *Lamarcki* BAYLE.
- IV. S. de Serrat dels Curtals :
Hydnophora styriaca EDW. et HAIME.
Pachygyra cf. *princeps* REUSS (1).
- V. Au dessous des Penyes del Coll de Moxa au contact avec le porphyre :
Orbignya Lamarcki BAYLE.

Dans le massif du Call Pubill :

- VI. S. du sommet de la montagne à la base de la formation :
Apricardia Sicoris ASTRE (det. ASTRE, 1932).
Hydnophora styriaca EDW. et HAIME.
- VII. Au croisement du chemin de C. Vinyolas à Cava et du torrent de S. Clemente :
Apricardia Sicoris ASTRE.
Exogyra sp.
Biradiolites, groupe *acuticostatus*.
- VIII. A l'Ouest du chemin au dessous de cette zone :
Orbignya radiosa DES MOULINS.
Praeradiolites pulchellus VIDAL.
- IX. Sur la Sierra del Coll de Sé :
Orbignya Lapeirousei GOLDF., forme naine.
Radiolites aff. *Nouleti*.

Le Serrat Mosbé nous a fourni :

- X. Au sommet, côte 1618 m. :
Formes de passage entre *Orbignya Heberti* MUN. CHALM. et
O. radiosa DES MOULINS.
Orbignya Lapeirousei GOLDF.
Praeradiolites pulchellus VIDAL (abondant).
— *Boucheroni* BAYLE (abondant).
— aff. *Leymeriei* BAYLE.

(1) Voir le chapitre de paléontologie, p. (132).

Radiolites, groupe *lusitanicus*.
Biradiolites, groupe *lombricalis*.
 — groupe *angulosus*.
Apricardia Sicoris ASTRE.
Pecten Espallei D'ORB.
Janira sp.
Exogyra orbicularis GEINITZ.
Rhynchonella Eudesi COQUAND (abondant).
Hydnophora styriaca EDW. et HAIME.
Heterocoenia provincialis EDW. et HAIME.
Ulastraea Edwardsii REUSS.
Calamophyllia sp.

XI. Sur le plateau du Serrat Mosbé, nous avons recueilli, en outre :

Orbignya radiosa DES MOULINS.
Rhynchonella Eudesi COQUAND.
 — var. bombée à côtes peu nombreuses.
 — var. aplatie à côtes grosses.
Terebratella Lujani VIDAL.

XII. Mata Negra. Le Maestrichtien au versant Sud de la Mata Negra contient :

Orbignya Lapeirousei GOLDF.
Cyclolites tenuiradiata E. DE FROM.
Hydnophora styriaca EDW. et HAIME.
Ulastraea Edwardsii REUSS.
Calamophyllia sp.

XIII. Entre Bor et Pedra. Nous y avons trouvé :

Orbignya Lapeirousei GOLDF.
Hydnophora styriaca EDW. et HAIME.
Ulastraea Edwardsii REUSS.

La puissance du Sénonien dans la Sierra de Cadi va en diminuant de l'Ouest à l'Est. Entre La Fesa jusqu'au Prat d'Estenedó la formation s'amincit de 240-160 m. Elle comprend :

| | |
|------------------------------------|------------|
| A l'Est du Prat d'Aguiló..... | 100-120 m. |
| Au Sud de Serrat dels Curtals..... | 90 m. |
| Au Sud de Roca Foradada..... | 55 m. |
| Au Coll de Pandis..... | 70 m. |

En s'amincissant la série devient de plus en plus incomplète. Nous avons signalé déjà l'absence accidentelle des conglomérats du Campanien. Aux mêmes endroits manquent les marnes et les calcaires à grands grains de quartz, mais les bancs à rudistes et coraux sont partout présents.

Dans le massif du Call Pubill l'épaisseur normale du Maestrichtien mesurée sur le flanc nord-est est de 170-140 m. Dans la

Serra del Coll de Sé le Maestrichtien affleure sur une grande étendue sans qu'une augmentation de l'étage ait eu lieu. Cette étendue résulte seulement de l'inclinaison des couches qui est à peu près parallèle à la pente du terrain. Sur le flanc sud le Sénonien est fortement disloqué et étiré en suivant la faille formant la limite méridionale du synclinal du Call Pubill.

La surface du plateau du Serrat Mosbé est formée par les calcaires maestrichtiens inférieurs, les couches supérieures étant enlevées par l'érosion. C'est ainsi qu'une évaluation de l'épaisseur du Sénonien est impossible.

La montagne de Mata Negra, située dans la prolongation du synclinal du Call Pubill et du Serra Mosbé est constituée par des couches sénoniennes des conglomérats et des calcaires, superposées directement sans intercalation du Trias, aux porphyres, situation trouvée également au Coll de Pandis. L'épaisseur y sera au moins de 150 m., restriction faite de l'exagération éventuelle par de faibles dislocations et replis secondaires.

Le Sénonien entre Bor et Pedra s'enfonce sous le terrain détritique pliocène et n'affleure qu'avec une faible puissance.

GARUMNIEN

Le Danien, le Montien, le Thanétien et le (?) Sparnacien sont développés en faciès continental, où prédominent les schistes et les marnes rouges et les calcaires d'eau saumâtre. Cette formation affleure dans le flanc nord du Cadi et dans le Call Pubill, Dans les autres lambeaux mésozoïques en avant du Cadi, le Tertiaire et le Garumnien ont été enlevés par la dénudation.

Dans la Sierra de Cadi on peut distinguer les quatre étages suivants qui pourtant ne sont pas nettement démarqués :

- d. Calcaires gris sublithographiques parfois bréchiques ou calcaires plus grossiers en bancs épais. Marnes parfois gréseuses jaunegris ou violacées.

La série se termine par un banc de calcaire épais formant un petit gradin contre les calcaires marneux de l'Eocène.

- c. Marnes violacées parfois grisâtres. Schistes et marnes violacés à rangées de nodules calcaires, non parallèles à la couche, mais

aux plans de clivage. Calcschistes et calcaires gréseux violacés ou rouge-brique renfermant de petits sphérolites de calcaire. Calcaire gris grossier et esquilleux.

b. Grès calcaireux gris, rouge ou violacé à veines vertes. Schistes marneux à rangées de nodules calcaires. Marnes bigarrées. Mince lits de calcaires grossiers.

a. Schistes, grès, arkoses et conglomérats à couleur rouge-brique ou violacée, renfermant des fragments de quartz, de feldspath et de quartzite; ciment limoniteux ou calcaire.

Stratification parfois entrecroisée.

Dans le Coll Pubill l'assise a. (à poudingues et à arkoses gréseux) fait défaut et la formation est calcaireuse depuis la base. Au-dessus de Querforadat se montre la succession suivante :

Marnocalcaires à foraminifères de l'Eocène.

85 m. Bancs épais et irréguliers de calcaire gris-foncé, parfois bréchoïdes. Mince lits de calcschistes violacés. Vers la base, ceux-ci augmentent.

5 m. Schistes marno-gréseux jaunes ou rouges lie-de-vin. Calcschistes gris-rouge à petites sphérolites de calcite. Quelques bancs de calcaire sublithographique et de grès calcaireux conglomératique.

20 m. Marnes violacées.

13 m. Schistes grossiers rouge-violacé à concrétions calcaires.

13 m. Calcaires grossiers gris-clair, par places cellulieux.

16 m. Grès calcaires rouges à veines vertes. Schistes à concrétions calcaires.

12 m. Grès calcaires rouges schisteux. Marnes bigarrées.

41 m. Schistes rouges comblés de nodules de calcaire, rangées selon les plans de clivage. Marnes violacées. Quelques minces bancs de calcaires gris-rosé.

Calcaire en bancs du Maestrichtien.

M. MENGEL (camp. 1910, p. 96) rappelle la difficulté de distinguer et de séparer à l'Est du Coll de Pandis les deux formations rouges du Permotrias et du Garumnien, qui lui paraissent y être superposées. Vers l'Ouest cette difficulté n'existe plus, les deux étages rouges étant séparés par le Trias supérieur et le Sénonien. Mais leur aspect offre également assez de différences visibles à coup d'œil. Le Permotrias est gréseux et de couleur rouge-brique, le Garumnien est notamment plus marneux et violacé. Vers le haut les calcaires y prédominent.

Les restes organiques sont rares dans cette formation. Nous n'avons recueilli que quelques gastropodes au dessus de Querfo-

radat et au Coll de Pandis dans les calcaires intercalés entre les marnes.

L'épaisseur normale du Garumnien entre la Fesa et Bestanis est de 400 m. Dans le prolongement vers l'Est nous n'avons mesuré que 320 m. au Sud du Serrat dels Curtals, 300 m. S. de la Roca Foradada et 340 m. au Coll de Pandis. Aux Penyes del Coll de Moxa la limite du Garumnien et de l'Eocène coupe la ligne de faite du Cadi. C'est ainsi qu'au Coll de Pandis le Garumnien ne fait plus partie du soubassement nord du Cadi, mais couvre son flanc méridional.

Dans le Call Pubill la puissance totale est moindre; la coupe susdécrite comprend 205 m. Aussi la formation y est-elle moins complète que celle du Cadi.

NUMMULITIQUE

Dans la Sierra de Cadi affleurent :

- f. Calcaires gréseux souvent spongieux et vacuolaires pétris de Turritelles (*Turritella cf. trempina* CAREZ), alternant avec des calcaires à miliolites. Ils forment les points culminants du Cadi. Epaisseur (à Tancalaporta) > 160 m.
- e. Alternance de grès micacé à glauconie gris-vert ou roussâtre à stratification entrecroisée, de grès-calcaire et de calcaires à miliolites. Epaisseur (à Tancalaporta) 170 m.
- d. Calcaires gris compacts en bancs épais, composés de *Alveolina subpyrenaica* LEYM., *Alveolina subpyrenaica* var. *globosa* LEYM. et miliolites alternant avec des calcaires plus marneux et plus sombres pétris de *Nummulites atacicus* LEYM. et de *Numm. subatacicus* DOUV. Plus rares, des marnes à *Numm. globulus* LEYM., *Numm. Guettardi* D'ARCH. (passant par granulation du bouton médiane à *Numm. Lucasi* D'ARCH.). Cet étage forme presque seule la falaise abrupte de la Sierra de Cadi jusqu'à la peigne. A l'Ouest l'assise comprend 450 m., à l'Est (Tancalaporta) 350 m.
- c. Marnes foncées à *Numm. Guettardi* D'ARCH. (avec formes de passage à *Numm. Lucasi* D'ARCH.). Marno-calcaires à *Numm. atacicus* LEYM. et *Numm. subatacicus* DOUV.
- b. Marnes et marno-calcaires bleu-foncé parfois bitumineux contenant de petites huîtres lisses et *Assilina Leymeriei* D'ARCH., *Operculina* (? *granulosa*), *Orthophragmina Pratti* MICH. race mineure, Nummulites.

- a. Calcaire marneux bleu-noir à miliolites et à petites huîtres lisses.

Par places : calcaire jaune à « pistes de vers » ferrugineux.
La puissance de a-c est de 70-100 m.

La succession de l'Eocène du Call Pubill est quelque peu aberrante :

- d. Calcaire compact à *Alveolina subpyrenaica* LEYM., type et var. *globosa*.
c. Marnes grises et jaunes à *Assilina Leymeriei* D'ARCH.
b. Calcaire et marno-calcaire à *Numm. atacicus* LEYM., *Numm. subatacicus* DOUV., *Alveolina subpyrenaica* LEYM. et huîtres.
a. Calcaire à *Alveolina subpyrenaica*, petites nummulites et ? operculines.

La série complète comprend ± 320 m.

La stratigraphie de l'Eocène dans les Pyrénées est loin d'être fondée d'une manière définitive. M. MENGEL (1912) a placé les premiers vestiges de l'invasion de la mer tertiaire, marquée par les calcaires à miliolites, dans l'Yprésien ou le Sparnacien et range toute la série purement marine, qui y fait suite, dans le Lutétien. Il a suivi ainsi l'opinion de M. DALLONI (1910) qui, le premier, a donné un tableau élaboré du synchronisme de l'Eocène des Pyrénées, dans lequel sur les deux versants la transgression principale est placée dans le Lutétien inférieur. Cet âge est indiqué entre autres par la présence dans la série transgressive de *Nummulites atacicus* LEYM. qui figure sur l'échelle stratigraphique des nummulites de M. DOUVILLÉ (1902) y caractérisant le Lutétien inférieur. Ce fossile remonte ailleurs plus haut dans la série. D'ailleurs, selon M. DONCIEUX (1903), *Nummulites atacicus* serait très rare dans le Cuisien (Yprésien), mais pullulerait dans le Lutétien.

En 1919, M. DOUVILLÉ émet une autre opinion. En examinant les faunes de Bos d'Arros et de Gan il y a trouvé *N. planulatus*, forme typique du Cuisien, associé à *N. atacicus*, *N. Murchisoni*, *N. Lucasi*, *N. globulus* et *Assilina granulosa-Leymeriei*. *N. atacicus* et *N. Murchisoni* remontent dans le Lutétien, mais les autres formes, possédant d'après M. DOUVILLÉ une valeur stratigraphique, caractériseraient nettement le Cuisien.

Et en 1922 ce même auteur, se basant sur l'étude des échantillons de M. DALLONI du Nummulitique du Haut-Aragon s'est ar-

rêté à la classification dans laquelle la transgression avec les calcaires à *Alveolina subpyrenaica*, *N. atacicus* et *N. Lucasi* se ferait dans le Thanétien; le Cuisien renfermerait la faune de Bos d'Arros à *N. atacicus*, *N. Lucasi*, *N. planulatus* et *N. aquitanicus*; le commencement du Lutétien serait marqué par *N. laevigatus* et *N. uroniensis*.

Ces opinions particulières sont loin d'être acceptées généralement. Sur la feuille de Prades, M. MENGEL (1925) n'a pas maintenu son opinion émise en 1912 et divise le Nummulitique en deux parties : l'inférieure correspondant au Suessonien, la supérieure au Lutétien, la limite étant tracée au dessous des calcaires à Alvéolines et à *Numm. atacicus*.

Et M. DALLONI (1930), après une ample description du terrain nummulitique de la Catalogne, en vient à la conclusion de placer la transgression de la mer nummulitique dans le Sparnacien. Le début du Lutétien est placé au dessous de la zone à Turritelles, c'est-à-dire au dessus des calcaires à Alvéolines et à *Numm. atacicus*.

Tout en jugeant la subdivision de l'Eocène arbitraire, faute de fossiles d'une valeur stratigraphique indiscutable, nous avons préféré nous rallier à celle de la feuille de Prades et donner aux étages marneux a-c un âge suessonien probablement sparnacien et cuisien et aux assises calcaires, où pullulent les alvéolines et *Numm. atacicus*, un âge lutétien.

NÉOGÈNE

I. SARMATIEN-PLAISANCIEN.

Nous pouvons être bref sur la succession des couches tertiaires dans les bassins de Bellver et de la Cerdagne après les études multiples de nos prédécesseurs, notamment la belle monographie de la Cerdagne de DEPÉRET et RÉROLLE (1885) et l'étude sérieuse du bassin de Bellver de M. ASTRE (1927). Pour les autres études nous renvoyons à l'article de M. ASTRE. Notre description des assises a été en majeure partie empruntée de celles de ces deux travaux, dont nous avons constaté l'exactitude.

Voici la succession de bas en haut dans le bassin de Bellver.

1. *Assise profonde*. Argiles grasses alternant avec de minces lits de lignite, n'affleurant nulle part sur le terrain. On les a atteints seulement dans les galeries de mines maintenant abandonnées, comme à Santa Eugenia et El Padrò. Dans le premier, DEPÉRET signale *Sus major* GERVAIS. SARMATIEN.

Le sommet de l'assise est situé à Santa Eugénia à une dizaine de mètres de profondeur. La base n'étant pas atteinte dans les galeries, l'épaisseur totale est inconnue.

2. *Assise inférieure*. Argiles grasses et sableuses à empreintes de feuilles.

Dans le Sud du bassin au pied de la terrasse de 1.100 m. comme, par exemple, à El Padrò et à Santa Eugenia, prédomine le faciès des argiles grasses, blanches ou grises avec des lentilles lignitiformes et des veines et nodules ferrugineuses. C'est là qu'on rencontre la grande richesse de restes végétales, spécialement des feuilles en état de conservation magnifique, disséminées irrégulièrement sur les plans de couches de l'argile bien stratifiée. Ce faciès-ci a fourni la flore de la Cerdagne, décrite par RÉROLLE (1884-85) et dont la liste a été reproduite dans le mémoire de M. ASTRE.

Dans le Nord du bassin dans les environs de Bellver l'assise passe à un faciès plus sablonneux. Au Monterròs, butte-témoin d'une terrasse élevée, la coupe montre une succession de marnes et d'argiles sableuses alternant avec de minces lits de graviers fins peu roulés, renfermant à la base une couche d'argile grise à empreintes végétales. Le tout mesure de 60 mètres d'épaisseur et plonge d'une quinzaine de degrés vers le Sud. Le sommet est couvert du reste d'un dépôt de galets de terrasse de deux mètres, situé en discordance sur le Miocène incliné.

Selon RÉROLLE, la flore de cette assise est voisine à celle de Oeningen (Sarmatien); mais les restes de mammifères, trouvés dans le même étage de la Cerdagne proprement dite ont permis de la paralléliser avec la faune de Eppelsheim et d'Orignac, contenant, entre autres, *Hipparion gracile* KAUP, *Cervulus dicranocerus* KAUP, et *Castor Jaegeri* KAUP. C'est donc le PONTIEN.

L'assise mesure 80 à 100 m. à Santa Eugenia et plus de 90 m. au Monterròs.

3. *Assise moyenne*. Alluvions de sable quartzeux et de galets

de quartz peu roulés sans fossiles. Elle forme l'escarpement d'un plateau de 1.100 m. et, comme tel, se détache très vivement dans le paysage sur l'escarpement de l'assise supérieure des limons et des graviers rouges.

4. *Assise supérieure.* Elle est formée à la base par un limon argileux rougeâtre, contenant en abondance des morceaux anguleux de schistes. Vers le haut des couches grossières s'accroissent et s'intercalent comme bancs de graviers cimentés entre les argiles. Dans l'escarpement du plateau de Nas vers le Riudolaina on voit de loin ces lits, saillants entre les limons, s'incliner de 5-10° vers le Sud. Les conglomerats très grossiers, couvrant la surface du plateau s'inclinent encore plus faiblement ($\pm 3^\circ$) vers le Sud, coupant en discordance aiguë l'assise rouge. Ces conglomerats auront donc un âge plus récent; nous y reviendrons plus loin.

L'assise rougeâtre constitue partout le sous-sol de la terrasse supérieure du bassin de Bellver atteignant aux endroits non affectés de bombements posthumes une hauteur de 1.230 m. Elle débute au-dessus de la terrasse de 1.100 m. et comprendra par conséquent 100 à 150 m. Quant à son âge, chaque indication paléontologique fait défaut; il faudra donc recourir à des considérations générales que nous développerons dans le chapitre de l'origine des bassins.

Des recherches géomorphologiques nous ont amené à étendre nos études en dehors de la région, dont nous avons fait le levé géologique et à reprendre l'étude du Néogène dans son étendue totale c'est-à-dire depuis Saillagouse dans la Cerdagne française jusqu'au bassin de Seo de Urgel.

En Cerdagne, l'évolution des couches du Néogène est sensiblement pareille à celle du bassin de Bellver, qui n'en est que la continuation. Seulement les assises n'y sont pas si nettement marquées. A la base, on retrouve les argiles grasses à lignites, qui ont été vivement exploités dans les galeries à Sampso (Prats), à Das, à Sanavastre et à Estavar. Aujourd'hui seules les mines des deux premières localités fonctionnent encore; l'exploitation des autres a cessé définitivement et les galeries ont été comblées. Nous n'avons donc pu les visiter et avons dû nous contenter des indications des gens du pays et des dates publiées dans la littérature.

Aux mines de Sampso et de Das le lignite a le même caractère: des bancs très réguliers de 20 cm. à un mètre d'épaisseur de lignite noir-brunâtre, compact ou finement lité, se divisant à

l'air en minces feuilles. Sur le plan de la couche on observe souvent des empreintes de branches ou de bois d'arbres (?) étendus dans toute direction. Nulle part nous n'avons observé de restes de racines, pénétrant dans la couche argileuse sous-jacente. Nous ne connaissons pas non plus de fragments de troncs dans le lignite. D'un côté, les indications d'une origine autochtone font défaut, d'autre part rien n'indique que les restes végétaux aient été transportés de loin, ni entraînés par des ruisseaux à pentes fortes. Il nous est donc impossible de nous figurer que le lignite ait été déposé dans un lac, entouré de montagnes de 1.500-2.000 m. comme se le représentent DEPÉRET et RÉROLLE (1885), CHEVALIER (1909, 1926), MENGEL (1910) et ASTRE (1927). Plus loin, nous reviendrons amplement sur cette question.

Les couches grasses et charbonneuses du bassin de la Cerdagne passent insensiblement à des argiles plus claires, parfois sablonneuses, qui nous ont fourni une belle collection de feuilles dans l'entaille de la route entre Valltarga et Prats et dans le ravin du ruisseau de Riu E. de Pedra. Des mollusques d'eau douce ont été signalés dans les assises profonde et inférieure à Sampsor et à Estavar : *Limnea* sp., *Planorbis pyrenaicus* LOCARD et *Bythinia* sp.

Comme couche nettement séparée, l'assise moyenne du bassin de Bellver, à sables grossiers et à galets de quartz, fait défaut dans le bassin de la Cerdagne. Les argiles et sables clairs passent aux limons rutilants, vivement colorés en rouge et orange, alternant avec de minces lits de morceaux réfractaires de schistes et de galets d'origine locale. Vers le haut de la formation les lits de galets deviennent plus fréquents et plus grossiers en passant à des lits épais de graviers bien roulés. Par suite de cette alternation de couches limoneuses tendres et de couches de graviers plus résistantes, l'érosion a raviné fortement l'assise et a créé des escarpements nus et fortement entaillés, dont les couleurs vives donnent au paysage un aspect si typique. Au dessus de All, elles forment une pente raide de 70 m.; au dessus de Saillagouse la pente atteint 200 m. Au sommet de l'étage, les cailloux peuvent prendre des dimensions importantes. Entre Saillagouse et Llo, nous avons rencontré parmi les argiles une couche de blocs siluriens, atteignant $\frac{1}{2}$ m. de diamètre; à All, ils mesurent jusqu'à 40 cm. En général les schistes, souvent métamorphiques, du

Silurien inférieur prédominant parmi les galets; pour le reste, il y a du quartz et quartzite, des ardoises et des conglomérats fins et peu de roches éruptives.

Les sédiments néogènes dans le petit bassin de la Seo de Urgei montrent une assez grande analogie avec ceux de la Cerdagne et du bassin de Bellver. Mais les assises sont coupées par une terrasse située à 140 m. au-dessus de la rivière, de sorte qu'on connaît seulement la base de la série totale. En outre, le bassin est coupé par maintes failles qui cachent un peu la succession normale. VIDAL (1875) distingue à la base une couche d'argile sableuse, surmontée d'un groupe de bancs d'argile et de charbons. La partie supérieure consiste en une assise de couleur orange formée de fragments anguleux d'ardoises, réunis grossièrement par une argile rouge. Mais M. CHEVALIER (1909) a décrit des coupes plus compliquées, où les argiles lignitifères claires alternent avec des argiles, des sables et des conglomérats rouges. Comme en Cerdagne les couches ligniteuses ont fourni une faune de vertébrés, dans laquelle figurent *Hipparion gracile*, *Tapirus priscus* et *Mastodon longirostris* de la faune pontienne de Eppelsheim.

En repassant la sédimentation néogène dans tous les bassins, on remarque que les sédiments fins à lignite se trouvent à la base, les sédiments grossiers à cailloux et à blocs sont situés au sommet. En se représentant cependant la sédimentation comme remblayement d'un lac, comme le font les géologues français, il faudrait s'attendre à un résultat tout contraire : au début de la sédimentation se formeraient les dépôts grossiers; vers la fin, quand le niveau de la sédimentation serait plus rehaussé et que les pentes des ruisseaux affluants se seraient adoucies, des alluvions plus fines se déposeraient.

II. SICILIEN.

La belle terrasse de 1.230 m. formant la partie méridionale du bassin de Bellver et le plateau plus irrégulier entre Prats, Riu et Urús sont couverts d'une assise de 5 à 10 mètres de conglomérats ou brèches très grossiers, cimentés par un ciment calcaireux et celluleux rouge. Les éléments, toujours anguleux et peu roulés, peuvent atteindre des dimensions énormes, jusqu'à un mètre de diamètre. Les conglomérats cimentés sont bien lités, alternant avec des couches plus fines où prédomine le ciment rouge et les

petits éléments. Cependant ces lits ne sont pas disposés parallèlement à l'assise, mais se couvrent comme des tuiles, d'une manière imbriquée. Généralement, l'inclinaison des couches est de quelques degrés plus forte que la pente du plateau (nous envisageons ici spécialement le plateau ondulant de Riu et Urús).

Dans les structures des deltas — car c'est ainsi qu'il faut se figurer la déposition des conglomérats — des stratifications obliques, même à pentes fortes n'ont rien d'exceptionnel. Seulement les lits des talus plongent toujours vers le fond du bassin. Entre Riu et Urús, par contre, les pentes s'adaptent aux ondulations du plateau et sont, en partie, dirigées vers le bord du bassin. A d'autres endroits, la stratification est fortement entrecroisée; au plateau de la chapelle de San Salvador, près de Prats, elle est tellement chaotique que les lits paraissent perpendiculaires l'un à l'autre. On pourrait s'imaginer que de telles structures se formaient par le comblement de petits ravins fortement entaillés. Pourtant, nous n'avons pas réussi à trouver dans tous les cas qui se sont présentés une explication satisfaisante.

Le matériel de ce dépôt torrentiel n'a pas été apporté par la Sègre, mais a été entraîné par du ruissellement latéral, car il provient de l'arrière-pays direct de chaque endroit. Par exemple au plateau de Nas, nous avons ramassé une collection complète de toutes les roches affleurant dans la vallée du Riudolaina, mais nous n'y avons attrapé aucun morceau de granite (1). Vers l'Est, le matériel post-paléozoïque diminue fortement et les calcaires dévoniens vont prédominer au même endroit où la Sierra de Cadi quitte la ligne de partage des eaux. Seulement, près des lambeaux mésozoïques de Pedra et Urús, les roches mésozoïques sont amplement présentes. Les conglomérats sont donc d'origine purement locale et n'ont pas été déposés par un fleuve méandreux ainsi que le croit M. CHEVALIER (1925, 1926).

L'assise a fait donc partie d'un recouvrement d'éboulis descendus de l'enceinte montagneuse et cimentée après par des eaux calcaireuses.

Dans le bassin de Bellver, les conglomérats de la terrasse qui coupent en discordance faible les limons et gravers sous-jacents, ne prennent pas fin à la ceinture montagneuse, mais se laissent

(1) C'est par ici que, selon BUFFON, le professeur COSTA a trouvé en 1774 des blocs à « pierres lenticulées » dont il a reconnu l'origine marine.

poursuivre sur les pentes jusqu'à 1.300 m. de hauteur. Sur la Collada de Torrellas, la barrière entre les bassins de Bellver et de la Cerdagne — barrière assez récente comme nous allons le voir — la position des conglomérats est moins régulière. Sur la crête (1.300 m.), ils sont en contact avec les limons rouges; au plateau de la chapelle de San Salvador (1.120 m.) ils couvrent les sables blancs (assise 3) et, SO. de Sampsor, un petit lambeau est situé au dessus des argiles pontiennes.

L'aspect de cette assise est assez pareil au conglomérat rouge de Força-Real et de Thuir dans le bassin de Roussillon, que DEPÉRET (1885) a placé dans le Pliocène supérieur ou le SICILIEN.

QUATERNAIRE

Au Quaternaire correspondent *les dépôts glaciaires, les alluvions des vallées et les éboulis.*

Dépôts glaciaires. — Dans la région figurée sur notre carte géologique, les glaciers n'ont eu qu'une faible étendue. Le Prat de Cadi (1.850 m.) S. de Estana, un grand plateau plan de 600 m. de diamètre au milieu des escarpements de la Sierra de Cadi, est formé par les dépôts d'un petit glacier ancien et est entouré d'un petit amphithéâtre morainique de 5 m. de hauteur. La matière morainique ne diffère pas des éboulis récents. Dans les vallées assez grandes sur le versant du Cadi on observe souvent des moraines riveraines qui pourtant ne sont plus fermées en aval. Nous en avons observé des exemples S. de Bestanis et E. de Prat d'Aguilò.

S. de C. Llato, à l'extrémité occidentale de notre carte, nous avons remarqué un talus détritique entouré de remparts bas, des moraines. Cependant sa hauteur est peu élevée (1.450 à 1.250 m.) et il est dominé par des montagnes de 1.600 m. seulement, de sorte que nous n'attribuons ces dépôts détritiques que sous réserve au glaciaire.

Alluvions des terrasses, des cônes de déjections et des vallées. — Les terrasses quaternaires dont nous étudierons plus loin l'âge

en rapport avec les moraines, sont bien développés dans le bassin de Bellver. Elles sont couvertes d'un dépôt de gravier grossier atteignant 1-2 m. d'épaisseur, souvent cimenté par un ciment calcaireux. Les galets sont d'origine purement locale et ont été apportés plutôt par les ruisseaux latéraux que par la Sègre.

Il va sans dire que les cônes de déjections, amplement développés dans la Cerdagne, consistent exclusivement en matière apportés par des ruisseaux latéraux. Les dépôts détritiques ressemblent assez au recouvrement des terrasses, mais ils sont beaucoup plus épais.

Le fond des vallées actuelles est couvert de galets et de blocaux, en moyenne plus grossiers que ceux des terrasses quaternaires.

Eboulis récent. — La Sierra de Cadi et les grands lambeaux mésozoïques en avant portent de grands talus et des cônes de déjections en voie de formation. Spécialement, les calcaires raides de l'Eocène s'éboulent fortement couvrant de talus et de coulées d'éboulis les pentes plus douces du Garumnien. Ce sont les « Canals », encore mieux développés sur l'autre versant du Cadi, qui forment des passages bien pénibles de la montagne.

Quant aux autres cônes de déjections, qui sont très fréquents spécialement dans tous les terrains calcaires, nous les avons figurés, quand ils sont assez importants, sur notre carte à laquelle nous renvoyons.

DEUXIEME PARTIE

TECTONIQUE

LE ROLE TECTONIQUE DES FORMATIONS

Avant de faire passer en revue les mouvements divers, qui ont affecté la région, il faut se rendre compte comment les différentes formations subissent l'action des mouvements orogéniques.

Les grauwackes ordoviciens assez rigides sont surmontés des schistes carburés fins, même foliacés, du Gothlandien qui forment un niveau extrêmement plastique. Ils jouent le rôle de niveau de décollement de la série paléozoïque, ainsi que le Keuper le forme fréquemment dans les montagnes mésozoïques.

Le complexe calcaire du Dévonien ne réagit pas contre la poussée comme un bloc raide; grâce aux lits schisteux, ne manquant nulle part complètement, les calcaires sont bien plissés et même plissotés d'une façon souvent très irrégulière.

La plasticité des schistes carbonifères n'est pas très inférieure à celle du Gothlandien. Par contre dans le terrain paléozoïque le Carbonifère en position normale ne supporte pas d'assises plus rigides, de sorte que son rôle tectonique se restreint à former la surface de glissement dans les pli-failles inverses du Dévonien charrié. En outre le Carbonifère revêt souvent les dislocations entre le Paléozoïque et les formations plus récentes.

Parmi les porphyres permien et leurs tuffeaux on peut distinguer deux types : le type normal, que nous avons signalé à l'Ouest de la Riudolaina, qui, en état altéré, est peu résistant et bien plastique; l'autre, à l'est de ce ruisseau, silicifié et chloritisé, est beaucoup plus dur et ne paraît pas être déformé si facilement.

Partout dans notre région le Keuper a peu d'importance de sorte que le Muschelkalk et les calcaires du Maestrichtien forment une unité rigide, intercalée entre deux niveaux plastiques : les schistes rouges du Trias inférieur et du Garumnien. Seulement

au décrochement du Prat d'Aguilò les schistes noirs du Trias, que nous avons attribués au Keuper, ont formé le niveau d'un petit décollement.

Nous pouvons passer sous silence le rôle tectonique du Tertiaire, l'Eocène du Cadi et le Néogène des bassins n'étant nulle part fortement plissés.

LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE LA REGION TERRAIN PRE-VARISTIQUE

La région qui fait l'objet de notre étude a subi l'action de plusieurs mouvements successifs, dont les plus importants sont les suivants :

le plissement varistique ayant agi entre le Westphalien et le Stéphanien (nommé phase asturique),

le plissement pyrénéen ayant agi en deux phases depuis le Lutétien jusqu'au Ludien,

la distension et l'effondrement post-pontien (phase rhodanienne selon STILLE).

Le but que nous nous proposons d'atteindre sera de dégager dans la structure de notre région les effets et les caractères de ces trois mouvements. Nous commençons par la partie orientale.

La région du Dévonien et du Carbonifère entre le torrent de Grau del Os et Canals et le Riudolaina.

Cette région est un plateau incliné, montant jusqu'à 1.700 m. et entamé par les ruisseaux. Pour une grande partie, spécialement à l'Est, la surface en est couverte par le carbonifère, tandis que les ruisseaux recoupent les calcaires dévoniens (p. ex. T.te Grau del Os).

En suivant les limites dévono-carbonifères, on voit alterner deux directions principales, savoir : la direction N-S — la direction ESE-ONO.

Suivant la première, le Dévonien s'enfonce à la plupart des contacts en sens normal et à pente moyenne sous le Carbonifère (S. de Canals, torrent de Pedra, S. de Bor, Manradas de Bor).

A d'autres endroits, par contre, les limites alignées N-S sont formées par des failles (S. de Pedra et Bor, Rio del Ingle, Garravet). Pour étudier la tectonique des plis de l'autre direction, envisageons la région entre Pedra et Canals, reproduite sur la carte spéciale fig. 1^a et sur les coupes annexes.

Dans le Serrat de Bidrole, les schistes rouges du Dévonien moyen chevauchent le Carbonifère, séparé par une faille inverse. On peut déduire du tracé de la limite en rapport avec la topographie que le plan de la faille doit être incliné de 25° vers le Nord. Vers l'Est, la lèvre charriée contient des tuffeaux porphyriques permien couvrant en discordance le Dévonien. Les tuffeaux prennent fin à la même faille. La dislocation a donc probablement succédé à la formation des tuffeaux et ne peut pas être d'âge varistatique. Au sommet du Serrat de Sarset l'inclinaison des calcaires et des schistes dévoniens est variable, mais partout elle est dirigée vers NE. Au contact avec le Carbonifère le plongement est de 25°. Le long du bord nord de ce massif dévonien le plongement reste sensiblement le même. Entre Pedra et Riu et dans la vallée de la Batosa entre Riu et C. Ferreras les griottes rouges formant une bande bien marquée dans le terrain, s'inclinent invariablement de 45 à 50° vers NE. Dans le ravin d'un petit ruisseau à 600 m. S 20° E de Riu un petit profil est visible, montrant nettement la disposition isoclinale et imbriquée du Dévonien, poussé vers SO. Une petite bande de schistes carbonifères forment la surface de glissement (fig. 2). La coupe A-B et coupe C-D, tracée plus loin vers l'Est, montre la disposition du Dévonien et du Carbonifère affectés de plissements secondaires, dirigés NO-SE, poussés et imbriqués vers le Sud.

Suivant le torrent la Batosa, le terrain paléozoïque est coupé par la grande faille, qui limite le bassin d'effondrement de la Cerdagne et ses dépôts miocènes remblayants. Cette faille coupe également de petits restes du recouvrement mésozoïque qui, grâce à cet enfoncement, ont été épargnés par l'érosion.

S. de Riu, la grande faille se bifurque et une branche se poursuit vers l'Ouest dans le Paléozoïque; par là, elle met en contact le Carbonifère enfoncé et le Dévonien dont elle coupe la direction des plis imbriqués.

En résumé, on peut distinguer dans la région de Pedra et de Canals trois mouvements d'âge et de caractère différents :

un plissement varistique qui a formé des ondulations régulières dirigées N-S et NE-SO, se manifestant dans la partie sud.

un plissement ayant causé des plis isoclinaux, spécialement dans la partie septentrionale, dirigés ONO-ESE et renversés

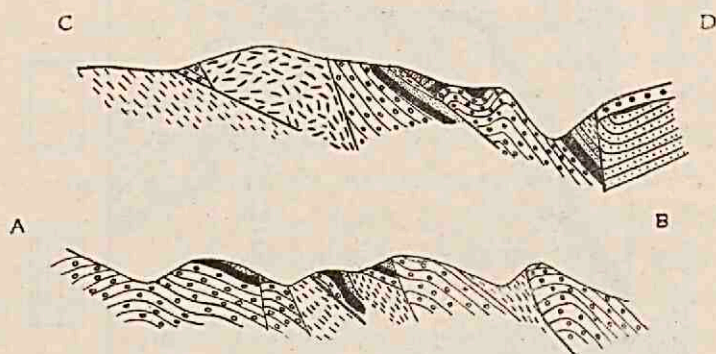


FIG. 1b. — Coupes annexes à la carte fig. 1a suivant les lignes A-B et C-D. (Echelle et signatures : voir la carte.)

vers le sud. Ils passent à de petits charriages du Dévonien et des tuffeaux permien sur le Carbonifère. Ces charriages ont donc agi certainement pendant le plissement pyrénéen. Ils peuvent avoir été préformés par un plissement varistique. En tout état de cause la *direction* ONO-ESE est une direction pyrénéenne.

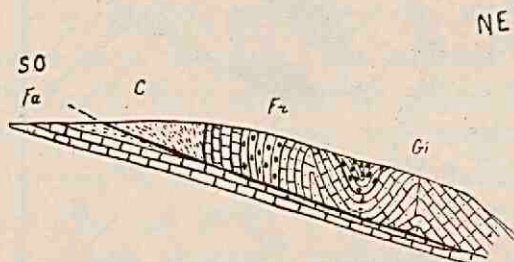


FIG. 2. — Profil du ruisseau à 600 m. S 20° E de Riu. — Gi : Givétien; Fr : Frasmien; Fa : Famennien; C : Carbonifère.

l'effondrement rhodanien, coupant par une faille normale le Miocène et les deux lambeaux-témoins du recouvrement mésozoïque. Il se poursuit également dans le Paléozoïque.

Nous verrons que ces caractères se maintiennent sur une grande partie de la région.

La voûte dévonienne du torrent de Pedra et de Bor a bien gardé ses caractères varistiques. Le plissement a été assez faible, la surface du plateau étant couverte en partie par les couches de passage entre le Dévonien et le Carbonifère, notamment les lydiennes et les calcaires viséens; vers l'Est et l'Ouest, le Dévonien s'enfonce régulièrement avec une pente moyenne sous le Carbonifère, à part quelques plissottements irréguliers se manifestant près du chemin de Mata Negra à Bor. Cependant la limite nord montre un plongement plus raide (70° N) passant vers l'Est dans une faille à peu près verticale et perpendiculaire à la direction varistique du flanc est. La ligne de l'effondrement tertiaire se déplace entre le ruisseau de l'Ingle et le village de Pedra en discontinuité vers le Nord escortée par des failles parallèles. Nous croyons retrouver une de ces failles dans la limite carbonéo-dévonienne qui coupe en discordance la direction N-S des couches dévoniennes.

Dans le noyau de l'anticlinal du ruisseau de l'Ingle, les schistes carburés du Gothlandien affleurent au milieu des calcaires dévoniens près de la limite du Carbonifère. Certainement cette limite est disloquée, le Carbonifère étant affaîssé et le Dévonien coupé en deux lambeaux disloqués. C'est la faille latérale conjuguée à la faille-limite du Mio-Pliocène.

Passons vers le Sud; au Manradas de Bor, le Dévonien dirigé N-S plonge en sens normal; puis recourbant vers NO vers le ruisseau de l'Ingle les couches se renversent et s'inclinant de 50° ENE couvrent le Carbonifère dans un pli-faille inverse. Le contact, disloqué partout, se poursuit vers NO passant par la Sierra de Garavet et Turo del Clot de las Fonts, suivant une ligne anguleuse. Le reste du synclinal carbonifère ne montre point de particularités. Ça et là les calcaires du Dévonien et du Viséen reviennent à la surface et le long du bord sud et ouest les calcaires s'enfoncent sous le Carbonifère.

Dans la Roca Foradada, un petit synclinal indique nettement une forme isoclinale renversée vers le Sud.

La cuvette carbonifère, S. de Nas, montre la superposition d'un plissement dirigé E-O sur la forme générale. S. de Serrat de la Balma, le terrain est disposé en plis aigus, tous inclinés vers le Sud; suivant le flanc ouest, la limite dévono-carbonifère présente une forme sinueuse due aux plissements secondaires perpendiculairement à la direction principale.

Traversant vers l'Ouest la Riudolaina, on entre dans l'anticlinal

de La Molina et de C. San Romà, où le Silurien supérieur et inférieur affleurent largement. Dans le fond de la vallée de ce ruisseau l'Ordovicien de San Romà butte contre les calcaires dévoniens. Nous devons y tracer une faille. Puis on doit la prolonger vers le Nord pour expliquer la distance faible entre le Carbonifère S. de Nas et le Gothlandien de la Molina. Malheureusement le versant droit de la vallée est couvert d'éboulis qui a empêché de suivre le tracé exact de la faille, mais précisément le fait que la pente, plus douce que les pentes calcaires en moyenne, est couverte d'éboulis, indique une zone de broyage, moins résistante à l'érosion. En outre, cette zone est située exactement dans le prolongement du grand décrochement dans la Sierra de Cadi suivant lequel le Dévonien du Serrat dels Curtals s'est avancé vers le Sud.

Envisageons l'anticlinal silurien de C. San Romà. Le contact nord entre l'Ordovicien et le Gothlandien montre la superposition normale des schistes carburés aux schistes calcaireux à tiges de cystidés de l'Ashgillien; les couches sont plissotées — ce qui arrive fréquemment à ce niveau — de sorte que l'Ordovicien émerge souvent au milieu des schistes noirs dans de petites selles, qui ne peuvent pas être figurées sur la carte. Le flanc sud cependant est renversé et disloqué. N. de C. San Romà, les schistes gothlandiens s'enfoncent sous le Silurien inférieur; l'Ashgillien y fait défaut. Plus au Sud, la structure des couches plus résistantes est plus simple : les quartzites du Llandovery S. de C. San Romà y sont à peu près horizontaux et se prolongent dans un anticlinal régulier dans le col S. du Turó de Ballé. Le flanc nord de cet anticlinal silurien assez régulier est couvert en discordance mécanique par le Dévonien du Turó de Ballé. En cet endroit, les calcschistes versicolores du Dévonien inférieur sont en contact direct avec le Gothlandien et l'Ordovicien. Le Dévonien y forme donc la lèvre remontée d'un petit charriage incliné de 25° vers le Nord, ayant glissé sur les schistes plastiques du Gothlandien.

Un charriage analogue, quoique inverse, se manifeste dans la superposition des calcaires dévoniens du Puig de Montellà aux porphyres permians. Soit qu'on observe de loin le profil occidental de cette montagne, soit qu'on suive sur les lieux le contact de ces deux formations, on voit le plan d'une faille nettement s'incliner de $\pm 30^\circ$ vers le Nord, marquée par une brèche de friction de porphyres broyés et striés. L'analogie de la structure du Puig de Montellà avec celle du Serrat de Bidrole semble indiquer que tous

les plis renversés vers le Sud sont d'âge post-permien, c'est-à-dire d'âge pyrénéen.

Quand on traverse le ruisseau de Bestanis, on voit changer les lignes directrices de la structure du Paléozoïque. De là émerge sur le bord nord de la Sègre le grand batholithe granitique de Lles et Aristot, un butoir résistant qui, certainement, a influencé la direction des plissements.

Entre Martinet, Beixach et Barguja s'étend un massif dévonien, divisé par quelques synclinaux carbonifères dirigés NE-SO et compliqués par un plissement, probablement posthume, qui a causé les replis secondaires entre Cabiscot et Beixach et les failles transversales dans la partie de Beixach et Barguja. En étudiant le synclinal de C. Cabiscot-Beixach nous fûmes étonné que ce plissement secondaire se restreignît à son flanc sud et que la limite septentrionale se poursuivît en ligne droite. On pourrait aisément expliquer ce fait en se rappelant que M. ROGGEVEEN a trouvé une faille entre le Dévonien non métamorphique et le granite, laquelle prend exactement fin au point d'intersection avec l'axe du synclinal en question. Cette faille s'est formée après le métamorphisme varisque du granite; partant, elle est plus récente, probablement d'âge pyrénéen. Ainsi la poussée qui a replié le flanc sud du synclinal a épargné l'autre flanc, parce que celui-ci était à l'abri de cette faille.

Quant aux failles transversales de Beixach et Barguja, nous les mettons en rapport avec l'incurvation du terrain mésozoïque et nous les traiterons plus loin. Remarquons seulement que, dans le Barranco de Quer, O. de C. Vima, le Dévonien recouvre nettement le Carbonifère par un contact un peu disloqué et incliné de 40° au Nord.

L'anticlinal silurien de Bar et de Toloriu.

Dans la région anticlinale de Bar et de Toloriu, deux directions tectoniques se manifestent. La direction originale, partant varisque, est sans doute SO-NE, comme l'indique l'orientation générale des limites près de Bar; l'autre NO-SE, d'âge pyrénéen, se manifeste dans la direction du Gothlandien renflé O. de Toloriu et dans la tectonique en détail entre Bar et Arenys. Cette région-ci est occupée de bancs de quartzite du Llandovery séparés par des paquets de schistes noirs, dirigés en général SE-NO et plongeant

en moyenne de 40-45° *vers le Sud* (!) Près de la limite avec le Dévonien, ces bancs s'enfoncent au moyen d'une forte flexure ou d'une petite faille sous les calcaires. Probablement le nombre des bancs de quartzite affleurants a été augmenté par une structure imbriquée. Nous avons rencontré des failles plongeantes vers le Sud au-dessous du banc de conglomérat de Bar et dans les quartzites N. de Bar (fig. 3).

Le Gothlandien du flanc sud a été étiré pour une grande partie. Près de C. Hostalnou, cette formation ne comprend plus que quelques dizaines de mètres de schistes noirs. Les quartzites et les bancs calcaireux y font défaut. Egalemeut, il manque une grande partie du Dévonien. Tout près de la bande gothlandienne de l'au-

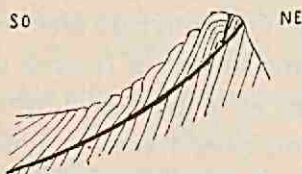


FIG. 3. — Bancs de quartzites gothlandiens disloqués. N. de Bar. Longueur ± 15 m.

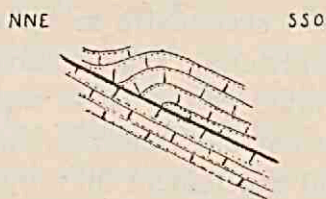


FIG. 4. — Pli-faille dans les calcaires dévoniens. S. de Arseguel. Longueur ± 3 m.

tre côté de la Sègre ROGGEVEEN a constaté un lambeau du Carbonifère limité par une faille laquelle se produit tout près de C. Hostalnou. Au sentier, le long du ruisseau de Ouer, la bande gothlandienne est réduite à rien et une petite vallée de 10 m. de largeur contenant quelques fragments de schistes ferrugineux indique l'endroit du Gothlandien étiré.

Le renflement du Gothlandien O. de Toloriu est certainement causé par le même mouvement qui a redressé les bancs de quartzites près de Bar. Mais à Toloriu, les schistes noirs prédominent qui ne donnent pas tant d'indications pour reconnaître la structure tectonique. Néanmoins, il nous paraît que le Gothlandien et les calcaires superposés forment un anticlinal déjeté *vers le Nord*, le flanc Sud plongeant de 20-30°, le flanc nord près de la Sègre étant à peu près vertical, passant à la position renversée.

Anticlinal de Arseguel.

Le flanc nord de cet anticlinal dirigé E-O, mais à plongement axial important est coupé par une faille inverse, mettant en con-

tact le noyau avec le granite. Dans le flanc sud, un mouvement relatif vers le Nord est attesté par de petits plis-failles dans la même direction (fig. 4).

LA PARTIE MERIDIONALE DE LA REGION LE TERRAIN POST-VARISTIQUE ET SES RAPPORTS AVEC LE TERRAIN PRE-VARISTIQUE

La Sierra de Cadi.

La Sierra de Cadi forme le flanc septentrional du géo-synclinal sud-pyrénéen et le revêtement direct et régulier du bombement paléozoïque des Pyrénées. Ce revêtement discordant, dirigé E-O, parallèle à l'axe de la montagne, débute S. de Seo avec une série de grès et schistes charbonneux contenant une flore du Stéphanien moyen.

Le Stéphanien cependant s'amincit assez vite et S. de Barceloneta nous n'en avons vu que des traces charbonneuses au dessous des porphyres. Par suite, dans les limites de notre carte, la série recouvrante débute partout avec les porphyres permien assez plastiques montrant une mauvaise stratification. Il en résulte que, nulle part, nous n'avons si clairement vu la discordance varistique comme l'a figuré M. SCHMIDT, S. de Seo. La série recouvrante, nous l'avons montré déjà, va du Permien jusqu'à l'Eocène, mais elle est incomplète. D'ailleurs, les puissances de toutes les formations vont en se diminuant de l'Ouest vers l'Est et du Sud au Nord. Nous passons sous silence l'Eocène dont nous ne connaissons pas le sommet dans notre région. Des autres formations nous résumons ici les puissances dans un tableau d'assemblage :

| | Baridana | P. d'Estenedò | S. dels Curtals | Pandis | Coll Pubill Coll de Sé | S. Moshé | M. Negra |
|--------------------|----------|---------------|-----------------|--------|---------------------------|----------|----------|
| C ₁₀ ev | 400 | 400 | 320 | 340 | 205 | — | — |
| C ₈₋₉ | 200 | 160 | 90 | 70 | 170-140 | présent | > 150 |
| t ₂₋₃ | 170 | 90 | 55 | — | 60 | 103 | — |
| rt ₁ | ± 600 | ± 1000 | > 130 | — | 100-120 | 120-150 | — |

L'amointrissement des calcaires triasiques ne peut pas être attribué exclusivement à une érosion pré-sénonienne, parce que les étages inférieurs s'amincissent autant que les étages supérieurs. Quand on rétablit le recouvrement triasique marin suivant la ligne Canal Baridana-Plà de Torres, en tenant compte de l'amincissement de la formation, il est complètement aminci à 10-12 km. Nord du Cadi. Le Crétacé y a disparu également sur une distance de moins de 24 km. Il nous paraît donc vraisemblable que le revêtement sédimentaire, s'étant aminci assez vite, n'a pas recouvert la zone axiale des Pyrénées orientales. D'autre part, il paraît possible que le géosynclinal sud-pyrénéen s'est augmenté en profondeur assez rapidement vers le Sud; ce qui expliquerait l'existence d'une série plus complète, comprenant également le Lias dans la dite série de Pedra Forca, sans avoir recours au grand charriage que M. JACOB c. s. y recherchent.

L'amincissement du Trias marin vers l'Est jusqu'à sa disparition complète au Coll de Pandis pourrait être causé exclusivement par l'érosion pré-sénonienne, parce que nous n'y connaissons pas les assises supérieures. Mais la diminution du Sénonien même doit avoir une cause primaire. Au delà du Coll de Pandis, vers l'Est, la série totale devient de plus en plus complète, englobant selon les feuilles de L'Hospitalet, Prades et Céret, le Trias à moins de 2 km., le Sénonien inférieur dans la vallée de la Muga, même le Lias à Figueras. Un changement de puissance analogue de la série, mais à un plus haut degré, paraît se passer dans la série de Pedra Forca. Dans la vallée de la Sègre, en aval de Seo et S. du point où le recouvrement de la série du Cadi prend son maximum d'épaisseur, les calcaires du Crétacé inférieur sont largement développés dans les gorges d'Orgaña; dans la terminaison orientale de la série de Pedra Forca, près de Pobla de Lillet au Sud de la zone où la série du Cadi est peu puissante et incomplète, la carte de M. ASTRE (JACOB, c. s., 1927) figure le Campanien recouvrant le Liasique sans intermédiaire du Crétacé inférieur. La mer sud-pyrénéenne n'a donc pas été un golfe simple, mais se divisait en des bassins profonds, séparés par des seuils ou des îles.

La série de la Sierra de Cadi plonge très régulièrement en sens normal vers le Sud. Dans le paquet supérieur, en majeure partie calcaire, du Muschelkalk à l'Eocène l'inclinaison comporte de 20 à 40°, en moyenne de 25°. Dans le paquet inférieur par contre,

formé des porphyres plastiques et des schistes et grès bigarrés, l'inclinaison est plus grande, sans que nous ayons jamais observé de discordance angulaire entre les deux parties.

Aussi l'inclinaison dans le paquet inférieur — seulement bien visible dans les schistes et grès rouges — montre une variation beaucoup plus grande en direction E-O que dans le paquet calcaire. Elle comporte entre Coll Llabansa et le Puigrodon de 30-50°, puis s'aplanit S. du Call Pubill, où les porphyres de ce massif s'unissent avec ceux du Cadi. Au delà, la pente gagne continuellement, atteint presque la position verticale entre Estana et Bestanis, s'aplanit de nouveau en s'inclinant sous l'accident de Prat d'Aguiló. A l'Est de cette faille, la bande du Permotrias paraît fortement amincie. Certainement la série y est moins épaisse, d'autre part, elle n'affleure pas en totalité, étant coupée par une faille au contact avec les porphyres silicifiés.

Abstraction faite de l'accident de Prat d'Aguiló, le paquet calcaire du Cadi se poursuit continuellement. Seulement nous avons constaté de petits bombements du Muschelkalk et du Sénonien O. de Serrat de S. Jaume et E. de Serrat de Curtals, une petite faille transversale au Coll de Pandis s'éteignant tous dans le Trias inférieur et le Garumnien.

La limite du Porphyre et du Paléozoïque au pied du Cadi suit à l'Ouest de Bestanis les bords nord d'un alignement de vallons séparés par de petits cols, entamés dans les porphyres peu résistants. Le plan de contact n'est que rarement mesurable, mais le tracé du contour en rapport avec les courbes de niveau indique que la surface de discordance est fortement inclinée. Ce n'est que dans un vallon à 400 m. O. de Bestanis, que nous avons aperçu les conglomérats de base des porphyres en contact à peu près vertical avec les schistes gothlandiens. Seulement entre Canal Baridana et le Call Pubill les porphyres reposent sur le Silurien avec un contact subhorizontal ou peu incliné.

E. de Bestanis, sur le versant ouest du Puig de Montellà, le plan de contact est disposé de 80° S. jusqu'à la côte 1.750 m. où il passe à la surface de charriage, plongeant de 35° N. suivant laquelle le Dévonien couvre les porphyres. Dans l'entame du ruisseau de Pi, nous avons observé un contact vertical.

C'est donc à l'Ouest du Puig de Montellà que les porphyres butent par des contacts généralement à pentes raides contre le Silurien, pour la majeure partie contre les schistes plastiques du

Gothlandien. Ceux-ci seront donc sensiblement renflés. Aussi vers Bestanis la bande gothlandienne s'élargit-elle très rapidement contre les porphyres; également S. de Estana, où une bande gothlandienne assez mince s'élargit brusquement en occupant tout le terrain au pied du Cadi entre Estana et Querforadat.

Au delà, vers O. le renflement est moins visible. L'Ordovicien dont l'épaisseur normale est inconnue, forme en partie le sous-bassement de la série du Cadi.

Au Puig de Montellà, et au delà vers l'Est, le Dévonien, abstraction faite du charriage, vient butter par des contacts raides contre les porphyres silicifiés. Ils forment ensemble un bloc rigide qui a agi sur le Permotrias plus plastiques, dont l'épaisseur visible est sensiblement amincie.

L'accident de Prat d'Aguiló.

La Sierra de Cadi est coupée dans toute sa largeur par une faille diagonale, dirigée N-S et NE-SO, suivant laquelle le côté oriental est déplacé vers le Sud ou le Sud-Ouest. Le plan de la faille est incliné vers l'Est plongeant probablement de 20 à 40°. De là résulte que la lèvre orientale tente de chevaucher sur l'autre côté et que la faille est intermédiaire entre un décrochement et un chevauchement. Puis le plan de la faille est coupé par des failles longitudinales et verticales, l'une bien nette et importante, limitant au Nord le Prat d'Aguiló, l'autre plus petite S. de C. Frare, dont nous ne connaissons pas si bien le caractère. On obtient un aperçu magnifique de la superposition des deux lèvres en se plaçant sur l'éperon du Prat d'Estenedò O. de Prat d'Aguiló et en étudiant le profil du versant raide O. de Prat d'Aguiló. En grande partie, notre coupe provient de ce profil. Par lui-même, ce profil ne donne pas une idée complète et compréhensible des caractères tectoniques, de sorte que nous avons préféré construire une coupe verticale dirigée N-S et projeter sur ce plan des coupes parallèles tracées plus loin vers E. Il en résulte une coupe synthétique contenant quelques éléments hypothétiques, par exemple la hauteur du tracé du plan de charriage du Dévonien sur la série mésozoïque, mais la structure totale devient mieux compréhensible que par une longue description.

Nous y voyons deux séries complètes consistant en Dévonien couvert en discordance par la série du Cadi, l'une chevauchant sur l'autre.

La série en place. — Envisageons la série en place, commençant au Nord. Le Puig de Montellà est charrié sur les porphyres permien, ainsi que nous l'avons signalé déjà. Ce massif appartient à la lèvre occidentale, étant séparé de la lèvre chevauchante par la faille qui se poursuit le long du versant E. du Riudolaina.

Le contact des porphyres avec le Permotrias n'offre aucune particularité; mais la formation rouge a tant diminué en comparaison de sa puissance plus à l'O. que nous sommes obligé de supposer l'existence d'une faille que nous avons tracée provisoirement suivant cette limite. Plus loin, vers l'Est, le contact des porphyres et des schistes montre des ondulations plus compliquées que nous n'avons pu figurer sur la carte.



FIG. 5. — Profil de la montagne N. de Prat d'Aguiló, vue de l'O. montrant le retroussement des calcaires du Trias supérieur et du Crétacé au-dessous de la faille.

Le Muschelkalk inférieur est en position remarquablement plane. Cependant les calcaires bleus du Muschelkalk supérieur, séparés des calcaires sous-jacents par des schistes charbonneux plastiques, sont fortement retroussés et plongent jusqu'à 70° vers le Nord. Cela indique que la ligne d'affleurement de ces calcaires n'a pas été beaucoup éloignée du plan de charriage (fig. 5).

La partie inférieure des calcaires maestrichtiens est retroussée à la verticale, les assises culminantes plongent fortement contre la faille verticale. Quelques lentilles de schistes garumniens se sont encore conservées.

Ladite faille a abaissé sa lèvre méridionale sur une distance de 200 m., de sorte que de l'autre côté de la faille le Garumnien vient en contact avec la série charriée. Les retroussements des bancs

calcaires alternant avec les schistes plastiques y sont magnifiques. Plus loin, la faille principale paraît s'éteindre là où les assises garumniennes des deux séries vont se toucher.

La série charriée. — Nous avons pu suivre nettement la superposition des calcaires dévoniens aux porphyres sur le versant est de la Riudolaina. Au fond de la vallée de ce ruisseau, le contact est à peu près vertical, mais au dessus du chemin de Nas il change brusquement en un plan de charriage, doucement incliné. Une brèche de friction suit le contact, composée de fragments du Dévonien et de porphyres broyés et d'une brèche de quartz blanc. Vers le Sud, le contact reste au même niveau, mais le plan de la faille paraît s'incliner plus vers l'Est. De petites sources y surgissent. A la Madastre, la ligne de faille quitte sa vallée et va suivre un autre affluent de la Riudolaina. Nous n'avons pas pu observer si ce détournement est dû à une faille transversale ou simplement à l'influence de la topographie. Puis le Trias et le Crétacé s'enfoncent sous le plan de poussée, qui butte ensuite contre la faille verticale dirigée E-O. L'affleurement du plan de charriage s'y déplace sur une distance de 1.250 m. vers O., ce qui correspond, en tenant compte du relief et du rejet de la faille verticale de 200 m. à une inclinaison de 18° vers E.

Le porphyre et les schistes rouges se sont fortement étirés et retroussés en plis couchés. Les calcaires du Muschelkalk n'ont pas pu suivre ce renversement plastique et ont été fracturés et disloqués à l'inflexion.

Nous n'avons pas observé d'incurvations dans le Muschelkalk supérieur et dans le Crétacé; la superposition devient plus régulière et la dislocation paraît se perdre dans le Garumnien des deux séries superposées. Néanmoins nous croyons pouvoir la poursuivre dans l'Eocène. O. de Font Fordera la crête de la Sierra de Cadi montre un ensellement qui, au versant sud, se poursuit dans un ravin, dirigé NE-SO, nommé Els Curtils. Par là, il passe une faille qui forme le prolongement de la dislocation de Prat d'Aguiló. La lèvre charriée est coupée par une série de petites failles, figurées sur la carte, dont il est difficile d'évaluer la valeur et le rôle de chacune dans le mouvement total.

A Prat d'Aguiló nous sommes en face d'un décrochement, combiné de charriage de la partie orientale vers le Sud. Il est donc probable que la poussée qui l'a effectué a été dirigée également vers le Sud.

Les lambeaux mésozoïques au milieu du terrain paléozoïque.

Le terrain post-varistique du Call Pubill et Serra del Coll de Sé, du Plà de Torres et du Serrat Mosbé sont des restes du recouvrement sédimentaire, amincissant vers le Nord, du massif axial des Pyrénées. Ces parties ont été conservées par l'érosion grâce à l'effondrement d'une zone dirigée E-O et grâce à deux ondulations de l'axe synclinal de la Sierra de Cadi. L'axe de l'incurvation occidentale débute au pied du Canal Baridana et passe par le sommet du Call Pubill et O. de la Serra del Coll de Sé au Plà de Torres. Les faits suivants prouvent son existence :

Le Permotrias en bas du Canal Baridana est moins incliné que plus loin vers E. et vers O.

Les tuffeaux du Cadi s'unissent avec ceux du Call Pubill formant un recouvrement assez plan du Silurien de l'anticlinal du Puigrodon.

Le Crétacé entre Querforadat et C. Pubill forme un périssynclinal dont le noyau : l'Eocène du Call Pubill, a été conservé par l'érosion.

Le Trias et le Crétacé de la Serra del Coll de Sé s'inclinent vers O. et non vers S.

Probablement le lambeau du Plà de Torres a été enfoncé.

Il est vraisemblable que le Serrat Mosbé correspond à l'autre incurvation qui n'est pourtant pas si nette que celle du Call Pubill; car le Trias et le Crétacé, les seules assises à stratification bien visible plongent régulièrement au Sud.

Il existe une différence frappante entre la limite nord de cette zone mésozoïque et sa limite sud. Au Nord le contact bien sinueux se pose partout entre les porphyres et le Paléozoïque; le contact sud, au contraire consiste en failles nettes et rectilinéaires qui juxtaposent toutes les formations recouvrantes au Paléozoïque.

Suivons le bord nord en commençant à l'Est à la Serra de Badrans. On est loin d'y trouver une superposition normale. Le Dévonien y recouvre, il est vrai sur une faible distance, les porphyres permien. Et l'extrémité de la bande porphyrique est en position d'un synclinal couché, ouvert au Sud dont le noyau est occupé par un lambeau de Permotrias rouge. Passant vers l'Est le contact se redresse au vertical suivant le torrent de C. Vinyolas. Le bord nord de ce ruisseau est dominé par une paroi raide formée de calcschistes, extrêmement plissotés, du Dévonien inférieur

et couronnés par des calcaires bleus, courbés en plis aigus. Au contact même avec les porphyres on voit des lentilles de quartzites carbonifères, souvent ferrugineuses, pincées contre le Dévonien. Ce contact est certainement disloqué; le Permien s'est enfoncé et le Dévonien s'est refoulé contre lui. Au col entre le Plà de Torres et la Serra de Sé les porphyres ont à peu près disparu, enfoncés sous les grès permotriasiques. La tectonique s'y complique en détail, car on voit des plis aigus du calcaire dévonien émerger au milieu des tuffeaux. Vers l'Est, le contact devient plus tranquille. Tandis que la dislocation se prolonge dans la limite dévono-carbonifère, les schistes du Culm s'enfoncent en sens régulier sous les porphyres. Il semble y exister une concordance parfaite. N. de C. Barguja il se forme un petit anticlinal et deux synclinaux. De même cette concordance apparente se poursuit le long du massif de Serrat Mosbé. Partout le Carbonifère ou le Dévonien s'enfoncent à pentes raides sous le Permien. Puis la limite du Dévonien et du Carbonifère suit d'une façon remarquable les contours du Permien, de sorte que nous devons rattacher le synclinal secondaire de C. Vima, la faille transversale de Beixach et le changement de direction au SE de Beixach à l'enfoncement du lambeau mésozoïque. La position des porphyres entre Beixach et Villech ressemble beaucoup à celle du torrent de Vinyolas. Les tuffeaux affleurent dans le fond du ravin profond du torrent de Villech, dominé par les calcaires dévoniens. Tout de même ceux-ci ne sont pas si plissés. Au bord nord de ce ruisseau, près du Tosal de Villech, un petit lambeau de Trias (Trias inférieur et Muschelkalk) paraît enfoncé entre les calcaires dévoniens.

Au Sud la zone mésozoïque est coupée en lignes droites par des failles nettes qui influencent très peu l'allure des couches adjacentes. Seulement entre Cava et C. Pubill la faille est suivie par une bande de porphyres et S. du Call Pubill de minces paquets de Trias y sont enserrés (fig. 6). Plus vers l'Est cependant la ligne des failles est bien tranchante, changeant plusieurs fois brusquement de direction. La dislocation se continue dans le terrain paléozoïque à l'Est de Villech, mettant en contact l'Ordovicien et le Dévonien supérieur; ensuite elle se poursuit dans le Turò de Canal, suivant une mince bande gothlandienne et prend fin dans le Silurien de C. S. Romà.

Cet effondrement méridional suivant Cava, Estana, Villech et Casa Romà est d'allure jeune et tout à fait comparable à celui du bassin de Bellver et de la Cerdagne, auquel il se relaie et dans lequel on reconnaît les mêmes directions. Nous croyons donc que cette faille est posthume au plissement pyrénéen et qu'elle a agi, comme celle de Bellver jusqu'après le Pontien.

Le rejet de l'effondrement atteint son maximum près de la faille-limite méridionale; vers le Nord des failles secondaires à rejet compensateur coupent les lambeaux. Dans le Serrat Mosbé se laissent poursuivre deux failles ininterrompues à lèvres méridionales abaissées; dans l'autre massif par contre, le paquet cal-

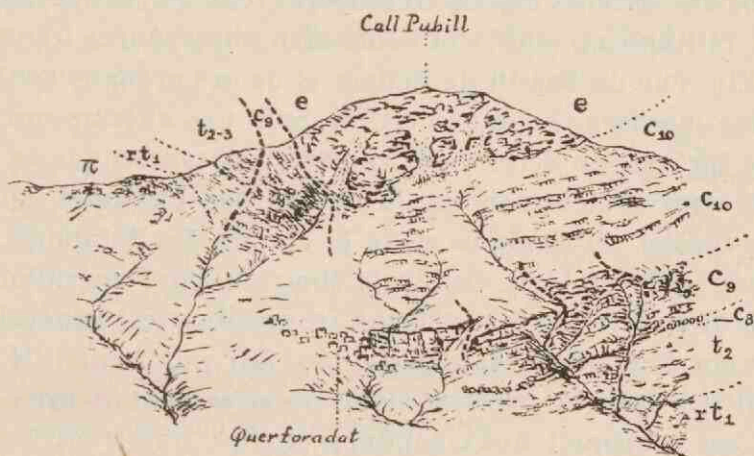


FIG. 6. — Le Call Pubill et Querforadat, vus de l'Est.

caire du Muschelkalk et du Maestrichtien N. de Querforadat est coupé par une série de petites failles s'éteignant toutes dans les schistes plastiques du Trias inférieur et du Garumnien. Aux environs de Cava les contacts anormaux suivent la direction des couches et tentent de disloquer les assises moins résistantes : le Trias et le Garumnien.

Le lambeau mésozoïque du Plà de Torres a une structure assez simple; il ne comprend que le Trias et que des traces des conglomérats crétacés. Les porphyres y manquent complètement. Il est affecté par de faibles ondulations et s'enfonce un peu dans le Dévonien.

Plus loin, vers l'Est, le recouvrement s'est maintenu dans le lambeau de la Mata Negra qui montre exactement la même disposition que le Serrat Mosbé. Les porphyres et les calcaires maes-

trichtiens surmontants — le Trias y manque, comme plus au Sud dans le Cadi — s'inclinent vers le Sud et se terminent contre le Paléozoïque suivant une faille dirigée E-O.

Entre Bor et Urús au milieu du Néogène de très petits restes mésozoïques se présentent coupés au Sud par les failles jeunes.

STRUCTURE DU BASSIN DE BELLVER ET DE LA CERDAGNE (1)

Les anciens auteurs depuis DUFRÉNOY (1830-38) et spécialement DEPÉRET et RÉROLLE (1885) ont fort bien observé que les couches du Mio-Pliocène du bassin de Bellver et de la Cerdagne sont inclinées d'une manière constante vers le Sud. Ces auteurs ont rattaché cette inclinaison à celle des couches plaisanciennes en Roussillon et à un soulèvement de la chaîne des Pyrénées, spécialement du massif du Canigou et de la chaîne des Puigmals. Cette inclinaison qui est bien visible le long du bord méridional du bassin de Bellver et de la Cerdagne française, y est généralement dirigée vers *l'extérieur du bassin*, un fait sur lequel M. MENGEL (1910) a appuyé; elle est donc certainement d'ordre tectonique. C'est pourquoi nous sommes étonné, qu'on ait donné si peu d'attention au contact du Tertiaire avec la bordure paléozoïque. Seul M. ASTRE (1927) a étudié ce contact dans le torrent de Pi et en a dressé la coupe. Nous insérons ici la nôtre du même endroit (fig. 7) dont le point essentiel ne diffère pas : un contact presque vertical, parallèle à la direction du Paléozoïque. Mais il sera possible de modifier son interprétation, suivant laquelle le contact de toutes les formations lacustres correspondrait partout à une discordance purement *sédimentaire*. Cela voudrait dire que le « lac de Bellver et de la Cerdagne » aurait eu jusqu'à la fin de son comblement des bords à pentes à peu près verticales qui pourtant sont inexistantes dans la nature. Même, si par une faille pré-miocène un escarpement avait existé au bord du lac, l'érosion aurait attaqué fortement cette paroi pendant le remplissage et aurait produit des pentes plus douces. Un examen attentif

(1) Consulter la carte morphologique annexée.

pourtant nous a convaincu que partout en Cerdagne et à Seo les limites entre le Néogène et la ceinture paléozoïque sont constituées par des failles formées après ou pendant la sédimentation.

Suivons cette faille limite. Dans l'entaille des ruisseaux de Riudolaina, de Pi et del Ingle la faille est dirigée E-O; elle est verticale ou bien penchée fortement vers le bassin. Les couches de l'assise supérieure inclinées de 5-10° vers le Sud, s'y arrêtent net, comme il est très bien visible au soubassement du Serrat de Nas.

Aux entailles des ruisseaux la faille est entamée par places par de petits ravins (Serrat de Nas); sur les plateaux elle peut être indiquée par une faible dépression (voir fig. 7).

Entre le torrent de l'Ingle et le village de Pedra la dislocation principale se déplace en discontinuité vers le Nord par l'intermé-

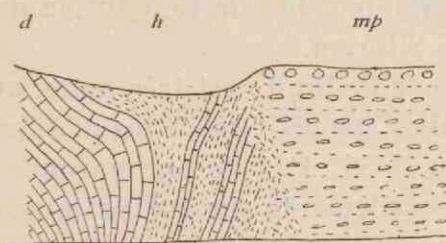


FIG. 7. — La faille-limite du bassin de Bellver entre le torrent de Pi et le Serrat de la Balma, séparant le Mio-Pliocène (mp) du Carbonifère (h) et du Dévonien (d).



FIG. 8. — La faille-limite du bassin de la Cerdagne près de Nahuja, vue de l'Est.

diaire de petites failles en coulisses. Entre Bor et Pedra elle coupe non seulement le Tertiaire, mais aussi le lambeau mésozoïque de cet endroit. Cette faille a fixé le cours du ruisseau de Riu (la Batosa), coulant E-O, direction exceptionnelle dans le bassin. Dans sa vallée les argiles pontiennes, fortement disloquées, sont entamées. Nous y avons mesuré une direction de N 75°E, 73°S. Un peu vers le Nord les argiles plongent dans l'autre sens (N 83°E, 43°N) et sont coupées par une petite faille dont la lèvre méridionale est abaissée. C'est une répétition en détail de la faille traversant le plateau du Serrat Moshé.

Au Sud de Urús la faille-limite passe de la direction E-O nettement à SO-NE. Au point d'intersection un petit lambeau mésozoïque est épargné par l'érosion. Cette zone, où la direction du bassin d'effondrement change, est toujours une région faible où les mouvements tectoniques ont persisté dans le Quaternaire.

Ils y ont formé des bombements et des failles que nous décrirons dans un chapitre suivant. Le terrain dévonien SE de Urús également a été disloqué d'une telle manière que les lignes directrices n'y sont plus visibles.

Entre Urús et Alp les sédiments tertiaires, couverts d'alluvions quaternaires n'y affleurent que rarement, mais les mines de lignite de Das permettent d'étudier la formation. Dans la première mine N. de Das les couches lignitifères et l'assise sus-jacente plongeant invariablement N 25° E, 55° O, indiquant une forte inflexion du bassin. Le contact cependant avec le Paléozoïque n'y est pas atteint.

A Vilar, le Mio-Pliocène apparaît de nouveau. Les couches y plongent de 15° en moyenne vers le Sud ou le Sud-Ouest. O. de Quexans le chemin de fer et la route de Barcelone sont entaillés dans des argiles et sables clairs qui, penchés de 15 à 40° en direction sud doivent butter contre le Silurien.

Dans la Cerdagne française la faille-limite est très nette, grâce au ravinement du terrain tertiaire. Depuis Osséja jusqu'à Sainte Léocadie elle garde la direction N 35° E. Elle est marquée par une ligne de petits ravins et d'ensellements sur les plateaux. Par toute sa longueur la faille est marquée par une bande de brèches tectoniques, de schistes siluriens, transformés en un débris argileux et foliacé d'une couleur gris-clair, qu'on observe de loin dans le terrain. A quelques endroits, comme S. de Palau, la faille se dédouble; les couches culminantes buttent contre une faille plus méridionale que celles entamées au fond des vallées. Les couches s'inclinent en moyenne de 10 à 20° vers l'extérieur du bassin, encore davantage çà et là le long de la dislocation. En général la faille paraît être verticale, mais au-dessus de Nahuja nous avons observé une pente de 60° vers SE. (fig. 8).

Entre Err et Llo la zone fracturée se continue dans le Paléozoïque suivant deux ravins remplis de brèche gris-clair et atteint de nouveau le Tertiaire au bord opposé de la Sègre. Le Tertiaire y est moins enfoncé et situé à un niveau de 200 m. plus élevé. Néanmoins les caractères tectoniques restent les mêmes. Le long de la route nouvelle de Llo à Eyne la zone de broyage est très bien visible (fig. 9). On y voit les couches argileuses du fond du bassin contournées en maints plissements et englobant de grands fragments du Silurien. Au-dessus de Llo, les marbres dévoniens forment dans la continuation de la faille méridionale un escar-

pement vertical, le Pliocène y ayant été déblayé par l'érosion récente (fig. 10).

Le Tertiaire entre Saillagouse et Eyne forme le soubassement du plateau de Eyne et du Col de Rigat, qui se poursuit en celui

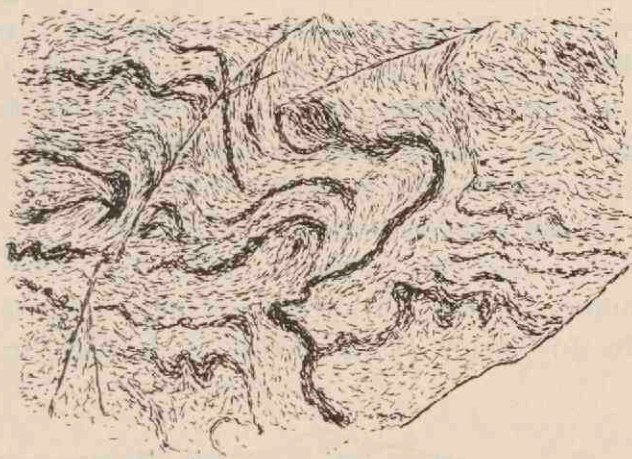


FIG. 9. — Argiles pontiennes plissotées dans la zone de broyage près de Llo.

du Col de la Percha. Ses pentes raides au-dessus de Saillagouse, qui montent au plateau, ont été préformées par des failles. C'est une « Bruchlinienstufe » un escarpement de faille suivant deux

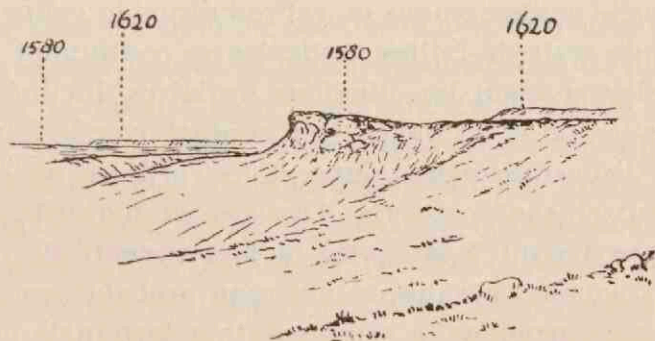


FIG. 10. — Escarpement de faille entre Llo et Eyne.
A l'horizon les gradins du niveau de 1.620 m. au-dessus de la plaine de la Percha (1.580 m.).

dislocations : l'une N. de Saillagouse, entamée trois fois par la grande route, l'autre, probablement dirigée suivant la Sègre (fig. 23).

Le long du bord septentrional du bassin la direction E-O pré-

domine. Une seule zone fracturée unit la limite du Tertiaire au Col de Rigat avec celle reconnue aux mines de Estavar, qui se prolonge dans l'ensellement au Nord de la montagne du château de Llivia.

Entre Llivia et Bolvir le terrain est couvert de dépôts morainiques, couvrant le Tertiaire et les affleurements rares du Néogène ne suffisent pas à tracer les failles. Mais le cours de la Sègre indique que les sens directeurs des failles doivent être NE-SO. et E-O. Au contraire, entre Bolvir et Olopte, le contact tectonique du Tertiaire avec le Paléozoïque est nettement visible. Les argiles rutilantes et les graviers y plongent 5-15° vers le Sud, c'est-à-dire vers l'intérieur du bassin, mais tout de même le contact est disloqué. Le long du chemin vicinal de Ger à Maranges dans le ravin du torrent Coma Cortat au-dessous de Greixa on

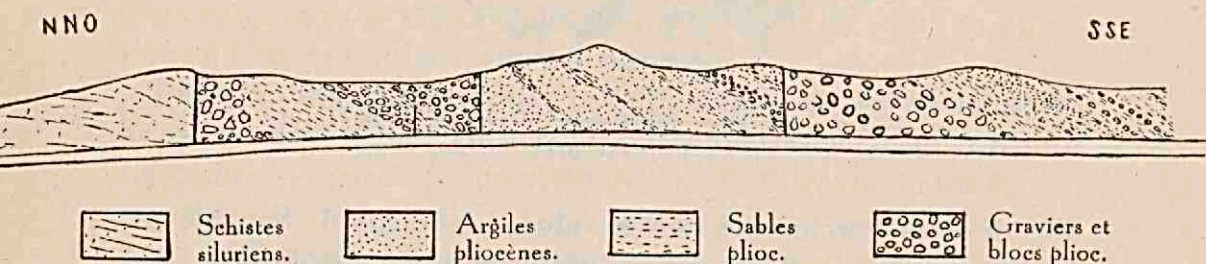


FIG. 11a. — Profil de la route de Ger à Maranges près de Greixa.
Longueur approximative : 70 m.

peut toucher le contact; nous en reproduisons la coupe (fig. 11a). On y voit une série de failles verticales se continuant vers le N. jusqu'à Greixa coupant les alluvions tertiaires, inclinées régulièrement vers le Sud et les mettant en contact avec le Silurien, formant entre l'enceinte paléozoïque et le Tertiaire un contact en gradins. Ceux-ci sont couverts d'assises en majorité très grossières et appartenant à la partie la plus récente de la série et non pas aux couches basales, ce qui rend probable que les failles ont été formées pendant la sédimentation terminale et non pas après (fig. 11b). Dans les affleurements ravinés au-dessus de All on voit de nombreuses dislocations partout verticales. Nous avons mesuré N 110°E, 80°S et N 140°E, 1.

Le petit défilé de la Sègre entre le Tossal de Isobol et le Turó de Valltarga, qui lie le bassin de la Cerdagne avec celui de Bellver, a été préformé par deux failles se coupant l'une l'autre. Les calcaires du Dévonien inférieur dont le Turó de Valltarga est formé

ne peuvent être mis en rapport normal avec les calcaires du Dévonien supérieur et les schistes du Carbonifère du Tossal de Isobol. Cependant ces failles, préformées à une époque plus re-

culée, doivent avoir fonctionné pendant l'effondrement et se sont fait sentir encore pendant le Quaternaire.

Les failles-limites du bassin se poursuivent dans le terrain paléozoïque aux environs de Montellà et y expliquent la distance faible entre le Carbonifère et le Silurien.

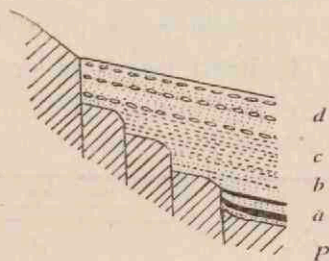


FIG. 11b. — Coupe schématique de la structure des failles de Greixa. — P : paléozoïque; a. : lignites et argiles grasses; b. : argiles blanches; c. : sables blancs; d. : argiles rutillantes et cailloutis grossier.

TECTONIQUE QUATERNAIRE

Les failles de l'effondrement post-pontien ne sont pas apaisées dans le Quaternaire; les hautes terrasses de Bellver s'inclinent de quelques degrés vers le S. et dans le bassin de la Cerdagne la partie méridionale a été comblée par des dépôts diluviens plus considérables que le bord nord. La région cependant où les mouvements quaternaires se manifestent d'une telle façon qu'on est justifié de les traiter dans un chapitre de la tectonique, est la partie entre Valltarga, Riu et Urús, où la direction O-E du bassin de Bellver change en la direction SO-NE du bassin de la Cerdagne. Une haute barrière, formée par la colline de Torellas (1.305 m.) et la butte de Valltarga (1.166 m.) sépare la plaine de la Cerdagne et celle de Bellver et évoque l'idée de deux bassins correspondant à deux lacs distincts, idée que M. ASTRE (1927) a formulée.

Mais selon nos observations cette séparation est d'un âge très récent et a été causée par un bombement, accompagnée de dislocations qui ont même affecté l'assise des conglomérats grossiers siciliens qui couvrent en discordance les dépôts mio-pliocènes.

Nous donnons ici un petit croquis de la montagne de Torrellas

sur lequel on est prié de suivre les rapports des contours des conglomérats pliocènes avec les courbes de niveau (fig. 12).

Le plateau de Urús est couvert d'une carapace continue de conglomérats cimentés qui suit les ondulations du terrain. Les ruisseaux n'ont pas réussi à couper ce revêtement, sauf le ruisseau O. de Urús. Pourtant en suivant le bord nord de ce plateau O. de Urús on voit la carapace se disloquer. Elle monte

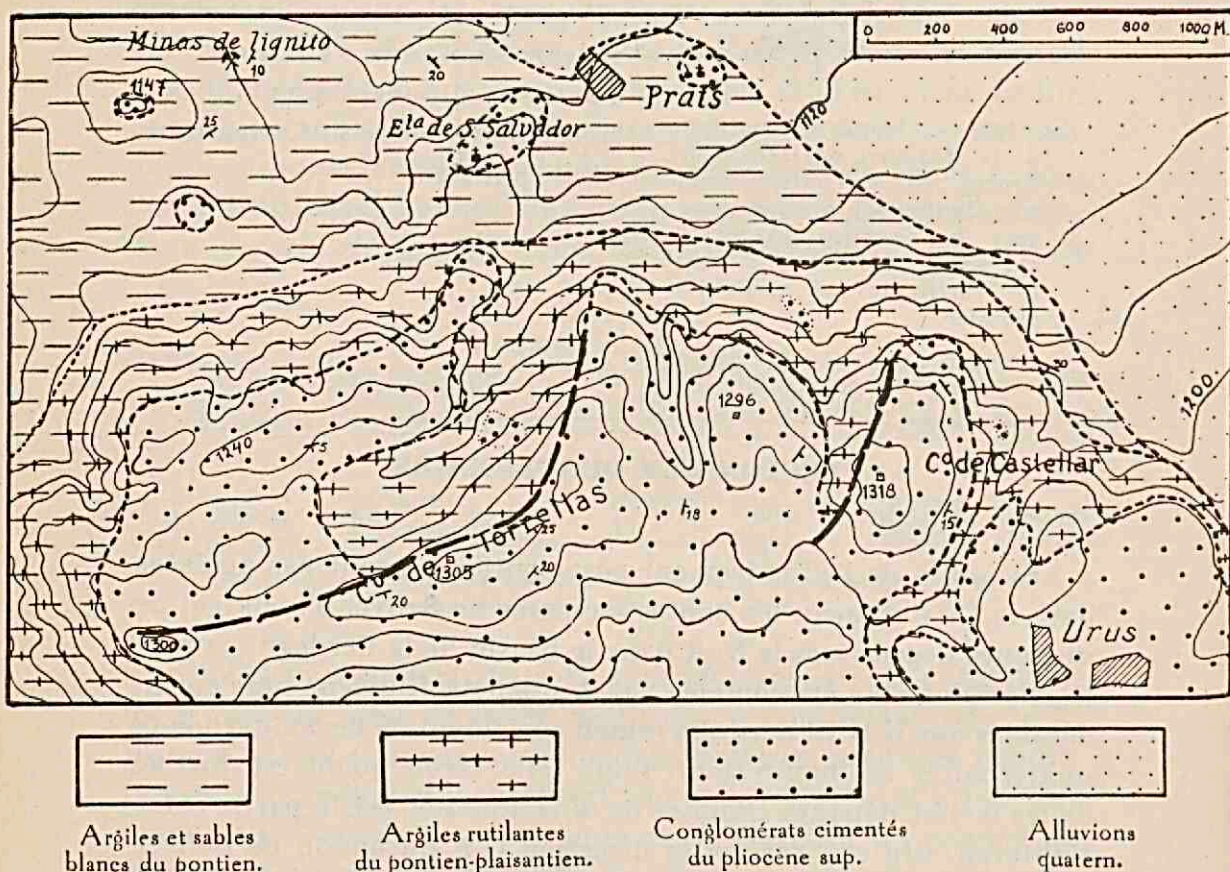


FIG. 12. — La terrasse disloquée entre Urús et Prats suivant les failles de Torrellas et de Castellar et la flexure intermédiaire. Les lignes interrompues indiquent les tracés approximatifs des failles.

jusqu'à la crête du Co(llada) de Castellar (1.318 m.); là elle est coupée brusquement; les limons rouges sous-jacents affleurent et il faut descendre de 40 m. pour retrouver les conglomérats cimentés. De là ils remontent jusqu'à côte 1296, s'infléchissent fortement dans le vallon d'un ruisseau et atteignent ensuite le Co. de Torrellas (1.305 m.). Le versant nord de cette crête est un escarpement, formé par la faille qui y coupe les conglomérats; en des-

cendant de 80 m. jusque dans le ruisseau de Prats on rattrape l'assise, qui monte de nouveau d'une vingtaine de mètres (fig. 13).

La forme de cette carapace ne peut pas être attribuée à des conditions sédimentaires de dépôts de delta. La continuité a été rompue et les inclinaisons sont dirigées vers le bord du bassin. Cette disposition doit avoir été provoquée par des mouvements tectoniques qui ont effectué ces penchants vers l'extérieur du bassin, séparés par une flexure et deux escarpements de failles, de Castellar et de Torrellas, qui suivent en direction courbée les alignements des bassins.

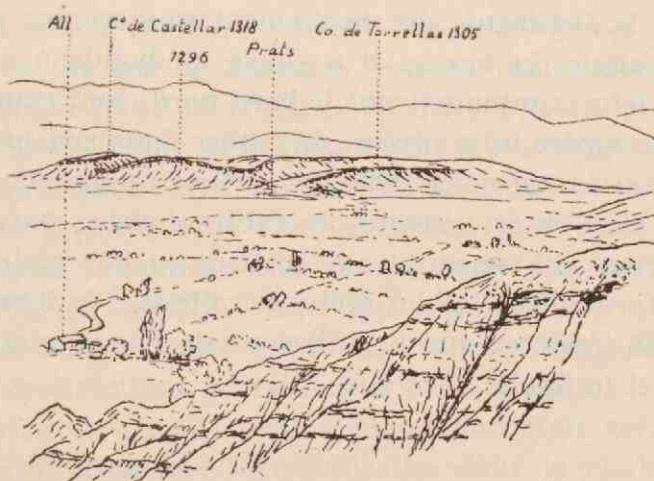


FIG. 13. — Panorama des colladas de Castellar et de Torrellas, montrant les escarpements de failles et la flexure. — Au premier plan : assises rutilantes grossières et fortement ravinées du Pontien-Plaisantien au-dessus de All.

Dans les mines de Sampsor et dans les argiles, entamées par la route de Valltarga et de Prats entre côte 1147 et Prats on observe la particularité que les couches ne plongent pas, comme d'habitude, vers le Sud, mais qu'elles s'inclinent vers l'Est. Nous avons attiré déjà l'attention sur l'existence des failles dans le défilé de la Sègre S. de Isobol, suivant lesquelles le Dévonien de la butte de Valltarga a surgi au dedans des limites de l'effondrement et affleure au milieu du Tertiaire.

Tâchons de réunir ces divers mouvements en un seul.

La zone où la direction NE-SO de l'effondrement passe à l'alignement E-O de celui de Bellver est, de toute évidence, une zone

faible et instable, dont les mouvements se sont fait sentir récemment. Ce qui l'indique c'est que S. de Prats nous avons vu une fissure béante d'un demi-mètre de diamètre. Les mouvements verticaux y ont été plus intenses qu'ailleurs, car dans le coin des deux failles croissantes le revêtement mésozoïque a été conservé. En outre, des mouvements horizontaux faibles qui ne se manifestent pas inévitablement dans un bassin d'effondrement linéaire, se découvrent seulement dans une zone de changement de direction, car chaque mouvement horizontal et différentiel a tendance à changer l'angle entre les deux directions. Et chaque changement y est suivi de bombements ou de tassements.

Quant à la Cerdagne, un mouvement quaternaire a tenté de diminuer l'angle du bassin et a causé un bombement dont on atteindrait le maximum suivant le bord nord; tout comme si l'on tâcherait de tordre un morceau de papier dans son propre plan. Ici cependant la carapace cimentée, située au-dessus de limons plastiques, s'est cassée suivant des failles courbes parallèles aux deux directions du bassin et s'est divisée en une série d'écaillés soulevées, formant de faibles crêtes parallèles à la limite du bassin. La roche paléozoïque à l'intérieur de l'angle s'est soulevée également et le lignite avec elle.

RESUME DE LA TECTONIQUE

Plissement varistique.

Le plissement principal dans la vallée de la Sègre ainsi que dans toute la chaîne des Pyrénées a eu lieu dans la phase asturique après le Westphalien. Le Stéphaniens S. de Seo de Urgel couvre en discordance le terrain plissé de la zone axiale y compris le Viséen. Une flore westphalienne dans la zone axiale a été recueillie par ROUSSEL (1904) à Aguiró S. de la Maladetta. La prépondérance de la phase asturique dans les Pyrénées a été reconnue pendant les dernières années, spécialement après que M. DÉLÉPINE (1931) eût révisé l'âge des schistes de Mondette (Ariège). Ces couches, antérieures au plissement varistique et soi-disant permienes, appartiennent en réalité au Carbonifère inférieur.

Le terrain paléozoïque de la Haute Sègre fait partie d'une région synclinale, dans laquelle affleurent abondamment le Carbonifère et le Dévonien. Elle est comprise entre deux grands massifs anticlinaux formés des roches siluriennes et cristallines : à l'Est le massif de Puigmal-Canigou, à l'Ouest le Monte Orri. On ne peut pas prolonger cette région en direction nord-sud; au Nord elle est coupée par un batholithe granitique allongé E-O, au Sud elle s'enfonce sous le revêtement mésozoïque du Cadi. Les replis de cette partie synclinale, qui ont par conséquent une composante en direction N-S, divergent des plis de l'allongement pyrénéen O-E ou ONO-ESE, sans pourtant montrer de l'uniformité. La direction est NNO-SSE de Seo à Villanova (SCHMIDT, 1931), NE-SO de Bar à Martinet, N-S au Serrat Mosbé O. de Estana, la même dans les replis S. de Bellver et de Das; au Sud de Alp N 120°E (feuille de L'Hospitalet). Un allongement varistique important paraît être N-S ou NNO-SSE, qu'on retrouve dans le batholithe granitique de Lles et Aristot qui forme le noyau de cette région synclinale. Néanmoins nous doutons qu'il soit permis d'attribuer à cette « direction armoricaine » une importance si générale comme le fait M. CHEVALIER (1929). Cet auteur veut relier les directions hercyniennes de la Bretagne à celles des Pyrénées orientales, où le plissement recourberait vers l'Est, et se continuerait avec une forte inflexion dans la chaîne côtière catalane dirigée NE-SO.

Les grandes intrusions granitiques d'âge varistique des Pyrénées sont allongées E-O. Voir par exemple le grand batholithe s'étendant de Andorra à Mont-Louis. Le massif de Lles et Aristot n'en est qu'une apophyse dirigée N-S. Ce dernier est orienté suivant une direction varistique, n'existant que dans cette région. Il est donc bien probable que la direction varistique de la zone axiale est dirigée en général E-O et que seulement dans la vallée de la haute Sègre elle montre une déviation dirigée N-S. Pourtant il est difficile à décider si dans la région de la Sègre les plis dirigés E-O ont été formés exclusivement par le plissement pyrénéen, ou bien si le plissement varistique a agi sur les mêmes lieux en deux directions (probablement en deux phases), l'une N-S et NNO-SSE, l'autre E-O et ESE-ONO, qui s'est revivifiée après par les mouvements éocènes.

La tectonique du granite paraît corroborer la prépondérance de la direction pyrénéenne du plissement varistique. M. ROGGE-

VEEN, a mis à jour que la majorité des diaclases et des filons lamprophyriques dans le granite et le Silurien métamorphique est dirigée NNO-SSE et plonge de 40° - 80° E. Ces diaclases sont d'ordre tectonique, dues à la poussée orogénétique et non pas causées par des mouvements différentiels entre le recouvrement sédimentaire et le batholithe pendant la mise en place. C'est que la direction des diaclases reste partout pareille indépendamment de la forme du massif et des sédiments recouvrants. L'orientation générale des diaclases coïncide avec celle des filons lamprophyriques, ce qui indique que la formation des diaclases a précédé l'injection des lamprophyres; par conséquent le clivage du granite a été causé par la poussée varistique. Selon CLOOS (1921) de pareils filons sont dirigés en général suivant la direction du mouvement ou bien selon la « direction diagonale » qui coupe celle du mouvement en angle assez aigu. Les diaclases correspondraient donc à un mouvement dirigé approximativement N-S ou NO-SE.

L'inclinaison des couches, pour autant qu'elles ne sont pas affectées de plissements posthumes, est assez régulière vers les synclinaux. Dans la vallée même de la Sègre les replis secondaires du Dévonien ont tendance à se coucher vers l'O. ce qui est bien visible entre Martinet et C. Hostalnou et dans le Roch Beneido (voir SCHMIDT, 1931, planche II, 1) le long de la route de la Sègre. Du reste, tout le profil du Silurien entre le Roch Beneido et Seo montre, selon SCHMIDT, des plis couchés vers l'Ouest çà et là avec étirement des couches moins résistantes.

Plissement pyrénéen.

Les considérations suivantes peuvent aider à fixer l'âge du plissement pyrénéen.

Vers le bord sud des Pyrénées dans la zone des Sierras, des conglomérats post-pyrénéens, rangés par les auteurs dans l'Oligocène, couvrent en discordance les formations antérieures. A vrai dire leur base, tout au moins dans les Pyrénées orientales, descend plus bas. E. de Pobla de Segur dans la vallée de la Pallaresa les poudingues, couvrant les marnes à *Micraster* du Sénonien, renferment à leur base des calcaires avec une faune bartonienne (JACOB c. s. 1927). Les grands mouvements pyrénéens y ont donc précédé les « poudingues de Palassou » bartoniens

et ne sont pas venus après. D'ailleurs les poudingues de Palassou sont en général plus grossiers que les dépôts détritiques de l'Oligocène dans le bassin de l'Ebre. Les plissements pré-bartoniens l'auront donc emporté sur les mouvements pré-oligocènes ou pré-ludiens.

Les plis pyrénéens dans la partie orientale de notre région sont dirigés E-O et ESE-ONO et sont renversés nettement vers le Sud. Nous avons reconnu de tels plis et des plis-failles au Serrat de Bidrole et le Serrat de Sarset, où le Carbonifère est couvert du Dévonien inférieur et des porphyres permien. Le synclinal carbonifère du torrent de l'Ingle est renversé au Sud comme les replis du Dévonien dans le Carbonifère S. de Nas. Puis le Dévonien du Puig de Montellà s'est avancé vers le Sud sur les tufs permien et les calcaires dévoniens du Turò de Ballé ont glissé dans la même direction sur le Gothlandien de C. S. Romà et ont aminci cette formation. Autre part nous avons décrit la dislocation de Prat d'Aguilò, un décrochement à mouvement horizontal, coupant toute la Sierra de Cadi et le terrain paléozoïque en avant, suivant lequel la lèvre orientale a été avancée vers le Sud. D'autre part le plan de la faille n'est pas vertical, mais plonge doucement vers l'Est, de sorte que la lèvre avancée a pu charrier sur celle en place.

La série monoclinale de la Sierra de Cadi, pour autant qu'elle est figurée sur notre carte, est dirigée E-O. La partie supérieure plonge nettement de 20-40° S. La partie inférieure cependant qui est plus plastique — Permien et Trias inférieur — a été redressée à un plus fort degré à mesure qu'on approche de la dislocation de Prat d'Aguilò.

En suivant la chaîne vers l'Est on voit E. de Coll de Pandis la direction E-O se tourner vers ESE et suivre l'allongement des plis dans le terrain paléozoïque. Seulement S. de Bellver l'allongement du Cadi coupe en angle aigu la direction pyrénéenne du terrain paléozoïque. A l'intersection de ces deux allongements une pression doit résulter dans le massif du Cadi et cette pression pourrait avoir causé le décrochement de Prat d'Aguilò où le massif oriental est rejeté vers le Sud.

Dans la partie orientale de notre carte, dont il vient d'être question, le plissement pyrénéen a un caractère assez uniforme : des plis orientés ESE-ONO, renversés et charriés vers le Sud. Vers l'Ouest, par contre, où l'influence du granite devient sensible, la

tectonique se complique. Nous y avons reconnu des mouvements dirigés NE-SO qui ont effectué des replis et des failles perpendiculaires aux plis antérieurs. Par exemple le Dévonien du Serrat de la Matesa et le Silurien de C. Arenys, ainsi que le Silurien de Arseguel, sont poussés vers NE contre le granite, suivant une faille qui a éliminé la zone de contact. La bande renflée du Gothlandien de Bar montre une inclinaison des bancs vers SO et probablement une structure imbriquée dirigée vers le Nord. Également l'anticlinal de Toloriu dirigé NO-SE et de petits plis-failles dans des calcaires dévoniens de Arseguel indiquent ce même mouvement relatif par un renversement vers le Nord. Tous ces mouvements posthumes au plissement varistique principal et à l'intrusion varistique du granite sont probablement d'âge pyrénéen.

M. ROGGEVEEN a fait des observations sur les diaclases à surfaces striées dans le granite. Quoique les cas observés soient restreints à 25 diaclases, qui cependant sont situées presque toutes dans la zone méridionale du granite, la majorité (19) se groupe étroitement autour de l'orientation d'un plan moyen dirigé N 75°E et plongeant 60°S. L'auteur prend ces diaclases striées comme plans de failles inverses à plongée raide vers le Sud, ce qui indiquerait une avancée en haut vers le Nord.

Pour résumer, nous nous trouvons le long du bord sud du massif granitique en face d'un mouvement qu'on peut comprendre de deux manières: comme une avancée des sédiments en haut vers le Nord ou comme une avancée du granite en profondeur vers le Sud. Afin de faire accorder ce mouvement avec celui dirigé vers le Sud qui se manifeste S. de Bellver, nous préférons la seconde explication.

En admettant que le mouvement est dirigé vers le Sud, on peut se figurer que le granite, agissant comme un massif raide, se sera avancé en bloc vers le Sud. Et comme le batholithe plonge dans toutes les directions sous les sédiments, il résulterait de la poussée vers le Sud une structure renversée et imbriquée vers le Nord.

D'ailleurs les mouvements dirigés vers le Sud se manifestent de nouveau dans la région des lambeaux post-varistiques isolés. Dans le ruisseau de Quer entre les deux lambeaux le Dévonien renversé couvre le Carbonifère; puis suivant le bord nord des lambeaux, spécialement entre C. Ferré et le Plà de Torres, ainsi

qu'entre Beixach et Villech, le Dévonien se presse contre les porphyres permien enfoncés.

La structure du plissement pyrénéen telle que nous l'avons reconnue dans la vallée de la haute Sègre coïncide avec les résultats obtenus plus vers l'Ouest. Entre le Rio Ara dans le haut Aragon jusqu'au Flamisell il existe un régime de chevauchements et de plis couchés vers le Sud. Quant à la région de la Noguera Pallaresa entre le Flamisell et la Sègre, les auteurs ne sont pas encore d'accord sur sa structure. Tandis que M. DALLONI (1913) a construit une grande nappe de recouvrement venue de la zone axiale, M. JACOB C. S. (1927) y voit un régime d'écailles poussées vers le Nord.

Dernièrement M. SCHMIDT (1931) s'est rangé à l'opinion de M. DALLONI et les coupes dressées par lui donnent un résultat favorable à l'idée d'un chevauchement vers le Sud.

Vers l'Est, dans la vallée du Rio Fresser, le Paléozoïque couvre en genou renversé au Sud l'Eocène du revêtement.

Nous avouons que la région qui fait l'objet de notre étude n'apportera point la solution du problème du sens directeur des mouvements sur le versant sud des Pyrénées. On la trouvera ailleurs, spécialement dans la « série de Pedra Forca » Sud de la Sierra de Cadi. — C'est pour cela que nous attendons impatiemment la publication du travail de M. ASTRE. — Pourtant nous devons faire connaître notre opinion sur les théories de M. JACOB C. S.

Ces auteurs admettent que dans le recouvrement post-varisque du versant méridional des Pyrénées deux séries s'opposent; l'une est le revêtement axial normal, comprenant une série du Stéphaniens jusqu'à l'Eocène, mais dans laquelle la continuité a été interrompue depuis le commencement du Jura jusqu'au Sénonien; l'autre est la série dite sud-pyrénéenne, allant du Keuper à l'Eocène, mais plus complète que la précédente : le Liasique, le Jurassique inférieur et le Crétacé inférieur s'y présentent également. Cette dernière série, décollée au niveau du Keuper, est poussée en nappe *vers le Nord*. Sous l'influence de ce même mouvement dans la région de la Pallaresa, le bord sud de la zone axiale avec son revêtement s'est poussé et imbriqué vers le Nord.

D'autre part, la série sud-pyrénéenne, ainsi que la partie superficielle de la zone axiale est affectée de nombreux replis *vers le Sud*. Ce sont des replis de couverture, les plis d'une couverture

en route vers le Nord, mais arrêtée, ou tout au moins gênée, dans son mouvement vers le N.

Cette hypothèse, étayée par un grand nombre d'observations réunies sur une carte et sur une grande série de coupes, n'a pourtant pas réussi à donner une explication satisfaisante de la structure des Pyrénées méridionales. Laissons de côté l'objection purement théorique qu'un mouvement, dirigé *vers* l'axe d'une grande chaîne plissée, serait un cas d'exception. Enfin le mécanisme des mouvements est bien difficile à se représenter.

La série sud-pyrénéenne serait décollée au niveau du Keuper, par conséquent à un niveau relativement peu profond. Suivant les coupes de MM. JACOB et CIRY, presque toute la série sur-jacente cependant, pour autant qu'elle affleure, est déversée et complètement couchée vers le S. Alors il manquerait à la poussée vers le N. un plan d'application assez grand.

D'autre part, nous avouons qu'il est difficile d'expliquer le flottement de la série de Pedra Forca (= série sud-pyrénéenne) sur celle de la Sierra de Cadi en admettant un mouvement exclusivement vers le S.; il nous faut donc réserver notre opinion définitive, en attendant la publication de M. ASTRE.

Pourtant les faits que nous avons constatés sont tels que M. JACOB avait prévu. Le Liasique et souvent même le Keuper font défaut dans la série recouvrante de la zone axiale. Puis les plissements pyrénéens renversés vers le S. coïncident avec les structures en Aragon et vers l'E. avec le recouvrement en genou de la zone axiale sur le revêtement près de Aguas de Ribas.

Néanmoins, expliquer la structure générale par l'effet d'une contre-poussée, par l'effet d'un mouvement diamétral qui, dans notre région au moins, se manifeste à peine, ce serait une hypothèse outrée.

Effondrement post-pontien (Phase rhodanienne).

Tout le long de la limite du bassin de Bellver et de la Cerdagne nous avons suivi une faille ou une zone de failles étroitement liées, suivant lesquelles le Sarmatien, le Pontien et les couches sur-jacentes se sont effondrés. Les failles sont dirigées, en principe, E-O et NE-SO, en second lieu N-S. Ça et là elles laissent se poursuivre dans le Paléozoïque, soit par des contacts anormaux

comme à Montellà, Isobol et Riu, soit par une zone bréchoïde comme entre Err et Llo. En outre, de petits lambeaux du revêtement mésozoïque ont été épargnés par suite de cet enfoncement et sont coupés par lesdites failles.

Les conclusions générales à tirer de la structure effondrée de ce bassin tertiaire, seront remises au chapitre sur l'origine des bassins tertiaires.

Les failles nettes qui coupent au Sud les lambeaux du Serrat Mosbé, Call Pubill et Mata Negra ne sont pas en harmonie avec la structure du plissement pyrénéen. Elles indiquent un effondrement suivant des directions rectilinéaires et non pas des plis-failles poussés au Sud. En outre, la grande faille S. du Serrat Mosbé, se continuant dans le terrain paléozoïque, se relaie à la faille-limite méridionale du bassin de Bellver. Quand celle-là va s'éteindre, l'autre commence.

Tout en supposant que ces failles des lambeaux mésozoïques soient comparables à l'effondrement post-pontien, nous sommes loin de prétendre que ces failles aient agi exclusivement dans la phase rhodanienne après le Pontien. Car en admettant cette supposition, la couverture mésozoïque et nummulitique du Cadi serait pendant le Pontien encore intacte à peu près jusqu'à la Sègre; plus tard seulement elle se serait disloquée et affaissée. En premier lieu, les dépôts détritiques post-pontiens, spécialement les éboulis dans les limons rouges, consisteraient en très grande partie en matériaux mésozoïques et nummulitiques, ce qui ne correspond pas à la réalité. Ensuite il faudrait que pendant le Pontien le sommet du Call Pubill, par exemple, se fût élevé jusqu'à 4.100 m., tandis que dans un chapitre suivant nous admettons qu'à ce temps-là aucun sommet ne s'est élevé au dessus de 2.900 m. D'autre part, nous avons retrouvé des restes de la surface pontienne au versant actuel du Cadi. Dès le Pontien cet escarpement n'a donc pas reculé sensiblement.

L'affaissement d'une partie de la couverture dans la région de la Sègre a débuté pendant une période beaucoup plus éloignée, comme on l'admet pour plusieurs fossés dans des chaînes avoisinantes, par exemple dans la chaîne côtière catalane et dans la chaîne celtibérique. Seulement la dernière phase d'activité de ces failles doit être attribuée à la phase rhodanienne.

Les lambeaux de recouvrement sont donc des témoins d'un effondrement post-pontien, qui ne s'est pas borné au bassin de

Bellver et de la Cerdagne, mais qui s'est étendu au moins jusqu'à la Mata Negra et la Serra de Badrans. De là il n'y a pas loin jusqu'au bassin de Seo de Urgel, où un autre lambeau mio-pliocène prouve la continuation du même affaissement.

Mouvements quaternaires.

Après la formation des conglomérats cimentés de la terrasse élevée du bassin de Bellver, que nous avons placés dans le Sicilien, des mouvements tectoniques se sont fait sentir encore.

La terrasse de Nas a subi un mouvement de bascule de 3° vers le Sud et des poussées tangentielles ont affecté la zone instable entre Valltarga, Riu et Urús, où la direction E-O du bassin de Bellver passe à l'orientation NE-SO de la Cerdagne. Il s'y est effectué un bombement, qui a séparé les deux bassins par des hauteurs de 1.300 m., un bombement que les conglomérats sur-jacent aux couches limoneuses et plastiques du Pliocène inférieur n'ont pas suivi sans dislocations. Ils se sont fracturés et ont formé deux escarpements de failles, parallèles aux directions des bassins.

Le massif paléozoïque de la butte de Valltarga s'est également bombé et surélevé suivant des failles, dirigées E-O et NE-SO, suivies du défilé de la Sègre en aval de Isobol.

Le sol de la Cerdagne ne s'est pas encore apaisé. S. de Prats, nous avons trouvé dans les conglomérats cimentés une grande cassure béante. Ensuite, selon M. MENGEL (1929) la Cerdagne est un district séismique où entre 1903 et 1906 on a enregistré trois tremblements.

LE BASSIN DE SEO DE URGEL

Nous insérons ici un bref aperçu du bassin de Seo de Urgel, afin de démontrer la structure analogue à celle du bassin de la Cerdagne. Pour une description plus complète nous renvoyons aux travaux de M. CHEVALIER, qui, en 1909, a publié une étude sur le terrain tertiaire de ce bassin. En 1929 a paru de sa main une carte englobant également une partie de l'enceinte paléozoïque, basée sur une carte topographique levée par l'auteur même.

La description stratigraphique du Tertiaire et des restes de mammifères fossiles est convenable, mais malheureusement ses cartes, la dernière spécialement, sont incompréhensibles et inexactes au point de vue tectonique. Par exemple, dans la série paléozoïque, les unités stratigraphiques se succèdent dans un désordre chaotique et les alluvions de « la haute terrasse rissienne » sont

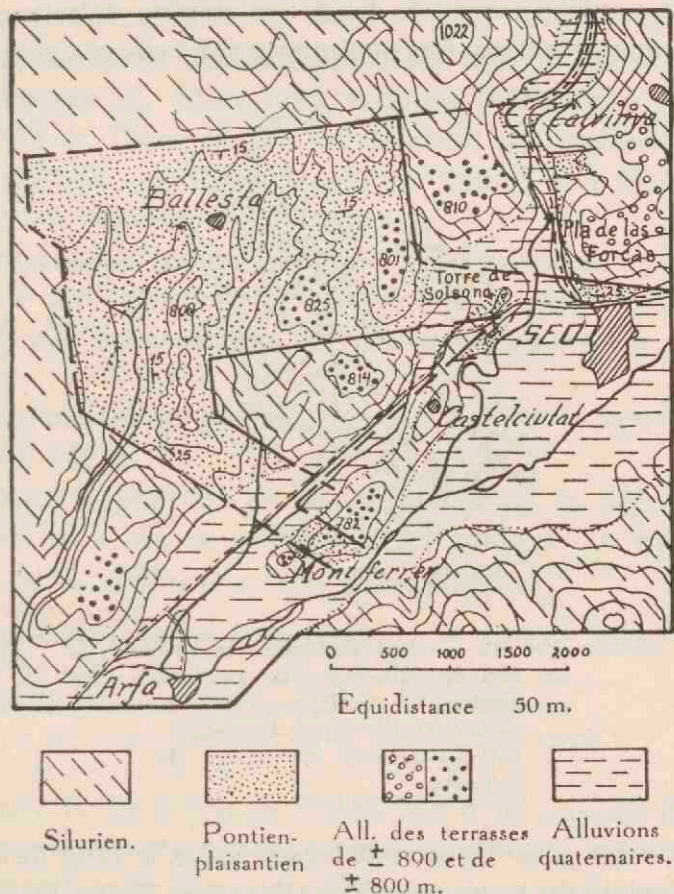


FIG. 14. — Esquisse structurale du bassin de Seo de Urgel.

figurés à diverses hauteurs. La carte topographique cependant est une donnée qui, bien que sujette à erreurs, nous a été utile pour dégager la structure tectonique du bassin.

En sortant du bassin de Bellver, la Sègre parcourt un défilé entre des parois abruptes dont la hauteur augmente en aval. C'est que la terrasse rocheuse, coupant les deux versants, se maintient à une hauteur d'environ 1.200 m. et le Roch Beneido monte brusquement de la rivière de 750 m. à 1.681 m. En aval de cet endroit

les pentes divergent en s'aplanissant; la vallée s'élargit et fait de l'espace pour une petite cuvette, la plaine de Seo, dont l'origine est, à notre avis, d'ordre purement tectonique. Entre Alas et Arfa, peut-être plus loin en aval, le Mio-Pliocène a été conservé dans des effondrements. La série sédimentaire y offre la même régularité que les bassins de Bellver et de la Cerdagne; à la base des argiles claires avec des couches de lignites et des ossements de mammifères pontiens, vers le haut des dépôts détritiques, graduellement plus grossiers. Ces sédiments sont coupés par des fail-

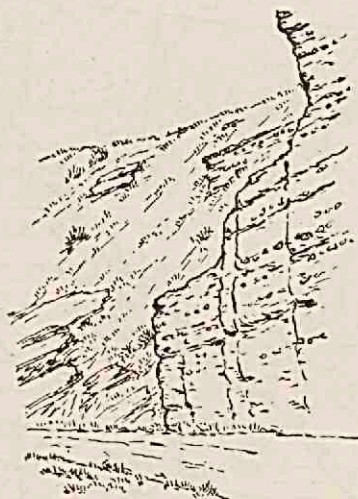


FIG. 15. — Les assises réfractaires du Mio-Pliocène buttant contre les schistes siluriens. — Route de Seo à Castelcuiat au-dessous de Torre de Solsona.

les raides dont les caractères sont très visibles le long de la route de Seo à Castelcuiat, au pied de l'ancien Torre de Solsona (fig. 15).

Le groupement des failles est un peu plus compliqué qu'en Cerdagne, où la forme du fossé effondré est plus oblongue et rectiligne. Néanmoins, les directions principales des failles restent visibles.

Directions principales : N. 5° E et N. 85° E.

D'importance secondaire : N. 50° E et N 125° E.

En dehors de cette cuvette, le Tertiaire se laisse poursuivre dans des lambeaux isolés, vers l'amont jusqu'à Alas, vers l'aval jusqu'à Plà de San Tirs.

Le Tertiaire s'incline en général de dix à vingt-cinq degrés vers le Sud. A divers endroits il butte nettement contre le Paléozoïque. Dans le ravin de la Bastida, M. CHEVALIER a mesuré des pentes de 54° vers le Nord. Cependant la surface est assez horizontale, formée par une terrasse d'environ 810 m. Les rivières coulant à 665 m., le maximum d'épaisseur visible du Tertiaire ne dépassera pas 150 m. Le méplat entre Torre Solsona et Montferrer, situé entre la bouche actuelle de la Valira et un lit délaissé parcouru par la route de Seo à Lerida, appartient probablement au même plateau, quoique M. CHEVALIER indique la hauteur variant de 760 m. à 782 m. Cependant le lit délaissé, qui sépare ce méplat du grand plateau suit une dislocation, dont l'effet a pu se faire sentir après la formation de la terrasse.

Une terrasse plus élevée est située à 890 à 900 m. au Plà de las Forcas et S. de Calvinya. Les graviers de terrasse sont parfois desquamés par la désagrégation, ce qui indique un âge assez ancien.

Au Sud du bassin les éperons montrent, selon la carte militaire, des paliers à 950 m.

En mettant la hauteur de la confluence de la Sègre et de la Valira à 665 m. selon la carte de M. CHEVALIER, on voit s'étager au dessus de la rivière les terrasses suivantes :

| | |
|--|----------------------------|
| Terrasses inférieures (selon CHEVALIER) .. | + 1,50; + 3,50; + 10-12 m. |
| Terrasse principale..... | + 145 m. |
| Terrasse de las Forcas..... | + 225 m. |
| Paliers. | + 285 m. |

La Boixade E. de Calvinya (1.438 m.) n'est pas un plateau de dénudation comme le suggère la carte militaire, mais une butte d'érosion structurale due à la résistance de la roche sous-jacente (poudingue de Caradoc).

TROISIÈME PARTIE

MORPHOLOGIE

LE RELIEF ET LES ANCIENNES SURFACES D'ÉROSION

Introduction.

La chaîne des Pyrénées, considérée comme une élévation au dessus de la surface de la terre, n'est pas une montagne de plissement, aussi peu que les autres soi-disant jeunes montagnes de plissement. A vrai dire, c'est, en réalité, une surface d'érosion, provenue d'une région plissée et dénudée, qui par des bombements, par des surélévations et, éventuellement, par des ondulations à grande amplitude (« Groszfalten ») a été soulevée et transformée en une haute montagne.

On peut expliquer ce processus de deux manières. Ou bien le plissement même a fait naître une chaîne de montagne qui ensuite a été réduite à une pénéplaine, ou bien le soulèvement s'est effectué si lentement que les forces d'érosion ont prédominé dès le commencement et que le stade de haute montagne n'a jamais été atteint. En ce cas, le cycle débutait par une *surface d'érosion originelle*, un « Primärrumpf » selon la définition de W. PENCK (1924).

Cette surface d'érosion, soit une pénéplaine, soit un « Primärrumpf » a été soulevée après et l'érosion a repris à un niveau apparemment plus bas. Probablement à cause de la perte de matériel par l'érosion, l'équilibre isostatique a été perturbé et une poussée ascendante a causé un nouveau soulèvement.

La répétition de ces cycles cause la surimposition de formes plus ou moins évoluées. C'est que, à chaque soulèvement, ce qui veut dire à chaque abaissement relatif du niveau de base, une nouvelle vague d'érosion part des embouchures des rivières et détermine dans chaque vallée la formation d'un gradin qui recule

en amont. Ainsi le profil de la vallée se divise en plusieurs sections, des sections en amont appartenant toujours aux cycles antérieurs et continuant à s'évoluer par rapport aux anciens niveaux de base successifs et une section en aval qui se régularise par rapport au niveau de base nouveau.

Les divers gradins reculent en amont de plus en plus lentement à mesure qu'on s'approche de la source et que le débit de la rivière diminue. Ainsi les vagues d'érosion plus jeunes rattrapent les anciennes et les surfaces des divers cycles, successifs quant à leur origine, sont étagées sur une même section verticale.

Tant que les formes d'érosion ne sont en définitive que des vallées plus ou moins évoluées, les formes appartenant aux cycles successifs se sont encore emboîtées les unes dans les autres. Mais quand l'élargissement des vallées a atteint un degré tel que leurs versants se confondent en une surface faiblement onduleuse, les différentes surfaces d'érosion, pénéplaines ou plaines, se sont étagées par ordre d'ancienneté décroissante, qui se distinguent les unes des autres par l'existence d'un talus plus ou moins bien marqué.

Comme nous allons le voir, cette théorie, développée par M. SÖLCH (1918) et surtout par M. W. PENCK (1924) et précisée par M. BAULIG (1928) à qui nous devons en partie ce résumé de la théorie des rebords de piedmont, est applicable aux Pyrénées orientales d'une manière extraordinairement claire. Cependant pour étudier les formes d'érosion cycliques, il faut envisager une région dont la composition géologique est assez monotone, afin qu'elles ne se confondent pas avec des formes, dues aux différences de résistance des roches diverses. Pour expliquer le relief de la région compliquée de notre carte géologique, nous avons donc examiné en premier lieu la Cerdagne française où le sous-sol du terrain ancien est formé uniformément par le Silurien inférieur et le granite. En outre, la base topographique, le recours indispensable pour les études géomorphologiques, y est plus détaillée.

Il résulte de nos observations que presque tout le terrain d'érosion se résoud en des méplats de terrasses rocheuses, et en des plaines onduleuses, séparés par des versants ou gradins bien marqués. En descendant des grandes surfaces d'érosion aux vallées en suivant les éperons, on passe généralement des gradins et des paliers (« Eckfluren » selon SÖLCH), quoique la composition géologique en reste la même.

Il est remarquable que les niveaux de base successifs ne se rangent pas à distances verticales à peu près égales, mais se joignent en groupes naturels, qui, chacun pour soi, paraissent former de loin une seule surface onduleuse.

Ajoutons que nous nous considérons déchargé de la tâche de décrire systématiquement les formes glaciaires après les travaux de nos prédécesseurs, notamment ceux de MM. MENGEL (1912), NUSZBAUM (1930) et PANZER (1926, 1932). Nous nous sommes borné à des observations détachées qui nous paraissent intéressantes au point de vue général.

Le niveau des fonds des cirques.

Nous partons du niveau, plutôt du groupe des niveaux situé entre 1.950 et 2.300 m. et reconnu comme une pénéplaine par les auteurs, notamment par M. SORRE (1913).

Au Sud de la ligne des cimes s'étend une plaine onduleuse située entre 1.950 et 2.300 m. où nous croyons pouvoir distinguer des surfaces d'érosion de 1.950 m., 2.020-2.050 m., 2.150 m. et 2.300 m. séparées par des versants souvent très peu marqués. Il est possible que le niveau de base se soit maintenu à des hauteurs situées dans les intervalles, mais il est difficile de résoudre cette question à fond, car l'érosion glaciaire y a superposé son action modelante et a couvert en partie la plaine d'un chaos de blocs morainiques. La chaîne qui domine cette plaine a été fortement creusée par des cirques glaciaires dont les fonds, souvent occupés par des lacs, sont situés à la hauteur de la plaine. C'est pourquoi nous avons nommé cette surface le niveau des fonds des cirques suivant l'exemple du terme « Firnfeldniveau », créé par M. CREUTZBURG (1921) pour la région de Ankogel et appliqué aux Alpes orientales entières.

Cependant, pour éviter des erreurs, il faut bien souligner que notre « niveau des fonds des cirques » pas plus que le Firnfeldniveau de CREUTZBURG n'est pas une forme d'érosion glaciaire diluviale; c'est une surface d'érosion beaucoup plus ancienne dans les Pyrénées d'âge pontien, comme nous allons le voir.

Le niveau des fonds des cirques est le mieux développé dans la Cerdagne française au dessous du Pic de Carlitte (2.915) et du Pic Peric (2.810 m.) entre l'Aude et le Carol. (Voir la carte et fig. 16 et 17). On y est en face d'une plaine onduleuse avec des

ruptures de pente à 1.930 ou 2.030 m. et de petits dômes à pentes très douces atteignant 2.200 m. de hauteur. Au pied du Pic Peric, il se présente une plaine de 2.300 m.

On pourrait expliquer cet ancien relief très mûr comme une seule pénéplaine inachevée, dénudée au niveau de base de

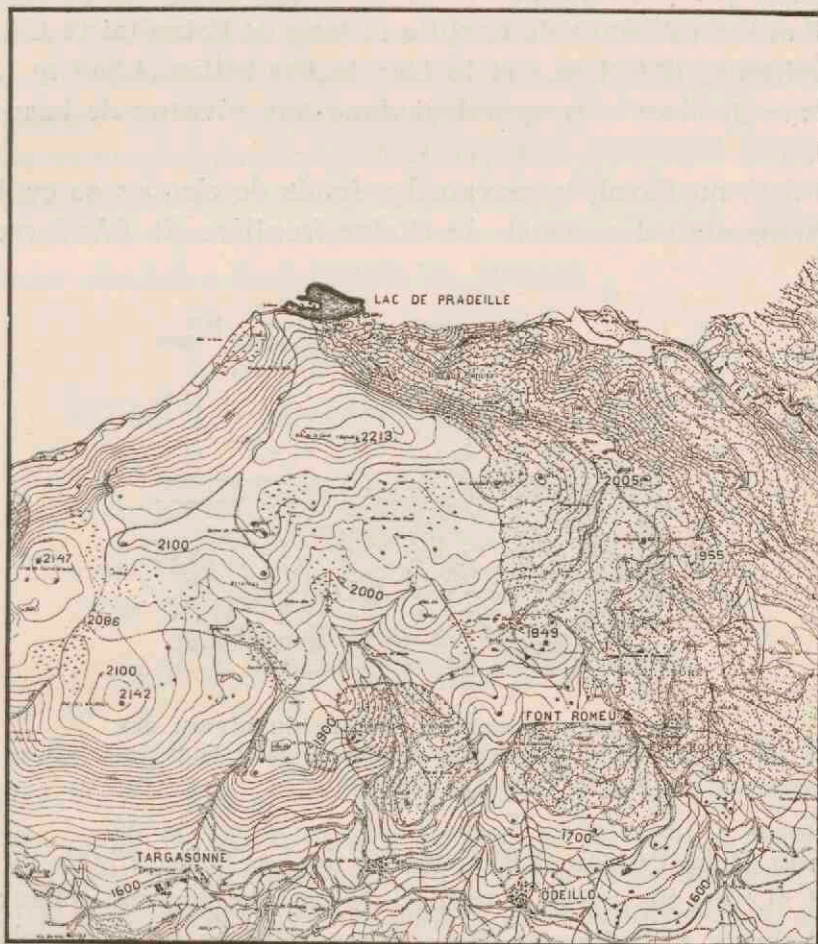


FIG. 16. — Ancienne surface du niveau des fonds des cirques au-dessus de Targasonne. (Selon le Plan-Directeur). Echelle 1 : 80.000°.

1.950 m.; ou bien, plutôt comme un rebord de piedmont, car au-dessus de la plaine s'élèvent encore des pics de 900 m. Pourtant, nous préférons l'explication de l'abaissement successif du niveau de base à faibles distances, car la carte — le plan-directeur de 1 : 20.000° — figure des surfaces subhorizontales à 1.920-1.950 m., 2.020-2.060 m. et 2.120-2.160 m., séparées par des pentes plus ou moins marquées.

Vers Font-Romeu et Mont-Louis le terrain descend graduellement et laisse supposer des surfaces d'érosion à 1.850-1.800 m. Nous n'avons pas retrouvé ce niveau ailleurs, de sorte que nous le laissons de côté.

Dans cette plaine, les lacs glaciaires sont enfoncés à diverses hauteurs. Au pied du Pic Peric s'étend l'Etang de Camporeils (2.300 m.), au-dessous du Carlitte l'Etang de Estanllat (2.150 m.), la Bouillouse (2.050 m.) et le Lac de Pradeilles (1.950 m.). Les hauteurs des lacs correspondent donc aux niveaux de base supposés.

Au delà du Carol, le niveau des fonds de cirques se continue en Espagne au dessous de la chaîne-frontière de l'Andorre. La

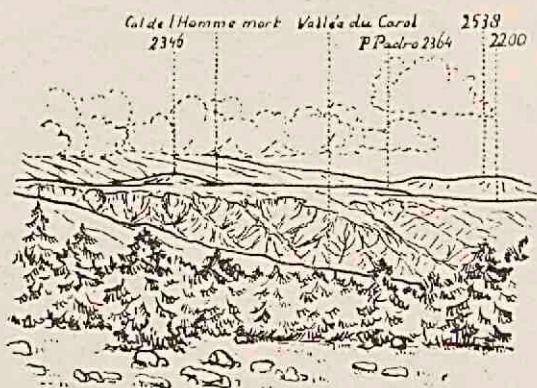


FIG. 17. — Ancienne surface du niveau des fonds des cirques au-dessus de la Tour-de-Carol, vue de la Maniga.

crête du Puig Pedros (2.911 m.) et de La Tossa Plana de Lles (2.898 m.) est bordée d'un cordon de lacs de cirques, débouchant en plusieurs endroits sur des surfaces plaines ou peu inclinées. En bas de la Coma Armada, se joignant aux Etangs de Guils et de Malniu, s'étend la plaine de la Maniga (2.250-2.150 m.) couverte de grandes moraines de blocaux. A l'Est de la vallée de la Valira on peut distinguer trois paliers consécutifs de 2.229 m., un méplat de 2.155 m. et une grande plaine inclinée (Plà de Lloses) de 2.034-1.922 m.

De l'autre côté de la Sègre le terrain monte très rapidement jusqu'au niveau des cimes de la chaîne de Puigmal (2.908 m.), de sorte que l'érosion jeune a complètement raviné le terrain et qu'un plateau au dessus de 2.000 m. fait défaut. Les surfaces

d'érosion anciennes se manifestent seulement en éperons et en cirques en gradins. Le Cambras d'Azé par exemple (2.747 m.) est creusé par un cirque à deux gradins dont le fond supérieur correspond en hauteur (2.300 m.) exactement au palier (Eckflur) d'un éperon avoisinant : le Pic de Font-Sèque (fig. 18). Le fond inférieur (2.000-2.040 m.) se continue dans le palier du Col de Cerdans (2.004 m.). Des éperons en gradins ne peuvent être interprétés que comme des restes d'anciennes surfaces d'érosion, jamais comme des formes d'érosion glaciaire. Il s'ensuit que même des cirques ne sont pas des formes d'érosion purement glaciaires, mais qu'ils peuvent être rattachés aux anciennes formes du relief. Probablement, d'anciens gradins d'une vallée ont été modelés par un glacier qui les a transformés en cirques.

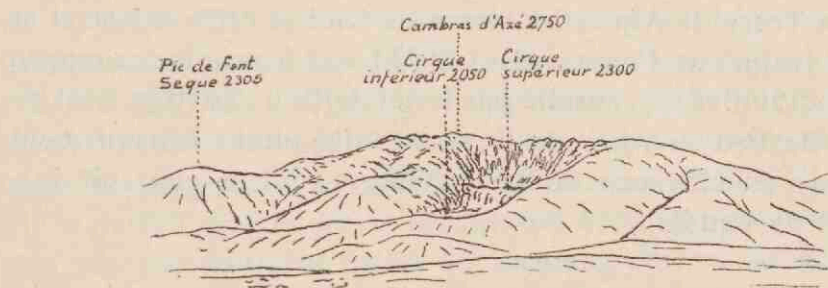


FIG. 18. — Le Cambras d'Azé, vue de la Percha.

Au delà de la frontière espagnole le massif dévonien de la Tossa de Alp (2.537 m.) montre sur ses versants des paliers de 2.300 m., 2.150 m., 1.980 et 1.950 m. appartenant au niveau en question.

La présence d'anciens niveaux de base peut être démontrée, en outre, par les hauteurs des cols, pourvu que ces cols fassent partie de tronçons de vallées, parvenues à la maturité. De tels tronçons à section presque demi-circulaire, nous les avons rencontrés S. de Mont-Louis dans le Col Mitja (2.300 m.) entre le Pic de Gallinas (2.624 m.) et le Pic Redoun (2.676 m.) (fig. 19). La forme transversale régulière de ce col non attaquée par l'érosion glaciaire montre la forme générale d'une montagne à dômes mûrs, un stade que les Pyrénées ont parcouru avant leur soulèvement. La figure insérée fait voir la surimposition de l'action glaciaire. Jusqu'aux cimes les pentes régulières anciennes ont été conservées, mais dans le prolongement la crête a été modelée et aiguisée par l'érosion glaciaire.

Les mêmes caractères de vallée morte se manifestent au Coll de Pal (2.105 m.) entre le Puig Llansada (2.410 m.) et la Tossa de Alp. Là, l'ancien relief a été conservé dans le contour entier des deux montagnes adjacentes (fig. 20).

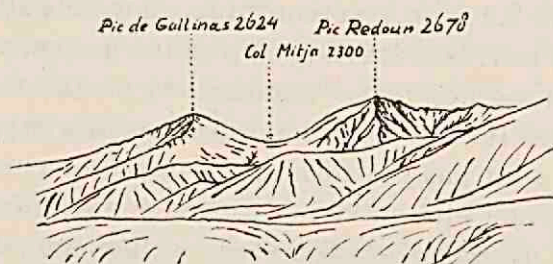


FIG. 19. — Le Col Mitja, vu de Mont-Louis.

Entre la Tossa de Alp et La Sierra de Cadi la crête baisse et se maintient jusqu'aux Penyes Altas (2.274 m.) à un niveau moyen de 2.150 m. (2^e niveau), ensellé par le col de Dou (2.030 m.) (3^e niveau). O. de Penyes Altas, la ligne de faite tombe brusquement à un niveau en moyenne de 2.000-2.050 m. qui se poursuit jusqu'au Coll de Pandis.

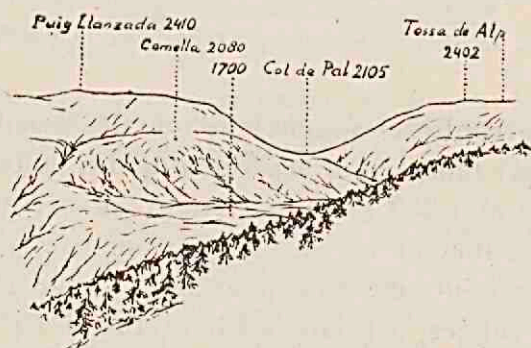


FIG. 20. — Le Col de Pal pris du plateau N. de la Molina.

La structure géologique de la cuesta : la Sierra de Cadi a empêché la réalisation de surfaces d'érosion étendues. Seuls les ensellements des contreforts à la limite des calcaires maestrichtiens et les schistes garumniens (par exemple Prat d'Estenedò) se sont formés à la base inférieure de notre Firnfeldniveau à ± 1.950 m. Puis le Prat d'Aguilò, un pré plus étendu grâce à des complications tectoniques, se maintient à la même hauteur.

Jusqu'ici la description du relief est basée sur des observations personnelles. Ci-après suivent quelques remarques sur la région de l'autre versant du Cadi, résultant de l'étude de la carte.

Autour de la Pedra Forca (2.507 m.) se manifestent des plateaux à rupture de pente à 2.000 m. et à un sommet aplati à 2.234 m. La position morphologique y est toute pareille à celle de la Tossa de Alp, de sorte qu'il faut conclure que ces plateaux sont équivalents au niveau des fonds des cirques. Cependant il est bien remarquable que cette surface se prolonge vers SO. et SE. sans le moindre décroissement général de la hauteur en aval jusqu'au bord de la montagne. La Sierra de Catarro et la Montagna de Vert sont des plateaux atteignant successivement 2.180 et 2.250 m.; la Sierra del Port del Comte atteint 2.380 m. et son talus, descendant vers le bassin de l'Èbre débute à 2.000 m. Il en est de même SE. de Pedra Forca. Nous ne connaissons pas suffisamment la structure de cette région et son influence sur le relief. D'autre part, il faut tirer l'attention sur ce fait qu'une surface s'étendant de la ligne des sommets jusqu'au bord de la montagne ne peut pas avoir parcouru un stade de dénudation fluviale si parfait que le terrain ne descend presque plus en aval. Il ne sera pas inadmissible qu'un bombement qui n'a affecté qu'une partie de la chaîne ait changé les relations originelles des hauteurs de cette surface.

Au versant nord de la chaîne des Pyrénées nous n'avons pas pu retrouver sur la carte de repères de ce niveau des fonds des cirques. La montagne y descend assez rapidement sans traces importantes de dénudation ancienne. M. BLANCHARD (1914-1915), lui aussi, ne signale rien de pareil.

R é s u m é :

Au Sud de la ligne des sommets s'étend une surface dénudée, pourtant ondulante, comprise entre 1.950 et 2.300 m. de hauteur. A notre avis, il s'y mêle quatre stades d'érosion, indiqués par l'arrêt du niveau de base à 1.950 m., 2.020-2.050 m., 2.150 m. et 2.300 m., séparés par des stades d'abaissement graduel relatif de la base; ainsi les talus séparants ne sont que faiblement marqués.

On retrouve ces niveaux dans les fonds et les lacs des cirques glaciaires qui bordent la chaîne et débouchent sur la plaine d'érosion. C'est pourquoi nous avons nommé ce niveau à titre collectif

le niveau des fonds des cirques d'après le terme « Firnfeldniveau » des Alpes orientales.

Ce niveau est très bien développé S. de la chaîne principale entre la vallée de l'Aude et de la Valira. Dans la chaîne de Puigmal de Tossa de Alp et de la Sierra de Cadi nous avons retrouvé les divers stades dans les éperons en gradins (Pic de Font Sèque), dans des fonds de cirques (Cambras d'Azé), dans des cols (Col Mitja et Coll de Pal) et dans des lignes de faite (entre Tossa de Alp et le Cadi).

L'érosion glaciaire s'est surimposée à un relief mûr et arrondi ayant existé à l'époque de la formation du niveau des fonds des cirques, dont nous déterminerons plus loin l'âge pontien. Le paysage pontien a été montagneux avec des dômes et des croupes jusqu'à 900 m. de hauteur, dominant une grande plaine ondulante.

Le niveau des fonds des cirques se continue probablement vers le Sud jusqu'au bord de la montagne sans pente générale appréciable dans aucune direction. Une pénéplainisation si avancée ne peut pas avoir lieu dans la nature, de sorte que nous suggérons l'idée d'un bombement en aval.

Le niveau des crêtes.

Le niveau des fonds des cirques n'est pas la plaine d'érosion la plus ancienne ni la plus élevée. Dans les Pyrénées, mieux que dans les autres hautes montagnes, se manifeste l'uniformité du niveau des sommets et des crêtes, la « Gipfelflur » ainsi que M. A. PENCK (1919) l'a observée dans les Alpes. Que ces crêtes et sommets situés à peu près au même niveau, seraient les derniers restes d'une plaine d'érosion supérieure, soulevée, souvent bombée et complètement déchiquetée, voilà ce qui devient de plus en plus une opinion générale.

Nous reproduisons ici la liste, incomplète, il est vrai, des sommets les plus élevés des Pyrénées orientales, accentuant le phénomène de l'uniformité très régulière des hauteurs.

En France, N. de la Sègre :

| | |
|-----------------------|----------|
| Pic Péric. | 2.810 m. |
| Pic Carlitte. | 2.915 m. |

Passant le Carol :

| | |
|-------------------------------|----------|
| Pic de Font-Frède. | 2.734 m. |
| Pic de la Font-Nègre. | 2.794 m. |
| Pic. | 2.852 m. |
| Pic d'Embalira. | 2.812 m. |

Suivant la frontière d'Espagne et d'Andorre :

| | |
|--------------------------------|----------|
| Puig Pedros. | 2.911 m. |
| La Muga. | 2.858 m. |
| Tossa Plana. | 2.898 m. |
| Tosseta de la Colilla. | 2.836 m. |
| Tossal de la Truita. | 2.756 m. |
| Port Negre. | 2.761 m. |

O. de la Valira :

| | |
|--------------------------|----------|
| Turo de Salorié. | 2.789 m. |
| Monteixo. | 2.904 m. |

Suivant la frontière de France et d'Andorre :

| | |
|-----------------------------------|----------|
| Pic de la Cabanette. | 2.841 m. |
| Pic de Fontargente. | 2.788 m. |
| (Port de Fontargente : 2.252 m.). | |
| Pic de Serrère. | 2.913 m. |
| Pic de Pt. Siguer. | 2.903 m. |
| Pic de Tri Stagnes. | 2.879 m. |
| Coma Pedrosa. | 2.945 m. |

E. de Andorra :

| | |
|----------------------------|----------|
| Pique de l'Estats. | 3.141 m. |
|----------------------------|----------|

Vers l'Est, la ligne des sommets se poursuit SE. de la Sègre avec les mêmes hauteurs :

| | |
|------------------------------|----------|
| Puigmal. | 2.908 m. |
| Pic de Sègre. | 2.795 m. |
| Pic de Fenestrelles. | 2.826 m. |
| Pic de l'Enfer. | 2.870 m. |
| Pic du Géant. | 2.881 m. |
| Pic de la Donya. | 2.714 m. |

En dehors de la ligne des crêtes :

| | |
|-------------------------|----------|
| Pic de Rougeat. | 2.700 m. |
| Mont Canigou. | 2.785 m. |

Les hauteurs de tous ces sommets sont donc comprises entre 2.750 m. et 2.915 m.; elles s'élèvent plus haut, O. de l'Andorre, et descendent plus bas, E. du Canigou. Dans la région intermédiaire il se manifeste une uniformité indéniable.

Le niveau de la crête de la Sierra de Cadi (2.550-2.600 m.) n'est pas un niveau structural, dû à la résistance des calcaires éocènes, car la même hauteur se continue dans la Tossa de Alp (2.537 m.) composée de calcaires dévoniens. Le sommet de Pedra Forca (2.507 m.) est un peu plus bas. Il nous paraît donc plausible de réunir le niveau des crêtes de la chaîne centrale avec celui du Cadi, de la Tossa de Alp et de Pedra Forca dans la même surface d'érosion; probablement celle-ci a été bombée après et descend, par conséquent, vers le Sud.

Les niveaux de Casteillou et de la Percha.

La troisième période pendant laquelle l'abaissement de la base s'est arrêtée longtemps, est indiquée par les hauteurs minimum des lignes de partage entre la Sègre et la Têt : le Col de la Percha (1.577 m.) et entre la Têt et l'Aude : le Col de Casteillou (1.712 m.).

Ces deux cols de capture font partie de deux tronçons de vallées d'anciens cours d'eau bien régularisés, capturés après leur soulèvement. Quoique entamés par l'érosion jeune, ces anciens fonds de vallées ont été conservés comme grands plateaux, enfoncés au milieu des montagnes, mais s'élevant brusquement au dessus du cours des rivières actuelles. Le Col de Casteillou fait partie de la plaine de la Quillane, dirigée N.-S., mesurant 3×1 km. et ne descendant pas au dessous de 1.700 m. Le col même est un peu surhaussé de moraines, de sorte que nous préférons placer le fond de l'ancienne vallée à 1.710-1.700 m.

Le Col de la Percha (1.577 m.) est situé au milieu de la plaine de ce nom, s'étendant de Eyne jusqu'à Planes en direction ENE-OSO. et occupant 8×3 km. de surface. En coupe transversale, ce plateau n'est pas plan, même abstraction faite du relief formé par l'érosion jeune. C'est qu'au dessus du niveau du col s'élèvent en rebord deux paliers, montant graduellement de 1.620 à 1.660 m. (voir fig. 10). Ce sont les terrasses de l'ancienne rivière de 1.577 m.

Par conséquent, on peut distinguer trois stades d'arrêt de

l'abaissement de la base d'érosion à 1.710-1.700 m., à 1.620 m. et à 1.577 m. qui ont les mêmes rapports réciproques que les stades du niveau au-dessus de 2.000 m. Les gradins séparants ne sont pas partout nettement marqués et il est possible que la base ait été fixée à des niveaux intermédiaires, par exemple à la hauteur de 1.688 m., indiquée par la croupe aplatie de la chapelle de Bailloc N. de Puigcerdà (fig. 24).

En dehors des plateaux de la Quillane et de la Percha, les restes de l'ancienne surface se continuent dans toute la vallée supérieure de la Sègre.

N. de la Sègre entre Bolquère et Angoustrine il s'étend un grand plateau, sur lequel sont bâtis les villages Bolquère, Odeillo, Via,

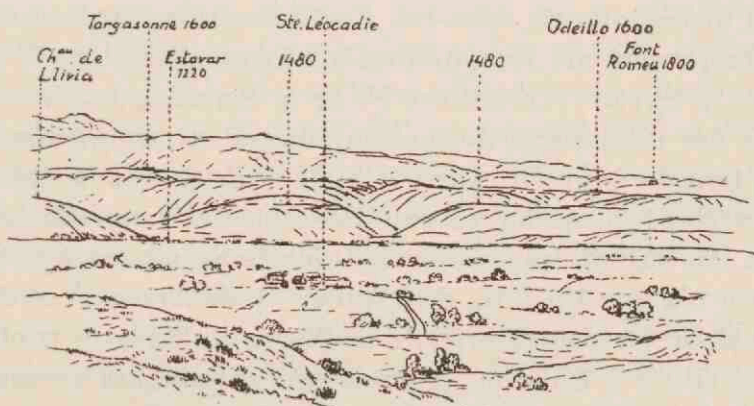


FIG. 21. — Panorama du versant nord de la Cerdagne française.

Egat et Targasonne, entourés de leurs champs (fig. 21). Une route peu accidentée réunit ces villages. De loin, ce terrain paraît être une seule surface, mais sur place on distingue un gradin séparant deux paliers, l'inférieur de 1.580-1.590 m., le supérieur de 1.610-1.620 m. de hauteur qui monte graduellement vers la montagne jusqu'à 1.650 m. où le versant devient plus rapide.

D'ici jusqu'au delà de la Sègre les éperons ne montrent pas de paliers suffisamment grands pour être marqués sur la carte, mais sur le terrain on distingue de petites ruptures de pente indiquant les restes des niveaux de 1.580 et 1.620 m. Spécialement les versants au dessus de ces méplats sont très bien marqués et coïncident avec la lisière du bois.

Le meilleur exemple de l'érosion à ce niveau est visible au grand plateau compris entre la Riera de Alp et la frontière franco-esp-

gnole. C'est un plateau d'érosion, appartenant au stade de 1.700 m. Pourtant la dénudation n'est pas parfaite. La rupture de pente est à 1.680-1.700 m., les petits sommets aplatis montent à 1,765 m. En outre, le relief a été accentué par l'érosion du stade de 1.620 m. qui a formé çà et là des paliers nets sur les éperons S. de Urtg et à la Molina et qui a creusé le plateau par des vallons peu profonds. Après le soulèvement, l'érosion jeune n'a pas encore réussi à conquérir complètement ce plateau, de sorte que les vallées s'y évoluent encore par rapport au niveau de base de 1.620 m.

Les surfaces d'érosion entre 1.580 et 1.710 m. sont développées vers l'O. le long de la rivière à divers endroits qu'on est prié de suivre sur la carte. Cependant la netteté de ces surfaces dans une région à structure compliquée dépend en grande partie de la composition géologique du sous-sol. Le Carbonifère surtout favorise le développement de magnifiques plateaux d'érosion. Voir, par exemple, le terrain carbonifère N. de la Serra de la Mata Negra. Çà et là des différences de hauteur découlent simplement de la composition du sous-sol. Ainsi le plateau de Serrat Mosbé est dénudé au Nord jusqu'au niveau des calcaires maestrichtiens à 1.600 m. Au Sud où les schistes gothlandiens occupent le terrain, le plateau n'a que 1.570 m. de hauteur. S. de Arseguel et de Vilanova et dans les contreforts de la Sierra de Sadi la rupture de pente est située à 1.500 m. et les points culminants de cette surface n'atteignent que 1.600 m. Il est possible qu'il s'agisse ici d'un prolongement des niveaux en question qui sont descendus en aval.

Dans l'introduction de ce chapitre, nous avons admis que des soulèvements successifs de la montagne ou, ce qui revient au même, des abaissements du niveau de base ont créé des formes d'érosion fluviale des grandes vallées et, plus en aval, des plaines ondulantes dénudées. En ce sens, il faut supposer que la montagne s'est soulevée en masse pendant que la tranquillité tectonique a régné au dedans du massif.

Tout en acceptant cette conception, il reste encore des énigmes.

Pourquoi la Sègre a-t-elle formé dans le cœur de la montagne et dans une direction exceptionnelle et secondaire, coupant la direction de la chaîne en angle aigu, à 1.600 m., une grande vallée bien régularisée, tandis que le cours supérieur originel de la Sègre, la Valira, parcourt une vallée plus courte et à pente plus forte, où des restes d'anciens fonds si larges et si bien régularisés font dé-

faut ? Egalemeut la vallée de la Quillane, dirigée N.-S., mais finissant brusquement à la Percha, est incompréhensible avec la seule action de l'érosion fluviale.

Pour expliquer cette difficulté, on est bien obligé d'admettre des enfoncements tectoniques au milieu de la montagne qui y ont préformé les vallées et influencé l'érosion. Heureusement, nous avons reconnu d'une façon indéniable un tel effondrement du lambeau mio-pliocène au dessus de Saillagouse et Llo, dont la surface fait partie du plateau de la Percha. En généralisant ce fait, on est bien fondé d'admettre que toute la plaine de la Percha, aussi bien que celle de la Quillane se sont affaissées autant que le tertiaire de Saillagouse.

Néanmoins, en dernier lieu, la plaine de la Percha et de la Quillane sont de véritables surfaces *d'érosion* qui se régularisent par rapport à un niveau de base général et non pas des surfaces d'effondrement; en effet, des surfaces effondrées au-dessous ou au-dessus du niveau de base général ne peuvent pas se maintenir. A la longue, elles seront remblayées ou déblayées, donc adaptées au relief général d'érosion fluviale. Seulement les effondrements tectoniques ont fixé les lieux et l'extension sur lesquels l'érosion régressive d'un certain niveau a agi.

Il en découle que la formation de la plaine de la Percha et probablement celle de la Quillane a succédé à cet effondrement que nous avons placé entre le Pontien et le Plaisancien (voir p. 115 de ce mém.).

Pour conclure, il nous reste à dire quelques mots concernant l'influence de l'action glaciaire sur l'ancien relief de ce niveau.

Les glaciers diluviaux ont occupé la vallée de la Quillane. La coulée glaciaire est venue de l'Ouest, en déposant des moraines latérales et s'est tournée ensuite vers le Sud. N. de la Llagone, le gradin séparant le niveau de 1.700 m. et la terrasse de 1.650-1.620 m. a été accentué, moutonné et transformé en verrou par le glacier. Par contre, la transition de la plaine du Col de Casteillon au niveau de la vallée de l'Aude (1.530 m.) où l'influence du glacier ne se fait pas sentir, s'est développée en pentes douces.

Nous avons retrouvé une surimposition pareille dans les moraines latérales du glacier de l'Angoustrine. Les remparts de moraine marginale, à sous-sol rocheux, montrent les mêmes gradins et paliers que les éperons avoisinants, qui n'ont pas subi l'action glaciaire. Seulement les différences y sont quelque peu accentuées.

Nous y avons reconnu des paliers à 1.630-1.640 m., 1.560 m. et 1.410 m. L'action glaciaire n'a donc pu effacer l'ancien relief, ni créer de formes propres. Elle se borne à modeler la surface pré-existante.

Résumé :

La ligne de partage entre la Têt et l'Aude au col de Casteillou (1.712 m.) et celle entre la Sègre et la Têt au Col de la Percha (1.577 m.) sont deux cols de capture. Ils font partie de deux tronçons d'anciennes vallées bien régularisées de la plaine de la Quillane (1.700 m.) dirigée N.-S. et de la grande plaine de la Percha, dirigée ENE.-OSO. entre Llo et Planes (1.577-1.650 m.). Nous y avons constaté trois stades d'arrêt du niveau de base à 1.577 m., 1.620-1.650 m. et 1.700-1.710 m. formant des surfaces planes, séparées par des gradins plus ou moins marqués. Outre ces plaines, appartiennent à ces niveaux le plateau entre Bolquère et Targassonne, le plateau entre la Riera de Alp et la frontière franco-espagnole et des surfaces du terrain carbonifère entre Riu et la Mata Negra, et d'autres paliers moins étendus. Vers l'O., la distinction des divers niveaux devient plus précaire à cause de la composition plus variable du sous-sol.

Le niveau s'abaisse peu en aval.

L'extension de ce niveau a été préformé par des effondrements post-pontiens qui ont affecté probablement toute la plaine de la Percha et celle de la Quillane. La formation de ces niveaux a donc succédé à cet effondrement que nous plaçons entre le Pontien et le Plaisancien.

L'érosion glaciaire dans la plaine de la Quillane et dans la vallée de l'Angoustrine s'est adaptée au relief préexistant qu'elle a accentué.

Les niveaux de 1.470 et 1.420 m.

Nous devons être bref sur un couple de niveaux d'érosion qui, en France, sont à 1.470 m. et 1.420 m. de hauteur. Ils ne se manifestent que dans des paliers des éperons, nulle part sur de grandes surfaces; leur répartition est figurée sur la carte.

En Espagne, le niveau inférieur est assez représenté. Nous y attribuons par exemple des croupes S. de Martinet et de Bar, atteignant la côte de 1.400 m.

Il paraît motivé de paralléliser ces paliers avec le niveau de la

grande plaine : le Capcir de la vallée supérieure de l'Aude où la rivière montre une différence de 1.514 m. à 1.421 m. sur un parcours de 6 km. D'après la carte, elle traverse un gradin à Matalmale. En aval, le niveau supérieur efflanque le cours de la rivière en forme de terrasses, atteignant à Formiguères 1.481 m. et N. de Villeneuve 1.470 m. de hauteur.

Ces hauteurs correspondent assez bien aux paliers reconnus en Cerdagne. Pourtant l'Aude coule au versant nord de la chaîne et se régularise par rapport à une base au Nord des Pyrénées. Une parallélisation avec des bases d'érosion du versant sud est donc précaire.

La terrasse principale.

De la rive droite de la Sègre à la hauteur de Bellver le regard se repose au Sud sur le bassin de Bellver, sur un terrain de gra-

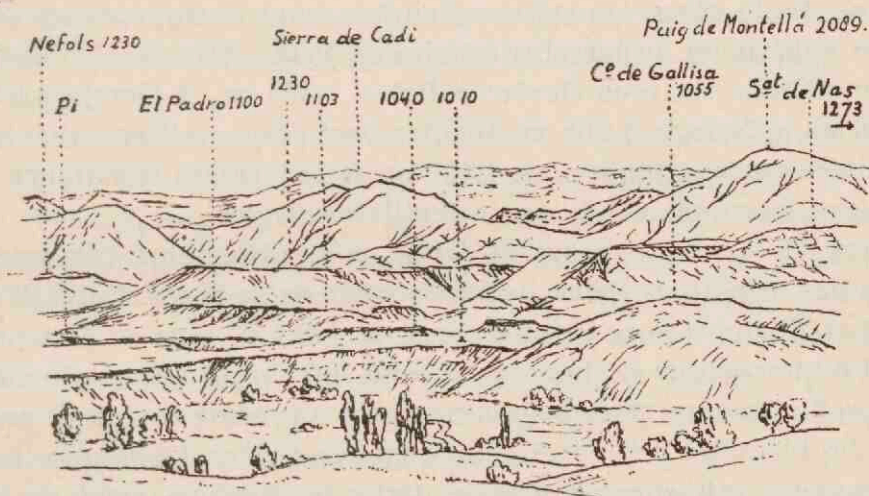


FIG. 22. — Panorama du bassin de Bellver.

dins, séparant trois terrasses étagées (fig. 22). La terrasse supérieure et principale s'élève à une altitude moyenne de 1.230 m. sur l'extension totale du bassin sans abaissement en aval. Seuls des mouvements tectoniques ont changé sa position uniforme. La terrasse de Nas a subi, suivant la faille limite du bassin, un mouvement de bascule, qui a incliné la surface de 3° vers le Sud. Puis vers l'Est entre Pedra et Urús cette terrasse est fortement bombée et disloquée de la manière que nous avons décrite sous le rapport tectonique.

Cette terrasse est recouverte de conglomérats cimentés, grossiers, venant du bord du bassin d'effondrement et non pas du bassin de réception en amont de la Sègre. En réalité, le plateau de 1.230 m. n'est donc pas une terrasse de la Sègre, mais une formation des deltas des ruisseaux latéraux. Par conséquent, la terrasse n'est pas absolument horizontale; elle monte, par exemple, jusqu'à 1.283 m. SO. de Bor.

En dehors du bassin de Bellver nous ne sommes pas si bien informé sur l'extension de cette terrasse, les conglomérats cimentés grossiers faisant défaut. Nous n'en connaissons qu'un petit lambeau E. de Das à 1.240 m. En poursuivant la surface du Mio-Pliocène, on voit se présenter entre All et Greixa un versant très doux entre 1.200 et 1.350 m. C'est une surface structurale inclinée de 8° vers le Sud, parallèle à la direction des couches mio-pliocènes. Probablement, la formation de cette surface date de la même époque que celle de Bellver.

Sous toute réserve nous mentionnons sous ce rapport les plateaux supérieurs du terrain tertiaire de Palau, Osseja, et Nahuja. Leur altitude est plus élevée; à Palau 1.320 m., à Osseja 1.320-1.340 m., à Nahuja 1.305 m. D'autre part, leur position est intermédiaire entre les paliers de 1.400 m. et la terrasse supérieure de la Sègre, marquée a 1 b sur la feuille de Prades.

Vers l'O., cette terrasse se laisse poursuivre plus facilement dans des méplats rocheux des deux côtés de la Sègre. Entre Martinet et Vilanova la rivière parcourt un défilé de plus en plus profond à mesure que le thalweg descend. La rupture de pente dans les profils transversaux reste à peu près au même niveau et marque des terrasses rocheuses efflanquant la rivière. La composition du sous-sol influence en grande partie le développement de ces terrasses. Le Gothlandien et le granite le favorisent; les calcaires dévoniens cependant s'opposent et interrompent çà et là la continuité de ce niveau. Suivant le bord sud, les paliers sont bien visibles à Bar et à Toloriu (1.200-1.300 m.) et à Villanova (1.200-1.400 m.). Au Nord de la rivière où les paliers sont mieux marqués par suite de la conformité plus grande du sous-sol, l'altitude moyenne est plus grande, conformément à celle du plateau de All-Greixa, O. de Bellver et de Talltendre, il se trouve un méplat à 1.300 m.

O. de Prullans à 1.300 m.

A Musa à 1.225-1.300 m.

A Aristot à 1.250-1.300 m.

Tandis que le thalweg s'est abaissé entre Bellver et Vilanova de 1.000 m. à 750 m., la terrasse a descendu à peine (voir A. PENCK, 1894). Nous avons déjà remarqué le même phénomène aux autres niveaux, ceux de 1.600 et 1.700 m. par exemple, en les suivant en aval.

Pour l'explication des terrasses, soit d'accumulation, soit d'érosion, qui restent sur une grande distance au même niveau s'offrent les solutions suivantes :

1. La terrasse serait une surface d'alluvion ou d'érosion au bord d'un lac. C'est la solution de M. MENGEL (1912) pour la Cerdagne. « La terrasse de 1.200 m. indique la fin du comblement du lac de la Cerdagne ». Quant au bassin de Bellver, il n'y aurait pas d'objections importantes à faire. L'éboulis de la terrasse provient de tous les côtés du bassin et n'est pas apporté par une seule rivière. Cependant, en aval, le même niveau se continue dans les terrasses rocheuses de Bar, Aristot et Vilanova. Il nous paraît inadmissible qu'une érosion latérale si puissante et étendue ait eu lieu dans un lac.

2. On pourrait expliquer des terrasses restant au même niveau, en supposant que l'érosion soit retenue si longtemps par un verrou rocheux, qu'en même temps le cours en amont se serait complètement régularisé. On pourrait considérer comme un semblable verrou résistant le massif dévonien de Roc Beneidó, situé au début du bassin de Seo. Ou bien, en expliquant le niveau plus bas de ce bassin par des effondrements posthumes, la terrasse pourrait avoir été régularisée par rapport à un massif, situé plus loin en aval des calcaires crétacés de Orgaña.

Cependant la supposition de laquelle nous sommes parti est douteuse. Si un verrou régularisant est si résistant que la rivière ne s'enfonce que très peu, il se forme immédiatement en aval dans des assises plus douces une chute importante qui, par suite de l'érosion, intensifiée à ce point, recule assez vite en amont et perce le verrou. D'ailleurs, dans un massif purement calcaire, il ne se forme point de chutes importantes, car à chaque abaissement du niveau de base en aval l'eau s'infiltre dans la roche et reprend l'érosion à un niveau souterrain.

3. Les terrasses auraient fait partie d'un système de cours d'eau complètement régularisé par rapport à une base éloignée. Cette explication, plausible pour les niveaux étendus au dessus de

1.950 m., n'entre pas en question pour les surfaces d'érosion, emboîtées les unes dans les autres et entourées de hautes montagnes à versants raides.

4. L'explication qui reste, c'est d'admettre dans la vallée de la Sègre un bombement en aval, un tassement en amont. Le bombement situé dans une zone dure, par exemple dans le massif calcaireux de Orgaña, formerait un barrage résistant, dans lequel l'entaille graduelle de la rivière serait neutralisée par le soulèvement de la montagne. Alors le cours supérieur se régulariserait par rapport à un niveau de base constant, il se formerait des vallées et — après un soulèvement général de toute la chaîne — des terrasses qui ne descendent que très peu en aval.

Nous avouons bien, qu'il faudra chercher en dehors de la région étudiée par nous pour trouver la solution de ce problème. D'autre part nous voulons émettre une hypothèse acceptable en comparant les Pyrénées avec les Alpes orientales, la vallée de la Sègre avec celle du Salzach. M. SEEFELDNER (1926) a su prouver que le massif du Hohe Tauern et les Alpes calcaires septentrionales forment deux zones de bombement, deux plis à grande amplitude, séparées par la « zone des schistes » qui correspond à une zone de tassement. Celle-ci est suivie de la vallée longitudinale du Salzach : le Pinzgau. Dans le Pongau la rivière se recourbe vers le Nord et perce les Alpes calcaires dans un défilé. Les terrasses de cette région descendent en partie *en amont*, ce qui prouve qu'un bombement a eu lieu.

La position de la Sègre est bien analogue. Le cours supérieur suit une zone en grande partie schisteuse, située entre la chaîne centrale (comme le Hohe Tauern) et la Sierra de Cadi et Pedra Forca (comme les Kalkalpen). En aval de la Seo la rivière perce dans un défilé ce massif calcaire. Nous avons reconnu les caractères d'enfoncement suivant toute la vallée longitudinale en amont de Seo. D'autre part le défilé magnifique des gorges de Orgaña évoque l'idée d'un soulèvement. Ce sera à nos successeurs d'y chercher des terrasses descendant en amont ou restant horizontales.

Suivant ce raisonnement le bassin de Seo, qui a subi des effondrements profonds, doit avoir été déblayé très rapidement, car la terrasse principale ne s'y continue pas.

La terrasse principale est la dernière qui ne suive pas à une hauteur constante au-dessus du thalweg les cours des rivières actuelles, comme les terrasses quaternaires, qui correspondent à des moraines diluviales. Elle a donc précédé le grand soulèvement quaternaire. Conformément aux opinions de MM. MENGEL (1912) et CHEVALIER (1925) nous plaçons cette terrasse à la fin du Pliocène dans le ? Sicilien.

Des influences tectoniques ont certainement joué un rôle dans la formation de tous les niveaux d'érosion et des terrasses d'accumulation situées au-dessous du niveau de la Percha. Le versant rapide des sédiments tertiaires au-dessus de Saillagouse, qui sépare le plateau de la Percha de la plaine de la Cerdagne située plus bas, n'est pas seulement une forme d'érosion (fig. 23). C'est

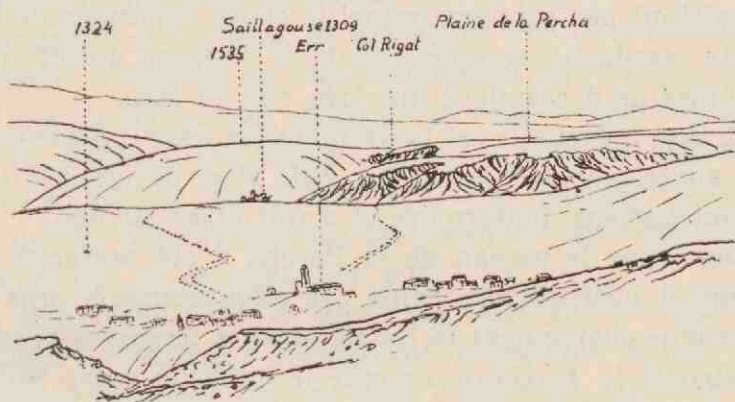


FIG. 23. — Les escarpements et le Pliocène raviné entre la plaine de la Sègre et de la Percha.

un escarpement de faille, qui suit deux failles préexistantes, dirigées N-S et ONO-ESE, que nous avons marquées sur la carte. Les lèvres occidentales et méridionales ont été écartées et déblayées de façon que les plans des failles sortent par érosion.

Pourtant il est bien probable qu'après l'effondrement post-ponzien qui a affecté tout le Mio-Pliocène conservé, le terrain néogène, excepté le lambeau au-dessus de Saillagouse, a subi un ou plusieurs affaissements renouvelés, qui ont abaissé le Mio-Pliocène jusqu'à sa position actuelle et qui ont influencé la topographie.

Résumé :

La terrasse principale, couverte de conglomérats grossiers, se

maintient dans le bassin de Bellver à 1.230 m. en moyenne, abstraction faite des bombements tectoniques entre Pedra et Urús. Nous rangeons sous ce même niveau la surface du Tertiaire, qui coupe les lits inclinés dans la Cerdagne française entre Palau et Nahuja (1.305-1340 m.); également la même surface entre All et Greixa (1.200-1.350 m.) qui pourtant est inclinée, parallèle à la stratification du Pliocène. En aval O. de Bellver, la Sègre est flanquée de terrasses rocheuses, invariablement à 1.200-1.300 m. de hauteur, sur lesquelles sont bâtis les villages Bar, Toloriu et Vilanova au Sud, Musa et Aristot au Nord.

Pour expliquer ces terrasses qui ne descendent pas en aval, nous avons émis l'hypothèse d'un soulèvement continu de la région de Orgaña qui aurait neutralisé à peu près l'entailement de la rivière dans le massif calcaire. Ainsi se serait formé un barrage persistant par rapport auquel le cours supérieur de la Sègre aurait été régularisé complètement; ce barrage aurait provoqué des terrasses ne descendant que très peu en aval.

La terrasse principale est la dernière terrasse indépendante des rivières quaternaires et actuelles. Elle s'est développée avant le grand soulèvement quaternaire et serait d'âge sicilien.

De même que le niveau de la Percha a été préformé par un effondrement post-pontien, ainsi des effondrements plus récents ont précédé probablement la formation des terrasses plus basses. Ils ont abaissé le Tertiaire, excepté le lambeau entre Saillagouse et Eyne, jusqu'à sa position actuelle entre 1.000 et 1.350 m. Le gradin au-dessus de Saillagouse, délimitant le plateau de la Percha vers O., est un escarpement de faille.

Avant d'examiner les formes du relief dues à l'érosion quaternaire, il faut tirer les conclusions générales des chapitres précédents en rapport avec l'origine des bassins tertiaires.

SUR L'ORIGINE DES BASSINS TERTIAIRES

Les auteurs français qui ont traité l'origine des bassins de la haute Sègre ont pensé à une genèse lacustre (DEPÉRET et RÉROLLE, 1885; MENGEL, 1910, 1912; CHEVALIER, 1925; ASTRE, 1927), M. ASTRE compare le bassin de Bellver à un fossé d'effondrement, affaîssé dans l'époque pré-miocène, transformé en lac et comblé ensuite par des alluvions latérales.

Il est étonnant qu'aucun de ces auteurs n'ait discuté les opinions de M. PENCK (1894) qui est d'un autre avis sur l'origine des lignites et des argiles miocènes de la Cerdagne. C'est pourquoi nous faisons suivre ici la traduction du passage en question (p. 113) :

« Ils (DEPÉRET et RÉROLLE) attribuent aux sédiments une origine lacustre. Selon cette opinion la couche charbonneuse aurait été formée d'une accumulation de bois, transporté des régions avoisinantes, ce qui se fait réellement dans les petits lacs de montagne. Cependant le bois entraîné dans les lacs est accompagné d'une vase qui se précipite comme une croûte sur les troncs d'arbres transportés; c'est ce qu'on peut observer dans presque tous les grands et petits lacs alpins. Ces substances végétales se déposent dans les zones de la rive, dans les petits lacs également entre les sédiments; nulle part cependant on n'a trouvé jusqu'ici sur le fond d'un grand et vaste lac de montagne une telle accumulation de substances végétales qu'elles formassent une couche charbonneuse. Il résulte de tous les sondages récents des lacs alpins qu'on n'a trouvé nulle part d'accumulation de bois. Si cependant la formation ligniteuse de la Cerdagne était d'origine lacustre, il faudrait qu'elle fût formée dans un grand lac dans des conditions qui, aujourd'hui, ne se présentent pas.

« Les principaux lieux de dépôt des substances végétales sont aujourd'hui les marais : les marais tourbières et les swamps boisés comme ceux qui, surtout dans l'Amérique du Nord, suivent le cours de bien des rivières. Une formation analogue des lits charbonneux de la Cerdagne est indiquée par la présence de nombre de feuilles bien conservées. Des feuilles fragiles, comme celles décrites par Rérolle ne peuvent soutenir un long transport; étant donné leur bonne conservation, il est bien plus probable qu'elles furent déposées dans des mares, qui ne font jamais défaut dans aucun marais, que d'être entraînées sur une distance de quelques kilomètres dans un vaste lac. La présence des ossements d'animaux terrestres dans les argiles accompagnant les lignites nous suggère une conclusion pareille. Quoique sans doute des cadavres soient entraînés de temps en temps dans les lacs, ce n'est qu'en cas d'exception; par contre, les grands animaux se noient fréquemment dans un sol marécageux; aussi les terres marécageuses contiennent-elles les gîtes les plus riches en animaux diluviaux. C'est pourquoi, au lieu de me représenter la Cerdagne pen-

dant la formation des charbons comme un lac, je préfère la conception d'une vallée marécageuse avec une végétation riche et de nombreux lits de méandres délaissés, telle à peu près que la vallée actuelle de l'Enns au dessus du Gesäuse. »

Ces déductions me paraissent fort justes et sont corroborées par mes observations. La structure fine et régulière du lignite exclut que celui-ci serait formé par des restes de plantes, entraînés par des torrents. En outre, il est impossible que le lignite soit en même temps lacustre et autochtone; qu'il soit formé, par conséquent, par l'accumulation des plantes aquatiques d'un grand lac.

Ce n'est que dans des eaux ne dépassant pas 6 m. de profondeur que la formation de tourbe peut avoir lieu; mais à une profondeur de 6 à 2 m. il ne se dépose que de la tourbe-sapropèle. A deux mètres, les plantes aquatiques peuvent exister et former des tourbes immergées et ce sont des plantes vasculaires dont les tiges sont empreintes sur les lignites. Ensuite RÉROLLE a rencontré dans les argiles supra-jacentes la fougère *Osmunda* et les *Potamogeton* et *Trapa* indiquant de l'eau superficielle et stagnante.

Dans les plaines d'alluvion des grandes rivières à pente faible la tourbe peut se former, si, par une forte accumulation alluviale des rives, il se produit le long de la rivière des zones sans écoulement dans lesquelles de petits ruisseaux se déversent. C'est ainsi que nous nous représentons la Cerdagne pendant le Pontien. Par des débordements périodiques de la rivière s'est formée l'alternance régulière des argiles avec la tourbe; par suite de l'abaissement graduel du fond de la vallée, la tourbe s'est submergée et les dépôts argileux et sablonneux ont prédominé de plus en plus.

Une vallée si mûre où ne se déposent que des lignites et des argiles et sables de grain très fin ne peut exister dans un paysage si montagneux comme les Pyrénées actuelles formant des hauteurs de 2.000 mètres au-dessus de la Sègre.

Le fleuve doit avoir coulé dans un paysage régularisé à pentes douces où la rapidité du courant était faible, par conséquent une pénéplaine plus ou moins achevée ou dans une vallée large de moyenne montagne. Naturellement, ce paysage dénudé doit s'être étendu à un niveau situé relativement bien au-dessus des vallées actuelles. Plus tard, cette pénéplaine se sera élevée, tandis que la vallée pontienne avec ses sédiments fins se sera effondrée.

A mesure que le bassin baisse, les pentes des ruisseaux affluants se font plus rapides et les sédiments comblants deviennent plus grossiers. Les abaissements correspondent aux lits de gravier grossiers, les arrêts temporaires se manifestent par des lits plus fins et argileux. Et puisque les sédiments grossiers augmentent vers le haut de la série, l'effondrement a été un mouvement rythmique et accéléré.

D'autre part, nous savons qu'en Roussillon ainsi que dans la vallée du Rhône (BAULIG, 1928, p. 481) la transgression, ou plutôt l'ingression, de la mer plaisancienne s'est passée très rapidement. En Roussillon, la mer a envahi à cette époque une zone d'effondrement ou de tassement, située dans le prolongement du bassin de la Cerdagne. La sédimentation dans ce golfe débute par une assise d'argiles sableuses avec une riche faune littorale indiquant un régime tranquille de côte basse, très analogue à la côte actuelle de Roussillon (DEPÉRET, 1885). Ça et là seulement des graviers et des conglomérats très grossiers s'enfoncent sous les argiles littorales. Un cycle sédimentaire normal, fondé sur l'hypothèse d'une transgression *graduelle*, exigerait la succession du conglomérat de base, des graviers et des sables, des argiles et puis de nouveau des dépôts plus grossiers.

Il nous paraît bien permis de réunir les deux mouvements, le mouvement post-pontien en Cerdagne et le mouvement pré-plaisancien en Roussillon dans un seul, la direction, l'époque et le caractère accéléré étant les mêmes.

La conception, proposée par nous sur l'origine des bassins de la Cerdagne est la même que celle prononcée par M. OESTREICH (1899) sur l'évolution des bassins tertiaires dans les Alpes orientales, qui se rangent le long de la vallée longitudinale de Mur et Mürz et de celle du Lavant. Ces bassins montrent maintes analogies avec ceux dont nous nous occupons : à la base de la série des dépôts remplissants se trouvent des lits puissants de charbon et de schistes bitumineux d'âge miocène (Burdigalien) surmontés de sédiments plus grossiers; le tout s'est enfoncé suivant des failles.

L'auteur, le premier, en a tiré la conclusion que pendant le Burdigalien les Alpes orientales étaient une moyenne montagne et il a reconstruit les cours des anciennes rivières bien régularisées.

PETRASCHEK, dans ses études sur la géologie houillère de l'Au-

triche (1922-1924), a prouvé l'existence de ce système des failles. Il accepte, lui aussi, que les lignites se sont formés sur un niveau relativement plus élevé que la position actuelle et qu'ils se sont conservés seulement au fond des fossés miocènes; mais, selon cet auteur, la formation du charbon et des schistes fins ne dépendrait pas des cours des fleuves tertiaires; ces sédiments feraient partie d'un recouvrement sédimentaire qui se serait étendu sur toute la surface miocène, mais qui n'aurait été conservé qu'au fond des fossés. Pendant le Burdigalien, il doit avoir existé une pénéplaine couverte de bois, de lacs et de marais, dans lesquels la tourbe et les assises lacustres se seraient formées.

Pour les Alpes orientales un recouvrement total d'une pénéplaine est plus vraisemblable que pour les Pyrénées pendant la formation des lignites. Dans les Alpes des « Graben » contenant du Miocène carbonifère sont disséminés sur une grande surface, sans être partout reliés aux cours des grandes rivières. Mais pour les Pyrénées orientales, le Miocène se présente exclusivement dans la vallée de la seule rivière importante. En outre, nous avons amplement exposé pourquoi une origine lacustre du lignite nous paraît peu probable. D'autre part, une accumulation de plus de 100 m. de sédiments à grain fin n'est possible sur une pénéplaine, que si la zone d'accumulation baisse en même temps, c'est-à-dire qu'elle corresponde à une dépression dans laquelle une rivière a certainement coulé.

Pour conclure, il reste à reconnaître le niveau sur lequel la rivière pontienne a coulé, pour savoir sur quelle distance verticale le Miocène s'est effondré. Envisageons donc le Tertiaire au-dessus de Saillagouse. Ce lambeau est affaissé suivant des failles : les contacts observés au dessus de Llo ne laissent aucun doute. Après la mise en place le Tertiaire a été coupé par un niveau d'érosion atteignant à présent 1.580 m. de hauteur et faisant partie du plateau du Col de la Percha (1.577 m.). Ce plateau s'étendant du Col de Rigat jusqu'à Planes, forme une partie de la plaine d'un fleuve mort bien régularisé qui ensuite a été entaillé par l'érosion récente de la Sègre et de la Têt. La hauteur du col, c'est la hauteur de la ligne de partage des eaux, démarque donc le niveau de base du fleuve ancien, qui est flanqué par deux terrasses anciennes à 1.620 m. Les deux niveaux de base de 1.577 m. et de 1.620 m. sont donc plus récents que l'effondrement du Tertiaire, *a fortiori*, plus récente que les argiles pontiennes au fond de la série effon-

drée. Par conséquent, il faut chercher plus haut pour retrouver le niveau pontien.

L'ancien niveau de base indiqué par la hauteur de 1.712 m. de la vallée morte du Col de Casteillou et de la Quillane n'entre pas en question. Ce niveau forme à peu près une unité avec celui du Col de la Percha et à en juger de sa disposition générale, la plaine de Quillane est une zone d'affaissement tertiaire, tout comme la plaine de la Percha. Le seul niveau qui compte c'est celui, que nous avons nommé le Firnfeldniveau, situé entre 1.950 et 2.300 m. Là nous nous avons rencontré les restes d'un paysage ayant tous les caractères indispensables pour la formation des dépôts pontiens : une grande plaine ondulante dominée de montagnes de 900 m. en pentes douces. D'ailleurs, la plaine descend très peu en aval; la décharge des eaux doit y avoir été bien tranquille et régulière.

Nous datons donc l'âge du niveau des fonds des cirques comme pontien.

En résumé, notre conception du développement des bassins de la Haute Sègre est la suivante : les sédiments d'âge sarmatien-pontien se sont formés à une époque où les Pyrénées étaient une montagne dénudée. C'était alors une pénéplaine inachevée ou une moyenne montagne comme les Alpes orientales pendant le Burdigalien où les sommets s'élevaient jusqu'à 900 m. au dessus d'une plaine où coulaient de grandes rivières, bordées de marais et de bois dans lesquels se colmataient de la tourbe et des sédiments argileux (1). Ensuite la pénéplaine s'est surélevée graduellement, tandis que les dépressions sont disloquées et affaissées, formant des bassins qui se comblaient pendant leur enfouissement.

L'histoire de ces bassins est un exemple de la thèse plutôt paradoxale de M. OESTREICH (1910) que la plupart des bassins sont plus récents que leurs dépôts remplissants. Ces bassins se distinguent donc de la définition usuelle d'un bassin comme une dépression, dans laquelle il se dépose des sédiments. Il est donc

(1) Dans un paysage mûr, mais dominé de montagnes et de croupes de 950 m. maximum (2.900 à 1.950 m.), de 600 m. minimum (2.900 à 2.300 m.), les forces d'érosion ont été néanmoins assez fortes. Bien que le matériel détritique doive avoir été fortement désintégré sous un climat humide et dans un paysage boisé, on peut s'attendre à trouver quelque part une interruption des lignites et les argiles grasses par des lits plus grossiers indiquant les lits des anciennes rivières affluantes.

préférable d'employer le terme de M. STILLE (1924) qui a uni les idées de bassin et d'effondrement dans le mot « Beckengraben ». C'est une dépression épirogénique (géosynclinale), effondrée ensuite suivant des failles, tandis que le remblaiement se continue. Nos bassins, — ainsi que la vallée longitudinale de la chaîne côtière catalane (SCHRIEL, 1929) — sont de véritables « Beckengraben ».

LES TERRASSES QUATERNAIRES

La surface de la Cerdagne et du bassin de Bellver est couverte d'éboulis de terrasses quaternaires, dont à divers endroits nous avons fixé les hauteurs au moyen d'un baromètre.

Dans la Cerdagne française, la Sègre, à Caldegas, a 1.170 m. de hauteur. S'élèvent au-dessus de la rivière :

La terrasse basse : 1.173 m. ou + 3 m.

Première terrasse au chemin neutre et à Caldegas (marquée a1c sur la feuille de Prades) : 1.180 m. ou + 10 m.

Deuxième terrasse plus en aval au-dessus de Hix, à 1.208 m. (marquée a1b), située à 50-60 m. au-dessus de la rivière.

A Puigcerdà, la terrasse fluvio-glaciaire est à 1.230 m. Elle domine le Carol de 80 m., la Sègre de 100 m. Selon PANZER, des terrasses inférieures s'élèvent à 27 m., 12 m. et 2 m. au-dessus du Carol.

Suivant la coupe passant par la molina « la Serradora », près de Bolvir, vers le Nord nous avons constaté les hauteurs suivantes :

| | |
|-------------------------------|---------------------------------|
| La Sègre..... | 1.070 m. |
| Terrasse basse..... | 1.070-1.073 m. ou + 3 m. |
| Première terrasse..... | 1.078-1.088 m. ou + 8 à + 18 m. |
| Deuxième terrasse, la Corona. | 1.118 m. ou + 48 m. |

Cette terrasse, surhaussée de blocs morainiques monte graduellement à 1.150 m. à la route près de Torre Remey. En se dirigeant de là à Puigcerdà, la terrasse descend jusqu'au pont du

Carol de 3 m.; là elle ne s'élève que de 12 m. au-dessus du Carol. Le système fluvial est donc très peu régularisé, beaucoup moins que les systèmes des terrasses; par conséquent, les hauteurs relatives au-dessus du thalweg n'ont qu'une valeur très restreinte.

A Ger, près du cimetière, il existe un plateau d'alluvions à 1.120 m. ou + 60 m.; pareillement, un méplat entre All et Isobol (Casa Ravellat) à 1.090 m. ou à + 45 à 50 m.

Entre Alp et Urús, la plaine de la Cerdagne est couverte de grands cônes de déjection, descendant régulièrement vers la rivière et prenant fin en gradin à 1.070 et 1.060 m. consécutivement à Sanavastre et à Prats, ce qui correspond à 25-30 m. au dessus de la rivière.

Dans le bassin de Bellver, nous avons reconnu les terrasses suivantes (voir fig. 22) :

Première terrasse, descendant vers la rivière (cône de déjection ?) finissant par un rebord de 10 m. de hauteur.

Deuxième terrasse, en plusieurs endroits couverte de cailloutis cimenté. Hauteur à Valltarga et Riu de S. Maria : 1.060 m. ou + 40 m.

A la Colline de Gallisa, O. de Bellver : 1.040 m. ou + 45 m.

La troisième terrasse forme le palier au-dessus de l'assise moyenne, les graviers et les sables blancs, du Néogène. Néanmoins, ce n'est pas une surface structurale due à la différence de résistance des graviers blancs et des limons rouges surjacents; nous y avons trouvé en divers endroits des dépôts de cailloux fluviatiles grossiers, qui couronnent par exemple en discordance le Monterrós, S. de Bellver, et le point extrême du palier de El Padró. La terrasse ne descend pas sensiblement en aval. Selon la carte détaillée, elle se présente :

A Bor et à Casa Pons : à 1.090-1.100 m. ou + 80 à 90 m.

Au Monterrós : à 1.085 m. ou + 85 m.

A El Padró : à 1.100 m. ou + 110 m.

Sous toute réserve, nous réunissons les terrasses quaternaires suivant leurs hauteurs relatives comme suit :

| | |
|--|--------------|
| Terrasse basse (Caldegas, Puigcerdà, Serradora)..... | + 2 à 3 m. |
| 1 ^{re} terrasse (Caldegas a1c, Puigcerdà, Serradora), en moyenne..... | + 10 à 12 m. |

- 2^e terrasse (Hix alb, La Corona, cimetière de
Ger, C. Ravellat, Bellver)..... + 40 à 60 m.
3^e terrasse (Puigcerdà, Bellver), en moyenne.. + 100 m.

LA PARALLELISATION DES MORAINES AVEC LES TERRASSES

La vallée en auge de l'Angoustrine est accompagnée à la hauteur du village de ce nom de deux éperons à gradins (Eckfluren) qui, comme les éperons avoisinants, ont des paliers à 1.640, 1.570 et 1.420 m. de hauteur. Ces éperons sont couverts de moraines à blocs frais polygénétiques qui se joignent près de Sareja à 1.320 m. de hauteur en formant une moraine frontale. De là s'étend un cône de transition fluvio-glaciaire, qui couvre le Tertiaire entre Sareja et Llivia et passe à la hauteur de cette petite ville en une terrasse située à 10 m. au dessus de la Sègre. Les formes glaciaires étant fraîches, les moraines et la terrasse adjacente appartiennent probablement à la dernière glaciation, c'est-à-dire au Würmien.

Les dépôts glaciaires entre Latour de Carol et Puigcerdà, le long du Carol, sont un peu plus compliqués. Ils ont été l'objet d'une étude publiée récemment par M. PANZER (1932), qui a cru y distinguer les traces de trois périodes glaciaires succédantes de Mindel à Würm. Nous avons suivi sa description sur le terrain même et nous donnons ici ses conclusions et les nôtres.

Contre la lisière des montagnes, à la hauteur de La Tour, deux moraines-remparts débutent à chaque versant du Carol, qui ont fait partie de deux enceintes morainiques concentriques. De l'intérieure, le rempart du bord ouest est superbement développé, composé de grands blocs, pour la plupart granitiques, peu altérés et peu empâtés (fig. 24). Ces deux moraines latérales descendant très rapidement, s'unissent dans une faible moraine frontale près de la gare de La Tour et se continuent en des terrasses qui, selon PANZER, s'élèvent de 27 m., 12 m. et 2 m. au-dessus de la rivière. Les formes fraîches des moraines indiquent le Würmien.

Les remparts extérieurs ne descendent pas si vite. Celui du versant est se continue en passant par Enveitg dans une longue terrasse fluvio-glaciaire. Sur l'extrémité à 1.230 m. de hauteur est

construite la ville de Puigcerdà. La moraine-rempart d'en face est la Sierra de Pardalis qui se range à 1.385 m. contre le versant de la montagne et se continue en passant par l'Est par Guils dans le Serrat dels Fils (1.250 m.). Ces moraines de Guils et de Enveitg ont l'air plus ancien et beaucoup moins frais que celles du Würmien. Elles se composent d'un matériel souvent granitique, assez grossier, altéré et empâté dans une terre argileuse. A l'Est du Serrat dels Fils s'étend, séparé par un vallon, le Puig de Saneja. Il est formé au-dessous de Saneja par des schistes siluriens à sur-

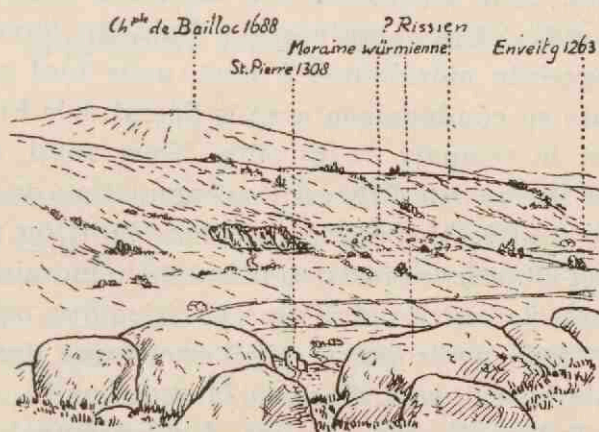


FIG. 24. — Les moraines diluviales du Carol entre La Tour et Puigcerdà.

face polie, mais, plus loin, il porte des matériaux morainiques déposés au-dessus des dépôts fluviatiles. Ces deux moraines se continuent par une terrasse, la Corona, composée en bas par des alluvions tertiaires; sa surface cependant contient des dépôts fluvio-glaciaires semés de blocs morainiques irréguliers et grossiers.

PANZER a proposé la classification suivante :

- | | |
|---|-------------|
| Les moraines latérales récentes avec les terrasses correspondantes de + 27, + 12 et + 2 m..... | = Würm. |
| La moraine du Puig de Saneja et la terrasse la Corona (+ 50 m.)..... | = Riss. |
| La moraine de Enveitg et la terrasse de Puigcerdà (+ 80 au dessus du Carol et + 100 au dessus de la Sègre) .. | = ? Mindel. |
| Sierra de Pardalis et Serrat dels Fils sans terrasse communicante..... | = ? Mindel. |

Aussi l'auteur se croit-il justifié de classer les moraines anciennes dans deux glaciations distinctes pour les motifs suivants :

Le vallon entre le Serrat dels Fils et Puig de Saneja serait un sillon circum-morainique, « Umfliessungsrinne », séparant les deux moraines.

Les remparts de Enveitg et de Guils seraient composés exclusivement de grands blocs granitiques très altérés, tandis que le matériel du Puig de Saneja serait plus fin et plus frais. La terrasse la Corona est de 50 m. plus basse au dessus de la rivière que celle de Puigcerdà, ce qui justifierait une différence d'âge.

A notre avis, cette séparation des moraines anciennes paraît loin d'être fondée. Les moraines du Puig de Saneja ne forment pas d'enceinte morainique à part, mais font partie d'une grande enceinte en combinaison avec le Serrat dels Fils, le Sierra de Pardalis et le rempart de Enveitg. Nous aussi, nous avons trouvé dans le Serrat dels Fils cette accumulation de grands blocs granitiques altérés, spécialement dans le lit du ruisseau séparant les deux élévations; mais au début de la moraine au dessus de Guils le matériel est à peine plus grossier que celui du Puig de Saneja. Et puis, pourquoi serait-il exclu que dans le même glacier le matériel soit assorti selon la grosseur ?

En face de Puigcerdà, dans un grand affleurement du Puig de Saneja, des moraines sont superposées sur des alluvions fluvio-glaciaires à stratification torrentielle; la surface de ces alluvions s'y trouve exactement au même niveau que la terrasse de Puigcerdà. Ils appartiennent donc à la même période glaciaire.

Rien ne contraint donc de distinguer deux glaciations dans les moraines pré-würmiennes.

La parallélisation des terrasses offre plus de difficultés. Toutes les terrasses de 50 m. au-dessus de la rivière sont situées au dedans des failles-limites du bassin tertiaire, exceptée la terrasse de Puigcerdà qui se trouve probablement toute entière en dehors. La ligne de rattachement même de la terrasse la Corona est située dans le prolongement d'une faille passant E.-O. par Bolvir. Aussi ne serait-il pas exclu que, pendant une période glaciaire, les failles aient abaissé assez rapidement le niveau de base d'une cinquantaine de mètres par suite d'un rejet posthume. Par conséquent, les terrasses préexistantes se seront affaissées de 50 m. ou bien, ce qui est plus vraisemblable, le glacier aura déposé pendant une phase de crue renouvelée (Vorstosz) ses dépôts fluvio-

glaciaires sur un niveau de 50 m. plus bas. Sans doute le glacier a éprouvé des poussées en avant qui, tout en ne produisant pas de formes glaciaires, ont couvert la Corona d'une déposition de blocs morainiques.

Nous sommes donc porté à classer la terrasse de Puigcerdà (+ 100 m.) et toutes les terrasses de + 50 m. dans l'avant-dernière période glaciaire, c'est-à-dire dans le Rissien.

APERÇU DE L'HISTOIRE TERTIAIRE

Dans un chapitre précédent, nous avons déduit que, dans les Pyrénées, la série du Sarmatien jusqu'au Plaisancien correspond à la transition d'un régime de tranquillité tectonique extrême à un régime de surélévation et d'effondrements. Les argiles et les lignites du Sarmatien-Pontien avec leur faune de vertébrés caractéristique sont des dépôts d'une pénéplaine ou d'un paysage parvenu à la maturité; les sédiments sur-jacents correspondent à des dépôts, en partie grossiers, du comblement de fossés d'effondrement. Il est bien remarquable que les mêmes faciès et les mêmes conditions orographiques se laissent poursuivre dans une grande partie de l'Europe. Nous nous bornerons pourtant aux régions limitrophes, l'Espagne et la France.

Dans les provinces de Teruel et de Zaragoza, la Meseta ibérique est formée par de grands plateaux de 1.000-1.050 m. de hauteur s'étendant entre Catalayud et Teruel sur une distance de plus de 100 km.

A plusieurs endroits, ces plateaux sont recouverts d'une carapace horizontale de calcaires d'eau douce, dits de Paramos, qui ont fourni à Concud, près de Teruel et à Nombrevilla, près de Daroca (HERNANDEZ-PACHECO, 1927), des faunes de vertébrés pontiens parmi lesquels *Hipparion gracile* et *Mastodon longirostris*. Le niveau de 1.000-1.050 m. correspond donc à une surface d'érosion dominée par des dômes isolés, qui la dépassent de quelques centaines de mètres, et qui s'élevaient, selon LOTZE (1929), comme des îlots au-dessus des lacs pontiens. Après cette époque, la sédi-

mentation a cessé définitivement sur ce plateau, qui ensuite a été soulevé jusqu'à son niveau actuel.

Dans la chaîne côtière catalane on a retrouvé la faune pontienne à un niveau beaucoup plus bas, dans les zones d'effondrement de Panades-Vallés et de Tarrasa-Sabadell. Les failles-limites de ces effondrements, spécialement celles de Tarrasa et de Sabadell ont débuté au cours du Miocène, mais ont fonctionné jusque dans le Pontien. (SCHRIEL, 1929). Les graviers torrentiels, entremêlés de limons rouges, qui renferment à Tarrasa les restes de vertébrés pontiens, attestent des mouvements contemporains. Ce faciès de cailloutis et de limons rappelle beaucoup l'assise supérieure de la Cerdagne.

Dans le bassin d'Aquitaine, sur la bordure des contreforts pyrénéens, le Pontien a été reconnu à Orignac, à Saint-Gaudens et à d'autres localités avoisinantes. Au-dessus du poudingue de Palasou reposent en discordance des argiles à lignites, ayant fourni une riche faune de vertébrés. Directement au dessus viennent des dépôts torrentiels de cailloux et de blocs grossiers, englobés dans une argile jaune. Près de Lannemezan (feuille de Tarbes), ces dépôts ont le caractère de cônes de déjections torrentielles, formés au débouché des cours d'eau dont le volume devait être énorme. Il est vrai que ces éboulis, au moins les dépôts superficiels, appartiennent à une époque plus récente, au Pliocène supérieur; pourtant la succession des couches ressemble beaucoup à celle de la Cerdagne où le régime tranquille des argiles et des lignites est succédé par une phase de mouvements puissants qui ont changé l'allure des sédiments.

Nous sommes assez bien informé sur le relief du Plateau Central pendant le Pontien, grâce à des écoulements volcaniques contemporains. Dans le Velay, dans le Cantal et au Coiron (Ardèche), des coulées basaltiques, datées par la présence des faunes pontiennes dans les alluvions sous-jacentes, recouvrent une topographie qui affleure sur leurs bords ravinés. Dans le Velay, le Pontien affleure à des hauteurs de 1.120-1.000 m. en forme d'argiles à lignites, d'argiles à Diatomées et des sables quartzeux fins, indiquant un alluvionnement tranquille par de petits cours d'eau. Pourtant, la topographie n'était pas exactement une pénéplaine (BAULIG, 1928).

Pendant les écoulements anciens du Cantal un rajeunissement du relief se fait déjà sentir. La surface descend de 960-840 m.;

les alluvions sont un peu plus grossières que dans le Velay et le soubassement des coulées est sillonné de vallées bien marquées, atteignant 100 m. de profondeur.

La même disposition se répète sous la grande coulée basaltique du Coiron. Le soubassement présente une topographie variée avec une grande vallée bien mûre et un relief local approchant fréquemment 100 m. M. BACCONNIER (1924) est d'avis que la topographie pontienne était une pénéplaine, opinion contestée par M. BAULIG qui ne parle que d'un relief de maturité commençante. Ce point controversé n'est pas d'un très grand intérêt. Les auteurs s'accordent sur l'essentiel, que le Pontien correspond à un stade de maturité plus ou moins avancé, précédant le rajeunissement de la topographie pendant l'invasion de la mer plaisancienne dans la vallée du Rhône.

Suivant DEPÉRET et RÉROLLE (1885), les couches miocènes de la Cerdagne ont leurs équivalents dans le bassin du Rhône. « Ainsi les argiles à lignites et à Mammifères répondent aux argiles de Tarsanne, de la Tour-du-Pin, etc.; les limons rougeâtres sans fossiles qui les surmontent sont l'équivalent des limons rouges à *Hipparion* du Mont Lubéron, faciès qui se poursuit jusqu'en Grèce dans le célèbre ravin de Pikermi. »

C'est au Plaisancien que la mer a envahi la dépression rhodanienne jusque dans les environs de Lyon. En général, les auteurs admettent que la mer a occupé les vallées creusées par les rivières après le Pontien et qu'elle a suivi un trajet identique à celui du Rhône actuel. Mais un examen attentif de la base de ce golfe marin a convaincu M. FAUCHER (1927) que des mouvements du sol ont préparé l'invasion marine par la formation de cuvettes effondrées et que la mer plaisancienne a envahi la dépression rhodanienne en voie d'affaissement et fractionnée en bassins plus ou moins indépendants. Cette opinion s'accorde avec l'observation de M. BAULIG que l'invasion marine s'est passée, comme en Roussillon (voir p. 115), avec une rapidité exceptionnelle. Pourtant cet auteur ne suit pas les conclusions de M. FAUCHER, considérant l'oscillation pré-pliocène comme de nature encore purement eustatique.

En Espagne autant qu'en France, partout où nous avons suivi le Pontien en faciès continental, nous avons reconnu le même caractère de sédiments de pénéplaine et, dans les montagnes, nous avons pu reconstruire à cette époque l'existence de la même situa-

tion orographique : un paysage mûr à dômes peu élevés. Après le Pontien, cette vaste plaine montagneuse a été soulevée, mais à divers degrés. De grandes cassures se sont formées ou bien des failles préexistantes ont agi de nouveau. Les plateaux centraux et les Pyrénées se sont surélevés naturellement le plus, mais même les bassins de l'Ebre et d'Aquitaine, affaissés par rapport aux montagnes avoisinantes, peuvent avoir subi également une légère élévation. En tout cas, ils n'ont pas été abaissés au-dessous du niveau de la mer, le Plaisancien marin y faisant défaut. Cependant à la même époque est née, par suite d'un effondrement absolu, la Méditerranée occidentale (HAUG, 1920, p. 1739) qui, par ses eaux, a également envahi les dépressions, probablement effondrées, de Roussillon et de la vallée du Rhône. A côté de ces effondrements de grande extension, il s'est formé des fossés, dus à de grandes failles rectilignes et parallèles, entre autres les fossés de la Haute Sègre et de la chaîne côtière catalane. Dans ces fossés et dans les grands effondrements, comme dans le bassin d'Aquitaine à Orignac et Saint-Gaudens les sédiments de pénéplaine ont été conservés, recouverts après le rajeunissement du relief par des dépôts détritiques en partie très grossiers.

Ces mouvements verticaux, contemporains aux derniers plissements en bordure de la Meseta et dans les domaines subbétique et bétique (GIGNOUX et FALLOT, 1927) et dans le Mont Lubéron en Provence, ont été accompagnés d'une violente effervescence volcanique. Ces surélévations et effondrements résulteraient d'une des dernières « grandes distensions » comme se le représente M. ARGAND.

L'abaissement du niveau de base par suite du soulèvement à la transition du Miocène au Pliocène est, dans les Pyrénées au moins, de 250 m. (de 1.950 à 1.700 m.).

Le soulèvement total des Pyrénées après le Pontien va jusqu'à 2.000 m. au-dessus de la mer. C'est bien différent des massifs avoisinants; dans la Meseta le soulèvement va jusqu'à 1.050 m., au Plateau Central, à 1.120 m. dans le Velay, à 960 m. dans le Cantal. Il est donc absolument impossible de réduire les abaissements de base simplement à des mouvements eustatiques, ainsi que le veut M. BAULIG.

Après avoir reconnu les relations du relief pendant le Pontien, formant un point de repère assez certain, nous faisons suivre quelques considérations sur l'histoire antérieure de la chaîne.

Le niveau des crêtes dans la zone axiale, tant que nous l'avons suivi, forme une surface à peu près horizontale. Si l'on rapporte à ce niveau le Cadi, la Tossa de Alp et Pedra Forca, il va en descendant au delà de la Sègre, indiquant une inclinaison de 16 m. par kilomètre. En prolongeant cette surface vers le Sud, on ne touche pas encore les sommets méridionaux. Vraisemblablement, cette inclinaison est la pente normale de l'ancienne surface de dénudation ou bien elle est due à un bombement de l'axe de la chaîne. La grande lacune de la sédimentation dans la chaîne entre les poudingues bartoniens et le Sarmatien empêche de préciser l'âge de ce niveau des crêtes. Tout ce qu'on peut en dire, c'est que d'une part il a succédé au plissement à la fin de l'Eocène, car les poudingues bartoniens se sont ondulés partout, chevauchés même dans la vallée de la Cinca (DALLONI, 1910). D'autre part, la formation et le bombement éventuel de ce niveau a précédé la phase de dénudation qui prend fin à la sédimentation du Sarmatien et du Pontien, car le niveau de 2.000 m. ne montre nullement un tel bombement suivant l'axe principal, plutôt un soulèvement en aval.

Pendant le Stampien, l'avant-pays des Pyrénées doit avoir subi un plissement qui a élargi la chaîne plissée. Dans les Petites Pyrénées, cet âge du plissement est assez fixé (Feuille de Pamiers, ASTRE, 1933); pour les replis dans le bassin de l'Ebre à Olban-Oliana, Cardona et Suria il paraît probable (BORN, 1919). Après, dès le début du Miocène, une transgression marine commence qui se poursuit jusque dans le Helvétien et le (?) Tortonien, et qui correspond donc à une phase d'érosion latérale sur les continents. Il nous paraît permis de paralléliser provisoirement la formation du niveau des crêtes avec la dénudation pré-stampienne pendant laquelle le bassin de l'Ebre a été comblé. Puis le soulèvement, peut-être le bombement de la pénéplaine aurait pris place pendant le Stampien (? plissement savique, selon STILLE, 1924). Pendant le Miocène, aurait été rasé le niveau des fonds des cirques et toute la grande surface d'érosion s'étendant de l'Espagne jusqu'en France. Pendant le Sarmatien, çà et là, la sédimentation continentale aurait été reprise, se continuant dans le Pontien. Durant cette époque, les mouvements auraient débuté qui ont fractionné la vaste pénéplaine.

En poursuivant l'histoire des Pyrénées après le Pontien, on rencontre la première indication d'un mouvement de la chaîne

après le Plaisancien. En Roussillon, un soulèvement brusque et important a chassé à cette époque la mer définitivement vers l'Est (DEPÉRET, 1885). Il a pour résultat que l'Astien lagunaire et continental recouvre en discordance le Plaisancien marin relevé de 10°. A ce mouvement, nous rapportons l'abaissement du niveau de base jusqu'au-dessous du niveau de la Percha et l'effondrement réitéré de la Cerdagne O. de Saillagouse. Pendant le reste du Pliocène, la chaîne à diverses reprises a été surélevée par saccades, séparant les phases successives d'arrêt ou de surrection très lente pendant lesquelles les méplats de 1.470 m. et de 1.420 m. et la terrasse principale ont pu se former.

Pendant le Quaternaire, il s'est développé de vraies terrasses d'accumulation, qui peuvent être mis en rapport avec les périodes glaciaires, probablement le Rissien et le Würmien.

R é s u m é .

Selon notre conception, l'histoire tertiaire des Pyrénées orientales s'est écoulée comme il est résumé dans le tableau ci-contre :

| | | |
|---------------------|---|--|
| | Soulèvement. | |
| Sicilien. | Formation de la terrasse principale. | |
| Villefranchien. . . | | |
| | Soulèvement. | |
| Astien. | Formation des niveaux de 1.420 et 1.470 m.; sédimentation lagunaire et continentale en Roussillon. | |
| | Soulèvement de la chaîne; régression de la mer et relèvement des couches plaisantiennes en Roussillon; effondrement posthume du fossé de la Cerdagne et de Seo. | |
| Plaisancien. . . . | Formation des niveaux de la Quillane et de la Percha. | |
| | Ingression de la mer en Roussillon. | |
| | Distension, fractionnement et soulèvement partiel de la pénéplaine; surélévation des Pyrénées, de la Meseta et du Plateau Central; affaissement de la Méditerranée occidentale et du Roussillon; effondrement et comblement des fossés de la Sègre. | |
| Pontien. | Dépôt des argiles et des | |
| Sarmatien. | lignites à <i>Hipparion</i> . | Dénudation jusqu'au niveau des fonds des cirques et formation |
| Tortonien. | | d'une surface d'érosion de la Meseta jusqu'au Plateau Central. |
| Helvétien. | Transgression de la mer | |
| Burdigalien. . . . | dans la région côtière; | |
| Aquitanién. | comblement du bassin d'Aquitaine. | |
| Stampien. | Plissement dans les Petites Pyrénées et dans le bassin de l'Ebre; soulèvement et ? bombement du niveau des crêtes. | |
| Sannoisien. | Comblement du bassin de l'Ebre et d'Aquitaine; | |
| Ludien. | dénudation jusqu'au niveau des crêtes. | |
| | Plissement posthume. | |
| Bartonien.* | Formation des poudingues de Palassou. | |
| Auversien. | | |
| | Plissement principal. | |
| Lutétien. | Fin de la sédimentation pyrénéenne. | |
| Cuisien. | | |
| Sparnacien. | Transgression marine. | |
| Montien. | | |

APPENDICE. PALEONTOLOGIE

PACHYGYRA c. f. *PRINCEPS* REUSS (fig. 25).

Pachygyra princeps REUSS, 1854, p. 93, t. 888, f. 1-8.

Pachygyra princeps M. EDWARDS, 1857, t. II, p. 212.

Pachygyra princeps FÉLIX, 1903, p. 810.

Pachygyra princeps OPPENHEIM, 1930, p. 448.

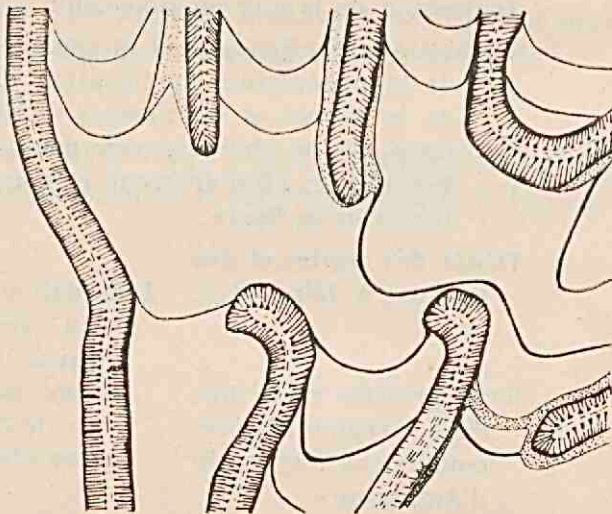


FIG. 25. — *Pachygyra* cf. *princeps* Reuss.
(Grandeur nat.)

Le polypier était empâté dans la roche et a été déterminé à l'aide de surfaces polies. La forme générale et le relief sont donc inconnus.

Les séries calicinales sont larges de 4-6 mm. La columelle est très mince et continue. Les cloisons sont alternativement épais et minces, les primaires formant un épaississement aplati au devant de la columelle. On en compte 11-12 primaires et 11-12 secondaires dans une longueur d'un centimètre. Les ambulacres sont subégaux, généralement de 12 mm. de largeur et remplis d'un tissu spongieux. Par places seulement, on voit les cloisons s'y continuer. En outre, les séries calicinales sont unies par de fortes cloisons transversales concaves, situées à distances régulières de

5-7 mm. Cette disposition n'est mentionnée chez aucune *Pachygyra*. C'est que, en général, on ne décrit que les caractères extérieurs.

Notre forme correspond assez bien aux descriptions données par REUSS et FÉLIX de *Pachygyra princeps*, provenant de Brunstlock et Nefgraben près de Gosau. Seulement REUSS mentionne les ambulacres mesurant 18-37 mm. de largeur, mais, dans ses figures, ils sont plus minces. Quoiqu'aucun auteur ne décrive les cloisons transversales dans les ambulacres, nous croyons notre espèce très voisine ou identique à la forme de Gosau.

Horizon et localité : Maestrichtien de la Sierra de Cadi au Sud de Serrat dels Curtals.

LEPIDORBITOIDES SOCIALIS (LEYM.)

Race *minor* (SCHLUMB.) (fig. 26).

Orbitoides minor SCHLUMBERGER, 1901, p. 466, pl. VIII, 2, 3, 5; pl. IX, 2, 3.

Lepidorbitoides socialis race *minor* Schlumb. H. DOUVILLÉ, 1920, p. 222.

Dans les sections médianes de cette espèce, la forme des logettes équatoriales est aberrante, spécialement au centre, de sorte que la disposition en ogives a complètement changé. Les cloisons

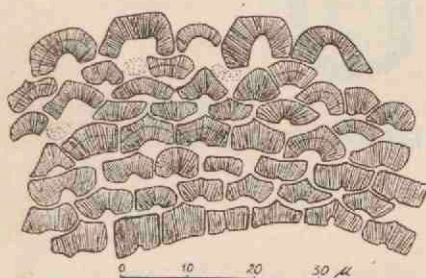


FIG. 26. — *Lepidorbitoides socialis* (Leym.) race *minor* (Schlumb.). — Section médiane des logettes équatoriales.

des logettes se sont tellement épaissies que les lumina ont diminué, même complètement disparu. Seulement les orifices, relativement larges, qui établissent les communications entre les logettes de la couche équatoriale, restent ouverts et circonscrivent les

cloisons. Vers la périphérie, les dimensions des logettes augmentent, tandis que les cloisons s'épaississent moins et la forme ogivale réapparaît. Cette disposition, nulle part décrite, a été figurée pour l'espèce *Orbitocyclina minima* par M. VAUGHAN (1929, Pl. XX, 4). Dans les logettes latérales, coupées en direction transversale, on reconnaît un épaississement semblable, les lumina des loges s'agrandissant sensiblement vers la périphérie.

Il paraît que le protoplasme a occupé spécialement les loges extérieures, mais que tout de même la communication avec les logettes centrales a été gardée.

Horizon et localité : Maestrichtien de la Sierra de Cadi. La Fesa.

ORBIGNYA LAPEIROUSEI GOLDF.

Formes naines (fig. 27).

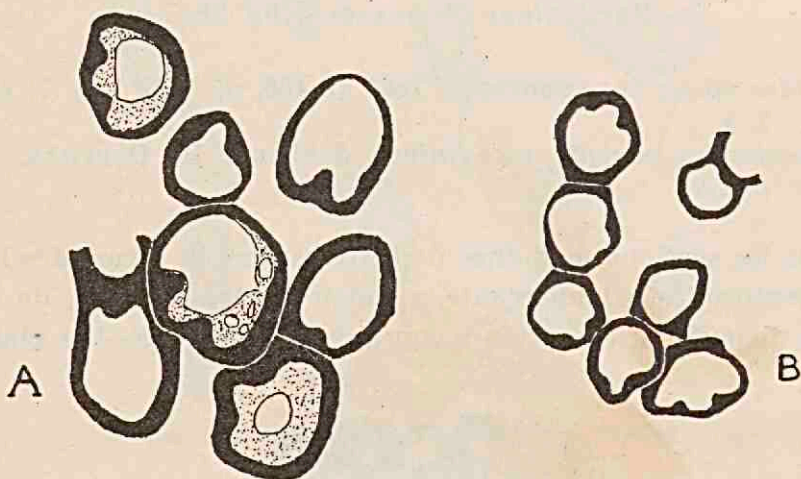


FIG. 27. — *Orbignya Lapeirousei* Goldf. Formes naines (grandeur nat.).
Localités : A. Sierra de Cadi III; B : Sierra de Cadi II.

BIBLIOGRAPHIE

1924. ASTRE (G.). Sur les unités tectoniques des Sierra del Cadi, de Port del Compte et de quelques massifs voisins (Pyrénées catalanes). *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. CLXXVIII.
1927. — Le bassin néogène de Bellver. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LVI.
- 1927 bis. — Voir Ch. JACOB, etc.
1931. — Les grandes phases géologiques du domaine pyrénéen. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXI.
1932. — Les faunes de pachyodontes de la province catalane entre Sègre et Fraser. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXIV.
1933. — Sur quelques mammifères oligocènes de la vallée de l'Ariège. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. LXV.
1924. BACCONNIER (L.). Le Coiron. *Rev. Géogr. alp. Grenoble*, t. XII.
1852. BARRANDE (J.). Système silurien du centre de la Bohême. 1^{re} partie, I, Trilobites.
1880. BARROIS (Ch.). Note sur les fossiles de Cathervielle. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 3, t. VIII.
1924. BATALLER (J. R.). Contribució a l'estudi de nous mamífers fòssils de Catalunya. *Arx. Inst. d'Est. catal.*
1928. BAULIG (H.). Le Plateau Central de la France et sa bordure méditerranéenne. Paris.
1889. BEAUGEY (M.). Note sur une porphyrite augitique de la Selva de Sallent. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 3, t. XVII.
1911. BERTRAND (L.) et O. MENGEL. Carte géologique de la France 1:80.000^e. Not. expl. feuille de Céret (258).
1912. — *Ibid.* Not. expl. feuille de L'Hospitalet (256).
1925. — *Ibid.* Not. expl. feuille de Prades (257).
- 1914-15. BLANCHARD (R.). La Morphologie des Pyrénées françaises. *Ann. Géogr.*, t. XXIII-XXIV.
1932. BOISSEVAIN (H.). Onderzoekingen in de Catalaansche Pyreneeën. *Geologie en Mijnbouw*, 11^e jg., Aug.
1919. BORN (A.). Das Ebrobecken. *Neues Jahrb. f. Min.*, etc., Beil. Bd. XLII.
1779. BUFFON (M. le Comte DE). Histoire naturelle générale et particulière. Les époques de la nature, suppl., t. XI, Amsterdam.
- 1903-09. CAREZ (L.) La géologie des Pyrénées françaises. *Mém. Carte géol. Fr.*, t. I-VI.
1907. CAREZ (L.), G. VASSEUR et SAVORNIN. Carte géologique de la France 1:80.000^e. Not. expl. feuille de Pamiers (242).
1909. — *Ibid.* Not. expl. feuille de Saint-Gaudens (241).
1909. CHEVALIER (M.). Note sur la « cuencita » de la Seo de Urgel. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. IX.
- *1925. — Note sur les terrains néogènes de la Cerdagne. *Bull. Inst. cat. Hist. nat.*, sér. 2, t. V, 4.

1926. — Voir Pau VILA i M. CHEVALIER.
1919. — La Tectonica de Catalunya. *Ciencia*. Barcelona.
1921. CLOOS (H.). Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Braunschweig.
1925. COLLET (L. W.). Les lacs. Paris.
1921. CREUTZBURG (N.). Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. *Ostalpine Formenstudien*.
1910. DALLONI (M.). Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. *Thèse*, Paris.
1913. — Stratigraphie et tectonique de la région des Nogueras. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. XIII.
1930. — Etude géologique des Pyrénées catalanes. Alger.
- 1864-71. DAVIDSON (Th.). British fossil Brachiopoda, III. Devonian and silurian species. *Palaeontographical Society*. London.
1931. DÉLÉPINE (G.). L'âge des schistes de Mondette (Ariège). *C. R. S. Soc. géol. Fr.*, t. XII.
1885. DEPÉRET (Ch.). Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon. *Thèse*, Paris.
1885. DEPÉRET (Ch.) et L. RÉROLLE. Note sur la géologie et sur les mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 3, t. XIII.
1903. DONCIEUX (L.). Monographie géologique et paléontologique des Corbières orientales. *Ann. Univ. Lyon*, sér. 1, t. II.
1902. DOUVILLÉ (H.). Sur le terrain nummulitique de l'Aquitaine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 4, t. II.
1919. — L'Eocène inférieur en Aquitaine et dans les Pyrénées. *Mém. Carte géol. France*, Paris.
1920. — Révision des orbitoïdés. 1^{re} partie. Orbitoïdés crétacés et genre Omphalocyclus. *Bull. Soc. géol. Fr.*, s. 4, t. XX.
1922. — Le Nummulitique au sud des Pyrénées. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. CLXXIV.
1911. DOUVILLÉ (R.). Espagne. *Handb. reg. Geol.*, III, 3.
1830. DUFRÉNOY et Elie DE BEAUMONT. Mémoires pour servir à une description géologique de la France, t. II.
1927. FAUCHER (D.). Plaines et bassins du Rhône moyen. *Thèse (Lettres)*, Grenoble.
1913. FAURA (M.) y SANS. Sintesis estratigrafica de los terrenos primarios de Cataluña. *Mem. Real Soc. esp. Hist. nat.*, t. IX, 1a.
1903. FELIX (J.). Die Anthozoën der Gosauschichten in den Ostalpen. *Palaeontographica*, XLIX. Stuttgart.
- FROMENTEL (DE). Paléontologie française. Terrains crétacés : Zoophytes (sans date).
1930. GAERTNER (H. R. v.). Obersilurische Faunen aus dens spanischen Pyrenäen. *Nach. Ges. Wiss. Göttingen, Math. Phys. Kl.*
1927. GIGNOUX (M.) et P. FALLOT. Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. *C. R. Congr. géol. intern. Espagne*, 1926, fasc. 2.

- 1920-21. HAUG (E.). *Traité de géologie*. Paris.
1929. HERITSCH (F.). Faunen aus dem Silur der Ostalpen. *Abh. geol. Bundesanstalt*, XXIII, 2. Wien.
1927. HERNANDEZ PACHECO (F.). Nota sobre la estratigrafía y los mamíferos miocenos de Nombrevilla (Zaragoza). *C. R. Congr. géol. intern. Espagne*, 1926, fasc. 4.
1927. JACOB (Ch.), P. FALLOT, G. ASTRE et R. CIRY. Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *C. R. Congrès géol. intern. Espagne*, 1926, fasc. 2.
- 1901-18. LAPWORTH (Ch.), G. L. ELLIS, E. WOOD. A monograph of british Graptolites. *Palaeontographical Society*. London.
1844. LEYMERIE (A.). Mémoire sur le terrain à nummulites des Corbières et de la Montagne Noire. *Mém. Soc. géol. Fr.*, sér. 2, t. I, n° 8.
1869. — Récit d'une exploration géologique de la vallée de la Sègre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 2, t. XXVI.
1929. LOTZE (F.). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, Math. phys. Kl.*, XIV, 2.
1896. MALLADA (L.). Explicación del Mapa geológica de España, t. II. Sistemas cambriano y siluriano. *Mem. Com. Mapa. geol. Esp.*
- 1903-12. MENGEL (O.). *C. R. Coll. Carte géol. Fr.*, feuilles de l'Hospitalet, Prades et Cérét. Camp. 1903-12.
1929. — Etude de la séismotectonique des Pyrénées et des Alpes orientales. *Thèse, Strasbourg*.
— Voir L. BERTRAND et O. MENGEL.
1879. LEVY (Michel A.). Note sur les porphyrites micacées du Morvan. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 3, t. VII.
1857. MILNE (Edwards H.). Histoire naturelle des coralliaires ou polypes proprement dits, vol. II.
1930. NUSZBAUM (F.). Morphologische Studien in den östlichen Pyrenäen. *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*, Berlin.
1899. OESTREICH (K.). Ein alpines Längsthal zur Tertiärzeit. *Jhrb. geol. Reichsanst.*, Wien. XLIX.
1910. — Die Oberfläche Macedoniens. *Geogr. Zeitschr.*, XVI.
1925. — Over den praeglacialen vorm der Oostalpen. *Tijdschr. kon. Ned. aandr. Genootsch.*, s. 2, XLII.
1930. OPPENHEIM (P.). Die Anthozoen der Gosauschichten in den Ostalpen. *Selbstverlag des Verfasser*.
1926. PANZER (W.). Talentwicklung und Eiszeitklima im nordöstlichen Spanien. *Abh. Senck. natf. Ges.*, XXXIX.
1932. — Die eiszeitliche Endmoränen von Puigcerdà. *Zschr. f. Gletscherkunde*, XX.
1894. PENCK (A.). Studien über das Klima Spaniens während der jüngeren Tertiärperiode und der Diluvialperiode. *Zeitschr. Ges. f. Erdkunde*. Berlin, XXIX.
1919. — Die Gipfelflur der Alpen. *Sitzber. preuz. Akad. Wiss. Berlin*, XVII.

1924. PENCK (W.). Die morphologische Analyse. *Geogr. Abh. von A. Penck*, r. 2, II.
- 1922-24. PETRASCHKE (W.). Kohlengologie der Oesterreichischen Teilstaaten, I. Wien.
1884. RÉROLLE (L.). Etude sur les végétaux fossiles de la Cerdagne. *Rev. Sc. nat. Montpellier*, sér. 3, t. VIII, 1.
1885. — Voir Ch. DÉPÉRET et L. RÉROLLE.
1854. REUSS (Aug.). Beitr. z. Charakteristik der Kreideschichten in den Ostalpen, besonders im Gosauthale und am Walfgangsee. *Denkschr. kais. Acad. Wiss. Wien., math.-nat. Cl.*, VII.
1929. ROGGEVEEN (P. M.). Geologisch-petrographische onderzoekingen in het granietmassief van Lles Aristot in de oostelijke Spaansche Pyrenceën. *Diss. Utrecht*.
1904. ROUSSEL (J.). Tableau stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Cart. géol. Fr.*, n° 97, t. XV.
1929. RUTTEN (L.). c. s. Geologische nomenclator. Geologische Nomenclatur. Geological nomenclator. Nomenclateur géologique. *Geol. Mijnb. Genootsch. Nederl. en Kol*, La Haye.
1901. SCHLUMBERGER (Ch.). Première note sur les orbitoïdes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. I.
1902. — Deuxième note sur les orbitoïdes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. II.
1903. — Troisième note sur les orbitoïdes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, sér. 4, t. III.
1931. SCHMIDT (H.). Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl.*, III, 5.
1929. SCHRIEL (W.). Der geologische Bau des katalonischen Küstengebirges. *Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math. phys. Kl.*, XIV, 1.
1926. SEEFELDNER (E.). Zur Morphologie der Salzburger Alpen. *Geogr. Jahresber. a. Oesterreich*, XIII.
1918. SÖLCH (J.). Eine Frage der Talbildung. *Penck-Festband*. Stuttgart.
1913. SORRE (M.). Les Pyrénées méditerranéennes. *Thèse*, Paris.
1924. STILLE (H.). Grundfragen der vergleichenden Tektonik. Berlin.
1903. TOUCAS (A.). Etudes sur la classification et l'évolution des hippurites. *Mém. Soc. géol. Fr. Pal.*, vol. 11, mém. 30.
- 1907-08. Etudes sur la classification et l'évolution des radiolitides. *Mém. Soc. géol. Fr. Pal.*, vol. 14-16, mém. 36.
1929. VAUGHAN (Th. Wayland). Species of Orbitocyclina... from the upper cretaceous of Mexico and Louisiana. *Journ. Palaeontology*, III.
1875. VIDAL (L. M.). Geología de la provincia de Lerida. *Bol. Com. Mapa geol.*, II.
1926. VILA, PAU i M. CHEVALIER. La Cerdanya. Enciclopedia « Catalunya ». Barcelona.
1895. WINCHELL (N. H.) and Ch. SCHUCHERT. The lower silurian Brachiopoda of Minnesota, III, 1. Final Report Palaeontology. Minneapolis.

TABLE DES MATIÈRES

[La pagination indiquée est celle particulière
au mémoire (entre parenthèse)]

| | |
|---|----|
| Introduction. | 1 |
| Aperçu historique. | 4 |
| <i>Première partie : Stratigraphie.</i> | 8 |
| Ordovicien. | 8 |
| Gothlandien. | 12 |
| Dévonien. | 20 |
| Carbonifère. | 24 |
| Roches éruptives permienes. | 27 |
| Permotrias. | 33 |
| Sénonien. | 38 |
| Garumnien. | 42 |
| Nummulitique. | 44 |
| Néogène. | 46 |
| Quaternaire. | 52 |
| <i>Deuxième partie : Tectonique.</i> | 54 |
| Le rôle tectonique des formations. | 54 |
| La partie septentrionale de la région. Terrain pré-varistique | 55 |
| Région entre le torrent de Canals et de la Riudolaina . . . | 55 |
| L'anticlinal silurien de Bar et de Toloriu. | 61 |
| L'anticlinal de Arseguel. | 62 |
| La partie méridionale de la région. | 63 |
| La Sierra de Cadi. | 63 |
| L'accident de Prat d'Aguilò. | 66 |
| Les lambeaux mésozoïques. | 69 |
| Structure du bassin de Bellver et de la Cerdagne. | 72 |
| Tectonique quaternaire. | 77 |
| Résumé de la tectonique. | 80 |
| Plissement varistique. | 80 |
| Plissement pyrénéen. | 82 |
| Effondrement post-pontien. | 86 |
| Mouvements quaternaires. | 88 |
| Le bassin de Seo de Urgel. | 88 |

| | |
|---|-----|
| <i>Troisième partie : Morphologie</i> | 92 |
| Le relief et les anciennes surfaces d'érosion..... | 92 |
| Introduction..... | 92 |
| Le niveau des fonds des cirques..... | 94 |
| Le niveau des crêtes..... | 100 |
| Les niveaux de Casteillou et de la Percha..... | 102 |
| Les niveaux de 1.470 m. et de 1.420 m..... | 106 |
| La terrasse principale..... | 107 |
| Sur l'origine des bassins tertiaires..... | 112 |
| Les terrasses quaternaires..... | 118 |
| La parallélisation des moraines avec les terrasses..... | 120 |
| Aperçu de l'histoire tertiaire..... | 123 |
| Appendice. Paléontologie. | 130 |
| Bibliographie. | 133 |
| Table des matières..... | 137 |

LISTE DES PLANCHES HORS-TEXTE JOINTES AU MEMOIRE

- PL. 1. — Carte géologique de la région entre la Sègre et la Sierra de Cadi.
 PL. 2. — Coupes annexes à la carte géologique.
 PL. 3. — Carte géomorphologique de la vallée de la Haute Sègre et de la plaine de la Percha.
-

STELLINGEN.

I.

De Pyreneeën, beschouwd als verheffing van het aardoppervlak, zijn geen plooingsgebergte, maar een opgeheven denudatievlakte.

II.

De aanwezigheid van Lias in de „série sud-pyrénéenne”, in tegenstelling met het ontbreken van deze formatie in het normale dekgebergte van de zuidflank van de aszone der Pyreneeën, behoeft geen argument te zijn voor de opvatting van de „série sud-pyrénéenne” als een dekblad.

III.

Voor de bepaling van de herkomst van de Nederlandsche sedimenten door middel van de mineralogische samenstelling verdient de kwantitatieve methode van EDELMAN de voorkeur boven de meer kwalitatieve van VAN BAREN en DRUIF.

IV.

DOLLO's reconstructie van den oorspronkelijken vorm der tetrapoden-extremiteit is aannemelijk.

V.

Ten onrechte plaatst TOUCAS het genus *Barrettia* onder *Orbignya*. Zijn verwantschap met *Vaccinites* is grooter dan met *Orbignya*.

VI.

De bepaling van het optisch karakter van optisch één- en tweeassige kristallen door middel van compensatoren wordt door JAEGER in zijn „Inleiding tot de studie der kristalkunde” ten deele onjuist afgebeeld en beschreven. Zoo bevatten de figuren 465 en 466 storende fouten en zijn de figuren 11a en 11b van Plaat III en de verklarende tekst onjuist.

VII.

Scolithuszandsteen is te vergelijken met recente „zand-koraalriffen” opgebouwd door *Sabellaria alveolata* L.

VIII.

Een moderniseering van de staatkundige en sociale structuur van Andorra heeft slechts zin, indien de drang daartoe uit de bevolking zelf voortkomt. Ten onrechte meent CHEVALIER, dat opheffing van de politieke zelfstandigheid van Andorra en aansluiting bij Spanje in het belang van de bevolking zou zijn.

IX.

Bij een geologische monographie van een landstreek behoort als onderdeel een genetisch-geomorphologische analyse. Een landbeschrijving daarentegen behoeft, behalve de vormen van het aardoppervlak, slechts de jongste geomorphologische processen in haar beschouwing te betrekken, speciaal die, welke plaats gevonden hebben sinds de vestiging van de menschelijke groep.

VI.

De bepaling van het nuchter karakter van onschat 1811
en de bepaling van het nuchter karakter van onschat 1811
wordt door JACOB in zijn "Inleiding tot de studie der
karakterkunde" van 1811 opgevoerd als de eerste
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden

VII.

De bepaling van het nuchter karakter van onschat 1811
wordt door JACOB in zijn "Inleiding tot de studie der
karakterkunde" van 1811 opgevoerd als de eerste

VIII.

De bepaling van het nuchter karakter van onschat 1811
wordt door JACOB in zijn "Inleiding tot de studie der
karakterkunde" van 1811 opgevoerd als de eerste
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden

IX.

De bepaling van het nuchter karakter van onschat 1811
wordt door JACOB in zijn "Inleiding tot de studie der
karakterkunde" van 1811 opgevoerd als de eerste
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden
aan de hand van de figuren 1811 en 1812 worden

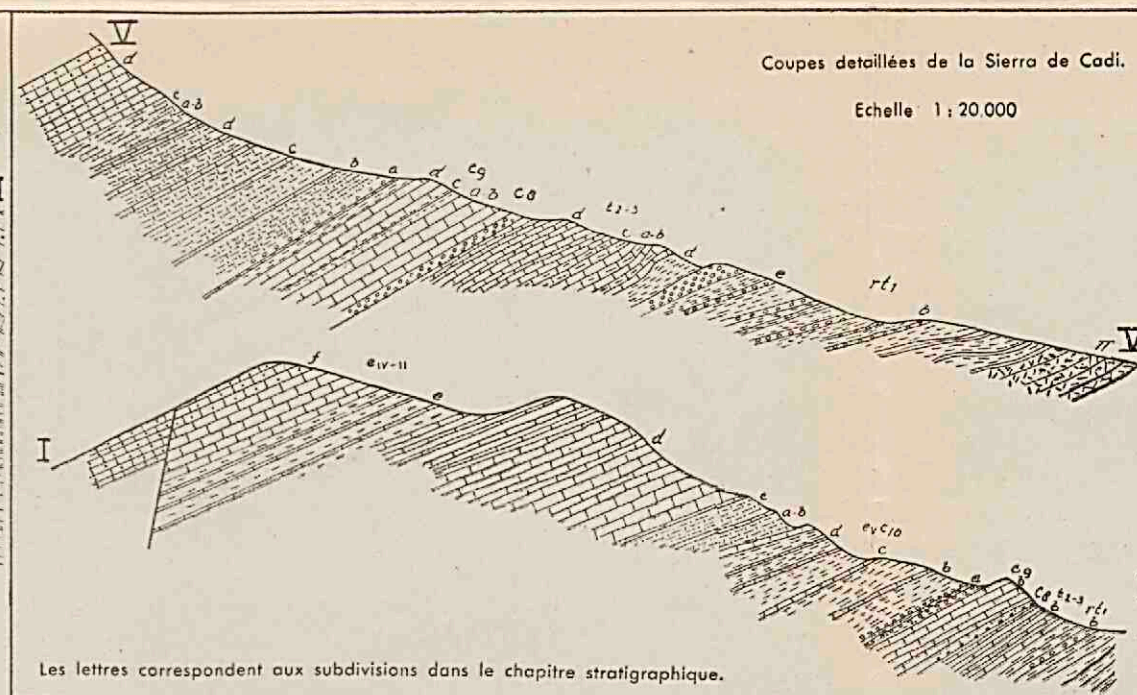
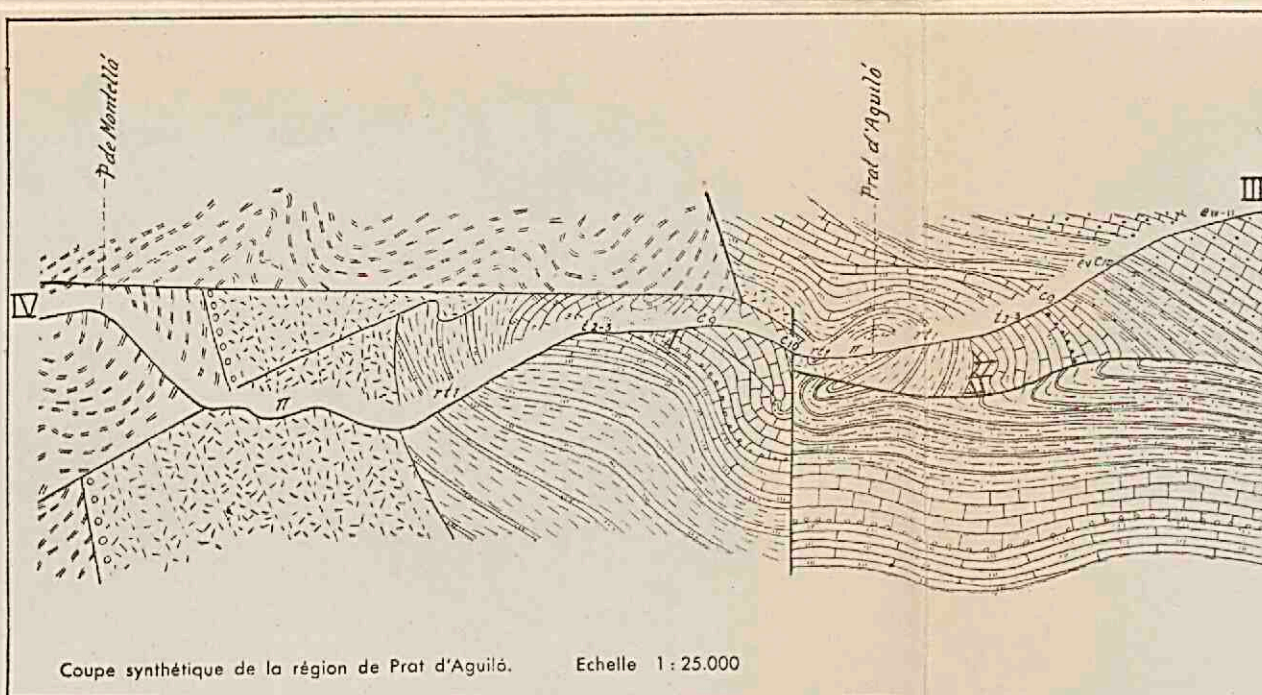
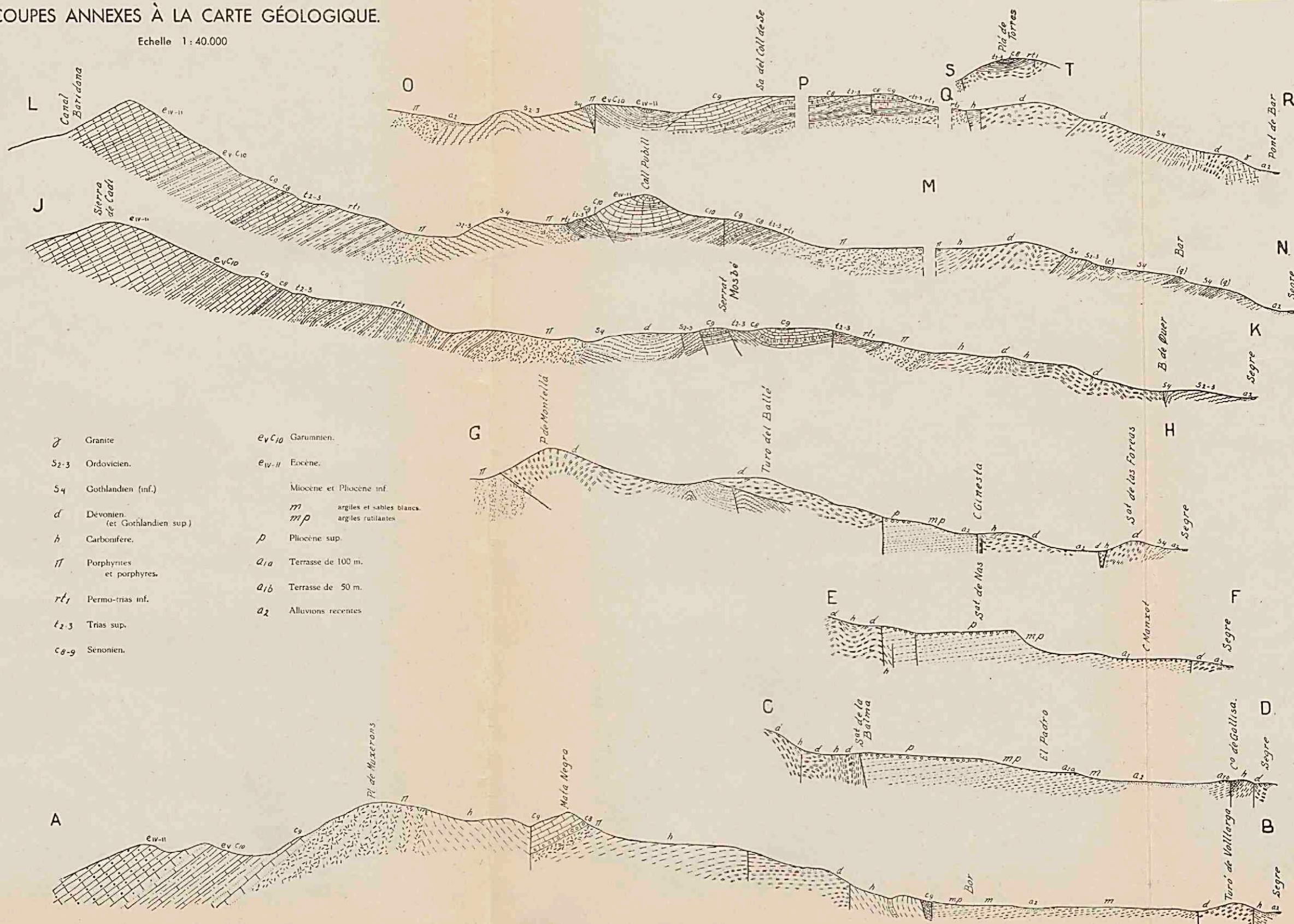
(PYRÉNÉES CATALANES)

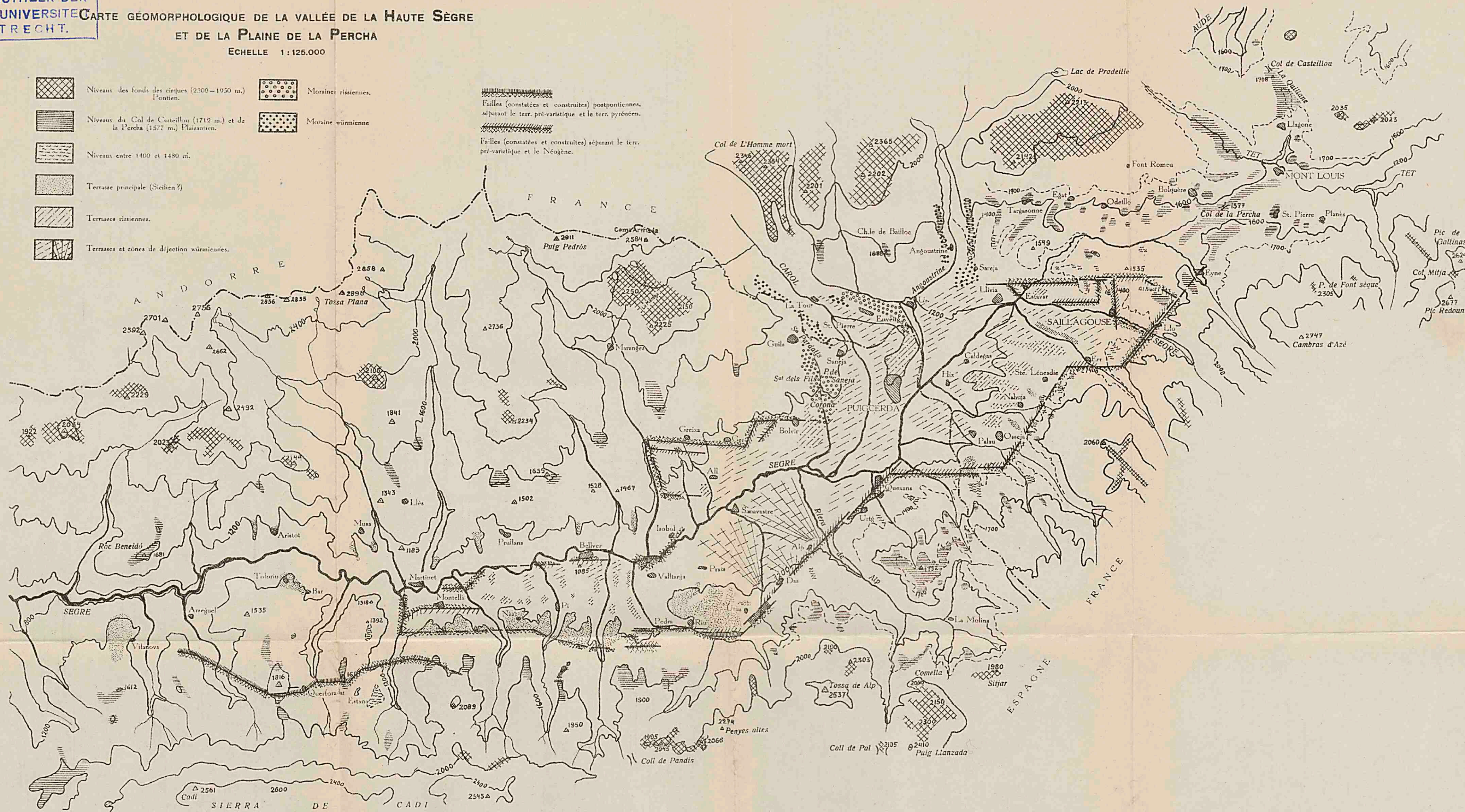
Echelle 1 : 40.000

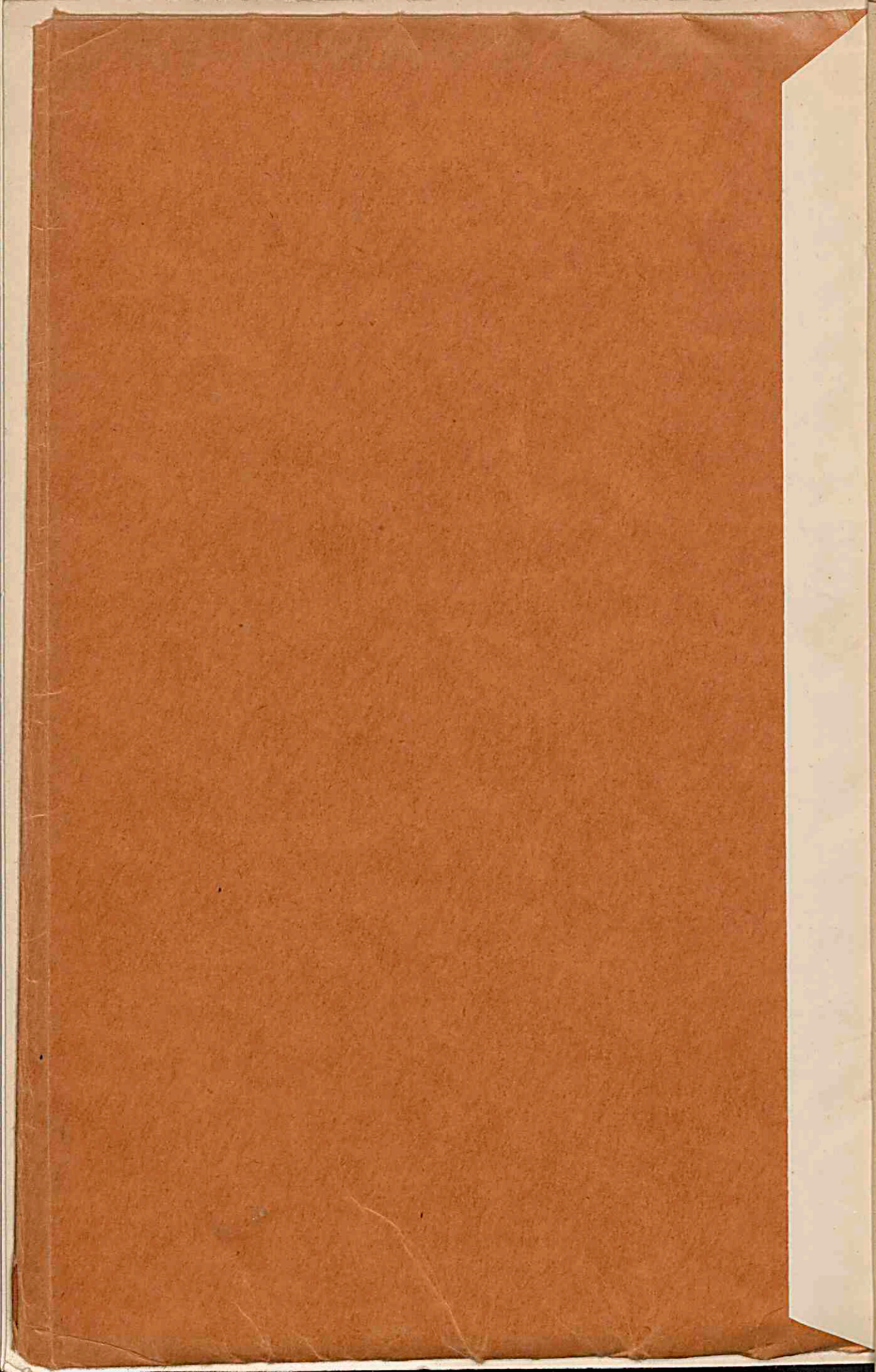


COUPES ANNEXES À LA CARTE GÉOLOGIQUE.

Echelle 1:40.000







U
19

